

10-47.28

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

И.Н. Русин, П.П. Арапов

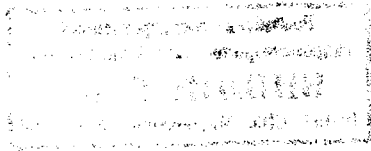
ОСНОВЫ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ

Курс лекций

*Печатается по решению Ученого совета факультета географии
и геологии Санкт-Петербургского государственного университета*



Санкт-Петербург
2008



SS1.5(075.8)
SS1.58(075.8)

УДК 551.5+ 551.58[(075/85)]

Русин И.Н., Арапов П.П.. Основы метеорологии и климатологии.
Курс лекций – СПб.: изд. РГГМУ, 2008. – 199 с.

ISBN 978-5-86813-208-7

Рецензенты: д-р геогр. наук, проф. В.И. Воробьев, РГГМУ
д-р геогр. наук, проф. А.И. Угрюмов, РГГМУ
атмосфера; влажность; завлечение;

Курс лекций предназначен для ознакомления студентов с основными положениями метеорологии и климатологии. В нем при минимальном объеме содержится тот материал, который должен знать каждый студент, получающий образование по направлениям: гидрометеорология, география, экология и природопользование.

В конце пособия приведены словарь-указатель нужных терминов, список формул, назначение и смысл которых необходимо уметь объяснить. Представлены важнейшие карты, вертикальные распределения, графики и схемы, интерпретация которых должна быть известна студентам. Для контроля знаний по всему курсу помещен тест.

Курс лекций может послужить методическим пособием для преподавателей при отборе материала для лекций и проведении контроля знаний.

осаждение; радиация; ветер;

Rusin I.N., Arapov P.P. Fundamentals of meteorology and climatology.
A course of lectures. – St. Petersburg, RSHU Publishers, 2008. – 199 pp.

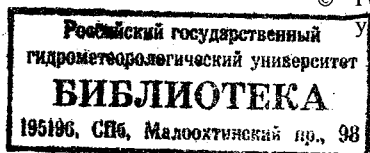
Циркуляция атмосферы; климат

The course of lectures is intended for students to get acquainted with general provisions of meteorology and climatology. Though in the minimal size, the book contains that material to be mastered by any student specializing in hydrometeorology, geography, ecology and nature management. The book includes the Glossary of the terms used in the text, as well as the most useful maps, vertical distributions, plots and charts whose interpretation is to be known to students. To control the knowledge acquired, the book has testing sections throughout the course.

The book can serve as a teaching aid for teachers in selecting the material for lectures and in testing students' progress.

ISBN 978-5-86813-208-7

- © И.Н. Русин, П.П. Арапов, 2008
© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2008



996866

ПРЕДИСЛОВИЕ

Достижения метеорологии сегодня доступны каждому человеку. Достоверный прогноз погоды даже на три–пять суток стал повседневной реальностью, а ведь выдающиеся ученые еще в середине XX в. относили проблему предсказания погоды к числу труднейших. Для решения этой проблемы создана высокотехнологичная отрасль хозяйственной деятельности человека – служба погоды. Запускаются искусственные спутники, создаются специальные радиолокационные системы, постоянно проводятся различные метеорологические наблюдения – все это элементы уникальной системы непрерывного сбора, обработки и использования данных о состоянии одной из географических оболочек – атмосферы. Глобальная система метеорологических наблюдений, безусловно, является прототипом будущей единой службы географического мониторинга.

На пороге XXI в. человечество осознало, что изменения климата могут быть фактором, угрожающим населению Земли. Решение задач контроля, прогноза и управления геосферой и, в первую очередь, климатом – вот что будет основной заботой будущих гидрометеорологов, географов, экологов и природопользователей.

Курс лекций, положенный в основу этой книги, авторы читали в течение многих лет всем студентам первого курса географического факультета СПбГУ, не зависимо от направления их обучения и будущей специальности. Обычно удается прочесть не более семнадцати лекций за семестр. Контингент слушателей и сжатые сроки жестко ограничивают объем излагаемого материала и уровень использования физико-математического аппарата, так как студенты еще только начали изучение этих дисциплин.

Авторы имели возможность наблюдать, как изменяется отношение к дисциплине, а значит, и восприятие ее в зависимости от того, собирается ли студент специально изучать метеорологию или эта дисциплина является для него одной из общеобразовательных. Особенно это заметно в последние годы, когда на лекциях стало возможно широко применять мультимедийные проекторы, что позволило ряд многословных объяснений заменять схемами, рисунками, картами и диаграммами, которыми изобилует Интернет.

Будущие метеорологи, гидрологи и океанологи с большим вниманием изучают понятия, законы и карты, а значит, и запоминают больше, чем остальной поток. Но студенты, ориентирующиеся на другие специализации, обращают внимание только на заинтересовавшие их факты, особенно если их изложение сопровождается демонстрацией эффектных рисунков или фотографий. Даже карты, описывающие, как на Земле располагаются те или иные метеорологические характеристики, не вызывают большого интереса.

Перед экзаменом оказывается, что конспекты составлены плохо: вместо тезисов лекций – рисунки и формулы с ошибками и без необходимых смысловых комментариев. Попытки использовать имеющиеся учебники вызывают у учащихся большие затруднения, так как в учебниках материала гораздо больше, они иначе структурированы и акценты расставлены в них иначе, чем в лекциях.

Для того чтобы улучшить условия подготовки к экзамену и облегчить усвоение студентами всех направлений обучения необходимого минимума знаний об основных понятиях, законах и фактах из метеорологии и климатологии, мы сочли необходимым составить текст лекций так, чтобы в нем был отражен именно этот необходимый минимум. При сдаче экзамена студент, помимо ответа на основные вопросы билета, должен отвечать на дополнительные вопросы. Во-первых, это вопросы типа «что такое?», касающиеся основных терминов, применявшиеся в курсе. Перечень таких терминов приведен в конце пособия. Во-вторых, он должен знать важнейшие формулы, применяемые в метеорологии и климатологии. По нашему мнению, не следует требовать, чтобы эти формулы студент записывал по памяти. Гораздо полезнее требовать, чтобы он правильно выбрал формулу из списка, объяснил ее назначение и смысл, раскрыл принятые обозначения. Список формул также приводится. Наконец, требуется узнавать важнейшие карты, вертикальные распределения, графики и схемы, называть их особенности и уметь сделать основные выводы из графического материала. Графические материалы приведены в тексте и сопровождаются краткими резюме.

Авторы надеются, что выполненная ими работа поможет будущим специалистам успешно освоить основы нашей важной и интересной науки. Возможно, что наш методический подход и материалы окажутся полезными и для преподавателей метеорологии.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосфера – воздушная оболочка Земли. Воздух – это смесь газов, образовавшаяся в ходе эволюции нашей планеты. Каков состав воздуха? Какие величины описывают его физические свойства? Как изменяются значения этих величин по вертикали, горизонтали и во времени? Ответы на эти вопросы должны быть известны каждому. Они были получены ценой самоотверженного труда ученых разных стран.

XVI век. Г.Галилей впервые заявил, что воздух имеет вес. Он же сконструировал первый термометр. Э.Торричелли изобрел барометр, взвесил атмосферу и инициировал систематическую регистрацию атмосферного давления.

XVII век. Б.Кастелли в Италии и Р.Гук в Англии сконструировали дождемеры. Р.Декарт придал барометру бумажную шкалу, разделенную линиями. Б.Паскаль показал, что давление различно в разных местах и на разных высотах, указал на связь давления с погодой и на необходимость регистрации всех метеорологических характеристик одновременно и в одном месте. Так возникла идея создания метеорологических станций. Э.Галлей обнаружил влияние температуры на показания барометра. В Лондонском королевском обществе Р.Гук и Р.Бойль предприняли попытку создать единую систему регистрации метеорологических наблюдений в разных местах страны. Одним из первых систематически стал записывать наблюдения за погодой в Оксфорде, а затем в Лондоне философ и естествоиспытатель Дж.Локк.

XVIII век. А.Лавуазье доказал, что воздух – это смесь двух газов, один из которых, необходимый для дыхания, он назвал кислородом. О.Соссюр сконструировал волосяной гигрометр, начал изучение зависимости метеорологических характеристик от высоты и указал, что температура воздуха убывает с высотой на $0,65^{\circ}\text{C}/\text{км}$. В 1780 г. курфюрст пфальцский Карл Теодор, меценат и ценитель науки и искусства, учредил в Мангейме Метеорологическое общество и финансировал его деятельность по созданию первой сети метеорологических наблюдений, работавшей по еди-

ной инструкции, выдававшей наблюдателям одинаковые комплекты приборов и публиковавшей результаты метеорологических наблюдений. Впервые на воздушном шаре, взяв с собой метеорологические приборы, Ж.Шарль провел исследование атмосферы до высоты 3500 м.

XIX век. Дж. Лесли в 1831 г. предложил психрометрический метод измерения влажности. Но только в 1880 г. Р. Ассман создал аспирационный психрометр с постоянной вентиляцией. Р.Робинсон разработал чашечный анемометр, до настоящего времени являющийся лучшим датчиком скорости ветра. Английский метеоролог-любитель Л. Говард разработал первую классификацию облаков. Созданы службы погоды различных государств (Англия – 1840, США – 1842, Испания – 1847, Пруссия – 1847, Россия – 1849, Голландия – 1854, Франция – 1856, Италия – 1860). В 1873 г. состоялся первый Международный метеорологический конгресс в Вене, на котором была сделана попытка унификации системы метеорологических наблюдений. В 1882–1883 гг. был проведен первый межгосударственный метеорологический эксперимент – Международный полярный год.

В 1846 г. Л.Лумис в США опубликовал первые карты погоды за несколько дней февраля 1842 г., на которые были нанесены линии равных значений (изолинии) – отклонения давления и температуры от нормы, направление ветра и области ясной и пасмурной погоды, а также дождя. В 1849 г. Дж.Генри в США организовал сбор в Вашингтоне по телеграфу упрощенных сведений о состоянии погоды (ясно/пасмурно). По этим данным составлялась карта, которая ежедневно выставлялась для всеобщего обозрения.

В 1821 г. У.Редфилд в США во время поездки заметил, что шторм, прошедший накануне, повалил деревья в противоположных направлениях у его дома и на значительном расстоянии к западу. Он собирал данные об этом шторме в течение 10 лет, потом нанес их на прозрачную бумагу и убедился, что направление ветра в разных пунктах при шторме достаточно близко совпадает с окружностями. Так был доказан вихревой характер движения воздуха при шторме, и возникло понятие «циклон». Позже Редфилд на примере другого урагана убедился, что ветер направлен внутрь шторма под углом до $30\text{--}35^{\circ}$. Объект и термин «антициклон» ввел

Ф. Гальтон, который отметил, что движение воздуха в них противоположно циклоническому, ветер слаб и направлен от центральной области. В конце XIX в. Л. Гейсеран де Бор, знаменитый французский воздухоплаватель, открывший существование стратосферы, исследуя причины аномально холодной зимы во Франции 1879 г., пришел к выводу об определяющей роли положения Азорского и Сибирского антициклонов и ввел понятие «центры действия атмосферы». Это был первый шаг к развитию долгосрочного прогноза.

Первые регулярные штормовые оповещения стал с 1860 г. издавать Голландский метеорологический институт под руководством Х. Бейс-Баллрт. Первые прогнозы бурь у побережья Англии стал выпускать вице-адмирал Р. Фичрой. Он заставил ученых и общество обратить внимание на метеорологические прогнозы и пожертвовал для этого своей жизнью. (После пяти лет прогностической деятельности, вызывавшей непрерывные нападки прессы, находясь в депрессии после неудачного прогноза, он застрелился.)

В XIX в. стала развиваться и климатология. В 1817 г. А. Гумбольдт составил первую карту распределения годовых изотерм для Северного полушария Земли. За этим последовало много работ с описанием температурного режима стран и регионов. В результате ученые серьезно задумались над проблемой качества метеорологических данных. Климатология ввела в науку и наблюдения железную дисциплину, без которой работа не всегда грамотных наблюдателей в условиях плохой связи не дала бы полезных результатов. Для интерпретации полученных данных А.И. Воейков впервые применил идею расчета теплового баланса территорий.

Установленные законы связи биологических и геологических факторов с климатом позволили Ч. Лайелю показать, что климат Земли колебался в геологическом прошлом от потеплений к ледниковым периодам. Были сформулированы почти все известные гипотезы о причинах изменений климата. В частности, гипотеза о роли углекислого газа в регулировке температуры Земли впервые была высказана шведским физиком, химиком и астрономом С. Аррениусом. В 1843 г. Г. Швабе открыл 11-летний цикл солнечной активности, связь которого с изменениями характеристик климата известна, но до сих пор остается непонятной. Накопление

данных о климате стимулировало развитие работ по систематизации. В 1884 г. появилась классификация климатов земного шара В.Кеппена, над которой он работал всю жизнь и которая в настоящее время является наиболее распространенной.

В XIX в. быстро развивалась физика и математика. Были сформулированы математические модели термодинамических процессов, теплопередачи и гидродинамики. На их основе получены описания некоторых метеорологических явлений в простейших случаях, т.е. был намечен путь к описанию эволюции атмосферы. Но принцип, провозглашенный Д.Менделеевым: «Знать – значит предвидеть!», применительно к прогнозу состояния атмосферы был реализован только в последней четверти XX в.

Большая часть материала, изложенного в предлагаемых лекциях, получена во второй половине XX в. Тогда уже существовала система сбора, обработки и анализа метеорологических наблюдений, близкая к современной. Были сформулированы адекватные физико-математические модели динамики атмосферы, имелись достаточно мощные компьютеры для реализации этих моделей. История метеорологии XX в. слишком богата событиями, чтобы уместиться на нескольких страницах. Можно утверждать, что именно тогда была решена задача прогноза погоды, веками недоступная для человечества.

Но именно в период разработки современной технологии прогноза погоды климатологи обратили внимание общественности на опасные тенденции воздействия индустрии на климат. Так перед нашей наукой встала еще более сложная проблема – как формируется климат Земли и ее отдельных регионов и что нужно предпринять, чтобы предотвратить опасные климатические изменения. Именно на этом пути ждут метеорологов и климатологов XXI в. новые открытия.

Лекция 1 **МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ** **И НАБЛЮДЕНИЯ**

Определение

Метеорология – это наука об атмосфере – воздушной оболочке Земли. Она относится к геофизическим наукам, поскольку изучает законы физических процессов, свойственных земному шару.

Климатология – это наука о климате, т.е. совокупности атмосферных условий, свойственных месту на земном шаре. Климат является одной из физико-географических характеристик местности, а климатология относится к географическим наукам.

Метеорологические наблюдения

В основе метеорологии и климатологии лежат данные наблюдений за состоянием атмосферы. Состояние атмосферы описывается с помощью регулярных, синхронных метеорологических наблюдений в разных пунктах земного шара, которые образуют глобальную сеть метеорологических наблюдений.

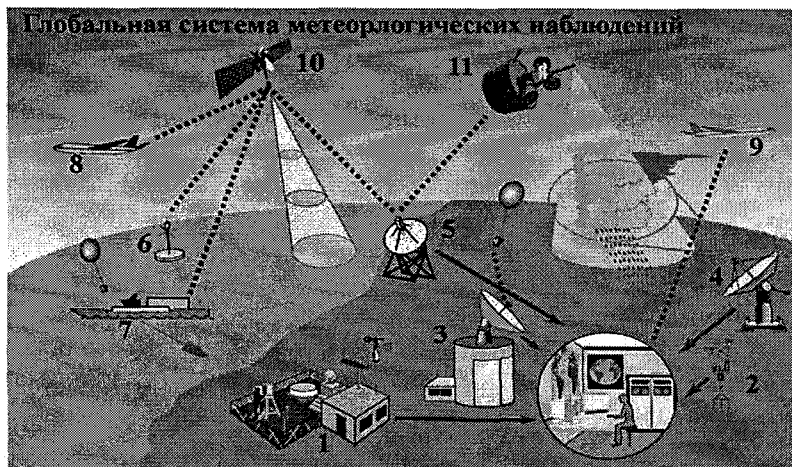


Рис. 1. Схема связи центров сбора метеорологической информации с различными системами наблюдений.

В настоящее время используют две группы методов измерения. *Прямые* или контактные измерения, когда датчик величины непосредственно реагирует на ее значение в точке. *Дистанционные* или косвенные измерения, когда регистрируют искажения атмосферой параметров волновых полей разной природы (электромагнитных или акустических), а затем по ним восстанавливают значения метеорологических величин.

В каждую группу входит несколько типов систем метеорологических наблюдений. Схематически они изображены на рис. 1 под номерами.

Прямые методы наблюдения производят (далее в скобках номера типов систем наблюдений):

- 1) наземные метеорологические станции:
 - стандартные стационарные (1),
 - переносные автоматические (2), (6) (для мезо- и микрометеорологических исследований),
 - приборные комплексы высотных сооружений (специальные метеорологические мачты или телевизионные башни и другие сооружения);

2) приборные комплексы кораблей погоды (7);

3) приборные комплексы самолетного зондирования: попутные наблюдения во время авиарейсов (8) или специальные летающие лаборатории (9);

4) приборные комплексы воздухоплавательных аппаратов:

– радиозонды (3) (приборы, установленные на неуправляемых воздушных шарах, ориентированных на подъем до высот 30 км и более),

– зонды пограничного слоя (приборы, установленные на тронах, воздушных шарах специальной формы, уравновешенных для работы на заданной высоте в нижней тропосфере),

– привязные зонды (приборы, установленные на комбинированных системах – геликайтах, сочетающих плавучесть воздушного шара и управляемость с земли воздушного змея).

Дистанционное зондирование производят:

1) метеорологические спутники Земли, регистрирующие уходящее электромагнитное излучение атмосферы и подстилающей поверхности в заданных диапазонах длин волн и передающие блоки информации наземным установкам (5):

- полярно-орбитальные МСЗ (10),
 - геостационарные МСЗ (11);
- 2) наземные системы дистанционного зондирования:

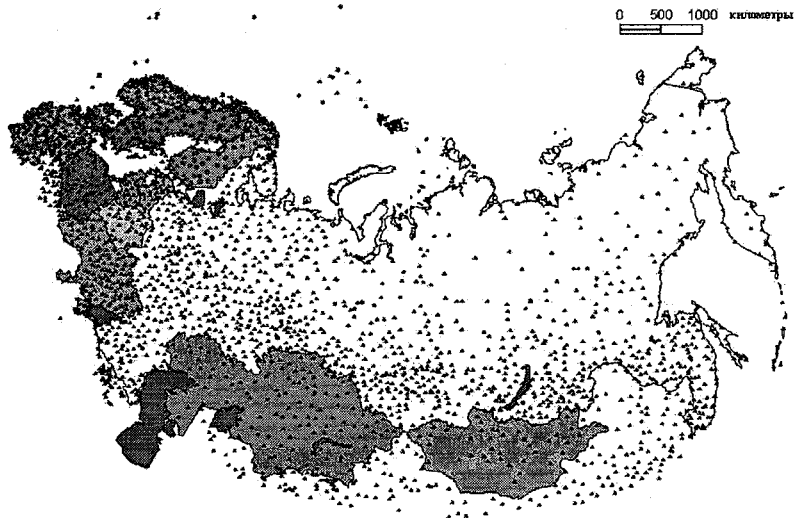


Рис. 2. Сеть метеорологических станций РФ.

- метеорологические радиолокаторы, излучающие электромагнитные волны определенной длины, а затем регистрирующие их часть, попавшую обратно после отражения атмосферными частицами (4);

- доплеровские радиолокаторы, излучающие и принимающие возвратное излучение в двух заданных диапазонах длин электромагнитных волн. Радиолокаторы этого типа могут определять поле скорости ветра вокруг станции. Они существуют в виде профилеров ветра пограничного слоя или радиоакустических комплексов, позволяющих дополнительно к данным о ветре и атмосферных частицах получить вертикальный профиль температуры,

- системы акустического зондирования (содары) для получения профиля температуры в пограничном слое атмосферы,

- метеорологические системы лазерного зондирования пограничного слоя атмосферы (лидары), позволяющие регистрировать вертикальные профили прозрачности воздуха,

— фотограмметрические комплексы, позволяющие регулярно производить панорамное фотографирование облачности в окрестностях станции с последующей цифровой обработкой.

Метеорологические наблюдения организуются на государственном уровне и являются продукцией сети метеорологических наблюдений соответствующих государств. Однако даже такому огромному государству, как Россия, не хватает своих данных для решения задач прогноза погоды и климата (см. рис. 2).

Для согласования методик наблюдений, контроля за качеством данных, организации и координации работы систем сбора, обработки и распространения информации в масштабах всего мира создана Всемирная Метеорологическая организация (ВМО).

С помощью региональных и национальных центров сбора и обработки данных ВМО осуществляет глобальный мониторинг состояния атмосферы, что позволяет учитывать все метеорологические процессы несмотря на их различные пространственные масштабы и разную их продолжительность (рис. 3).

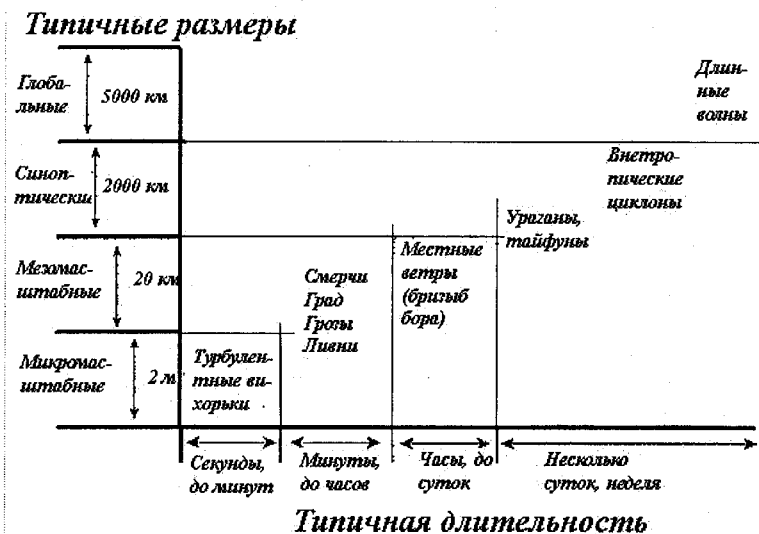


Рис. 3. Пространственно-временные масштабы атмосферных процессов и явлений.

Несмотря на развитие методов дистанционного зондирования атмосферы главным видом метеорологической информации явля-

ются стандартные стационарные наземные метеорологические станции. В соответствии с регламентом, принятым ВМО, они производят 8 раз в сутки через 3 часа по единому (универсальному) времени комплекс стандартных наблюдений поверенными метеорологическими приборами со стандартной точностью. Эти приборы размещаются по единой методике на стандартной метеорологической площадке (рис.4).

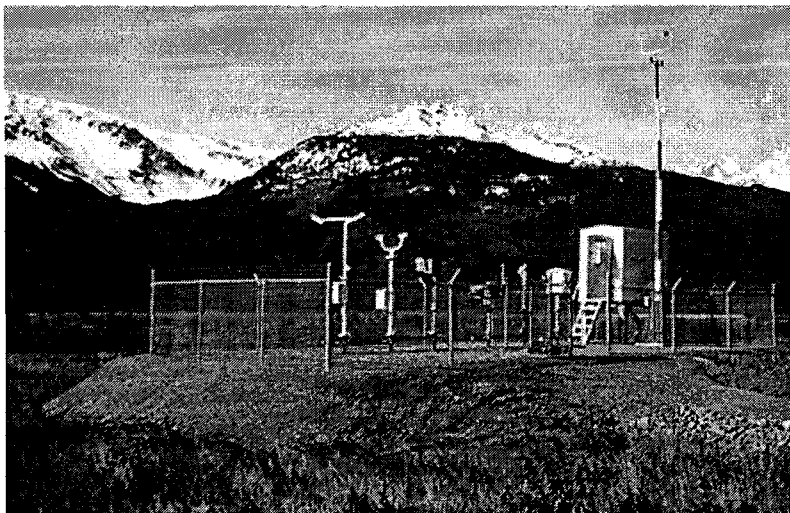


Рис.4. Современная наземная полуавтоматическая станция.

Наблюдения на наземных метеорологических станциях, входящих в опорную сеть ВМО, являются наиболее надежными и точными метеорологическими данными. Они служат базой при обработке остальной метеорологической информации.

Характеристики состояния атмосферы

Состояние атмосферы в точке характеризуют следующие наблюдаемые метеорологические величины:

- атмосферное давление, измеряемое в гектопаскалях ($1 \text{ гПа} = 100 \text{ Па} = 100 \text{ Н/м}^2$);
- температура воздуха, измеряемая в $^{\circ}\text{C}$;
- массовая доля (концентрация) водяного пара, измеряемая в $\%$ (метеорологи эту единицу часто обозначают г/кг);

- скорость ветра, измеряемая в м/с;
- направление ветра, измеряемое в угловых градусах;
- количество выпавших осадков, измеряемое в миллиметрах

слоя воды.

Дополнительно регистрируются результаты визуальных наблюдений метеоролога-наблюдателя за состоянием неба и явлениями погоды. На некоторых метеорологических станциях производятся дополнительные наблюдения по специальным программам.

Приборы для их измерения компактно размещаются на площадке в специальных кожухах или в метеорологической будке так, чтобы они были защищены от искажающих результаты наблюдений внешних воздействий. Пример размещения приборов на автоматической метеорологической станции приведен на рис. 5.

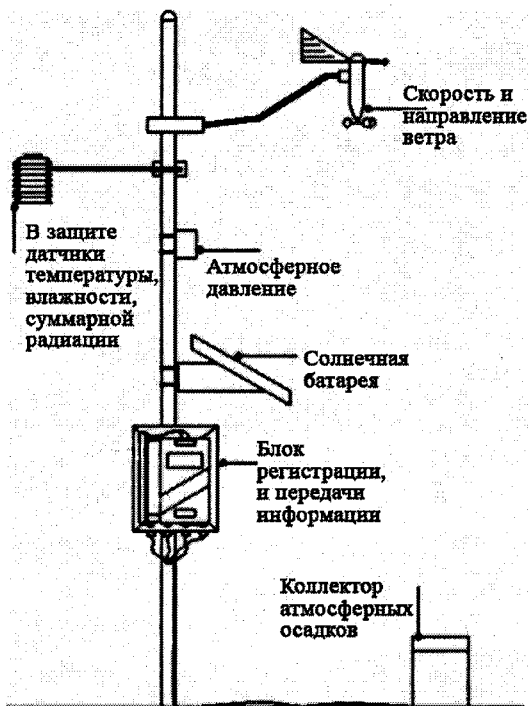


Рис.5. Размещение метеорологических приборов на автоматической метеорологической станции.

В метеорологических измерениях используются только единицы измерения системы СИ, но следует знать и другие распространенные единицы (мм ртутного столба – для давления, румбы – для направления ветра, баллы Бофорта – для скорости ветра, градусы Фаренгейта – для температуры).

Вертикальные слои атмосферы

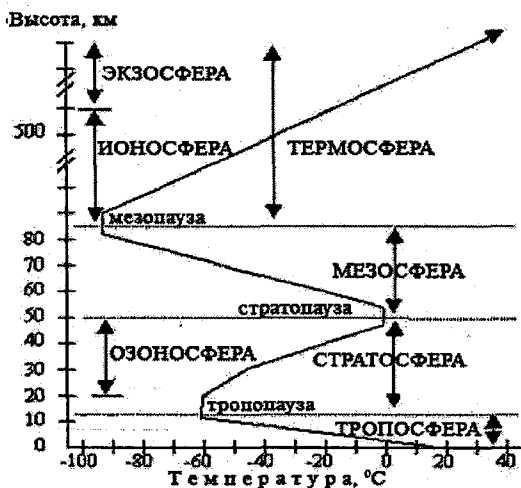


Рис. 6. Важнейшие наименования вертикальных слоев атмосферы и характер изменения температуры с высотой в этих слоях.

С учетом результатов дистанционного зондирования объем регулярно собираемых метеорологических данных очень велик. Благодаря тому что регулярные метеорологические наблюдения ведутся разными способами в течение многих лет, получено большое количество ценных сведений об атмосфере.

В частности, показано, что вертикальное распределение температуры в атмосфере всегда позволяет разделить ее на основные слои. Названия этих слоев и главные черты их температурного режима показаны на рис. 6. Их следует запомнить, так как они применяются в различных областях человеческой деятельности.

Лекция 2

СОСТАВ АТМОСФЕРЫ. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

Состав атмосферы

Состав воздуха = Сухой воздух + Переменные компоненты +
+ Аэрозоли.

Сухой воздух представляет собой смесь идеальных газов. Объемные концентрации компонентов этой смеси постоянны до высоты примерно 100 км. Постоянные компоненты сухого воздуха:

- Азот (N_2) — 78 %;
- Кислород (O_2) — 21 %;
- Аргон (Ar) — 0,9 %;
- Углекислый газ (CO_2) — 0,036 %;
- Неон (Ne);
- Гелий (He);
- Метан (CH_4);
- Криптон (Kr);
- Водород (H_2).

Переменные компоненты воздуха:

- Водяной пар (H_2O);
- Озон (O_3).

Аэрозоли — это взвешенные в воздухе твердые частицы или капельки (дым, сажа, пепел, морская соль, пыльца, споры, микроорганизмы). Их размер очень мал: от 0,001 до 5 мкм.

Эволюция состава атмосферы

Первоначально атмосфера состояла из газов вулканического происхождения и имела такой состав:

- водяной пар,
- углекислый газ,

- азот,
- сероводород.

По мере охлаждения Земли водяной пар конденсировался, выпадали осадки и образовались океаны, моря и озера. Кислород появился только после возникновения растений.

Идеальный газ

А.Авогадро в XVIII в. доказал, что плотности газов ρ_1 и ρ_2 , занимающих при равных давлениях и температурах равный объем, относятся как их молекулярные веса μ_1 и μ_2 .

Следствие 1: Если N_2 и N_1 число частиц в равных объемах газа, то (так как $\rho_1 = N_1 \mu_1$ и $\rho_2 = N_2 \mu_2$), из $\rho_1 / \rho_2 = \mu_1 / \mu_2$ следует, что $N_1 = N_2$, т.е. в равных объемах любых газов при одинаковых условиях число молекул одинаково. В XIX в. Й. Лощмидт вычислил значение $N \approx 6 \cdot 10^{23}$, названное числом Авогадро.

Следствие 2: 1 моль любого газа при стандартных условиях занимает один и тот же объем (22,4 л или 0,0224 м³).

Если газ является идеальным, то:

- между молекулами нет взаимодействия,
- объем газа зависит от давления, температуры (T) и числа молекул (n), но не зависит от вида газа.

Атмосферные газы можно считать идеальными, так как их температура и давление далеки от тройной точки.

Зависимость между давлением (p), температурой (T), объемом (V) (или плотностью (ρ)) называется *уравнением состояния* газа. Уравнение состояния для одного моля идеального газа записывают в виде:

$$pV = R^*T.$$

Величина R^* называется *универсальной газовой постоянной*. Она равна 8,31 кДж/(кмоль·К).

В метеорологии не измеряют объем и поэтому используют запись уравнения состояния, вводя плотность с помощью молекулярной массы данного газа (M):

$$p = \left(\frac{M}{V}\right) \left(\frac{R^*}{M}\right) T = \rho RT, \quad \rho = \frac{M}{V}, \quad R = \frac{R^*}{M}.$$

В этом случае величина R является *газовой постоянной* данного газа. Она зависит от молекулярной массы газа. Для азота $R_N = 297$ Дж/(кг·К), для кислорода $R_O = 260$ Дж/(кг·К), а для воздуха она зависит от его состава.

Парциальное давление

В смеси газов каждый компонент вносит свой вклад в общее давление. Давление, которое создает в данном объеме и при данной температуре один компонент смеси газов, называется его *парциальным давлением*.

Парциальное давление каждого компонента может быть вычислено по уравнению состояния с использованием газовой постоянной этого газа. Парциальные давления основных компонентов сухого воздуха – азота, кислорода (аргон учитывать не будем) – можно выразить через температуру смеси так:

$$p_N = \rho_N R_N T \quad p_O = \rho_O R_O T.$$

Полное давление смеси равно сумме парциальных (закон Дальтона):

$$p = p_N + p_O = \rho \cdot \left(\frac{\rho_N}{\rho} R_N + \frac{\rho_O}{\rho} R_O \right) \cdot T.$$

Отношения плотностей отдельных газов к плотности смеси – это концентрации газов в смеси. Они называются *массовыми долями*. Вследствие постоянства состава воздуха массовая доля азота равна 0,79, а кислорода – 0,21:

$$R = (0,79 R_N + 0,21 R_O).$$

С учетом всех газов для сухого воздуха уравнение состояния можно иметь вид:

$$p = \rho RT, \quad R = 287 [\text{Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})].$$

Водяной пар

Парциальное давление водяного пара создается молекулами воды, которые попадают в воздух при испарении жидкой воды, снега или льда. Так как парциальное давление пропорционально количеству молекул водяного пара, то оно является важнейшей характеристикой влажности воздуха. В большей части метеорологических исследований *парциальное давление водяного пара* обозначается через e .

Плотность водяного пара (ρ_{Π}) называется также *абсолютной влажностью*. Уравнение состояния водяного пара, как идеального газа, записывается в виде:

$$e = \rho_{\Pi} R_{\Pi} T, \quad R_{\Pi} = 462 \text{ [Дж/(кг} \cdot \text{К)]},$$

где R_{Π} – газовая постоянная водяного пара.

Парциальное давление и абсолютная влажность не достаточны для метеорологических исследований. Поэтому часто пользуются характеристиками концентрации водяного пара. Такими, как отношение смеси и массовая доля водяного пара (последняя раньше называлась удельной влажностью).

Отношение смеси – это отношение плотности водяного пара к плотности сухого воздуха. Оно является безразмерной величиной и выражается либо в кг/кг, либо в г/кг, либо в тысячных долях единицы – промилле (‰).

Отношение смеси связано с парциальным давлением по формуле:

$$r = \frac{\rho_{\Pi}}{\rho_{\text{с}}} = \frac{e/R_{\Pi}T}{p-e/RT} = \frac{R}{R_{\Pi}} \frac{e}{p-e} = 0,622 \frac{e}{p-e}.$$

Массовая доля водяного пара – это отношение плотности водяного пара к плотности влажного воздуха. Она связана с парциальным давлением формулой:

$$q = \frac{\rho_{\Pi}}{\rho} = \frac{e/R_{\Pi}T}{p/RT} = \frac{R}{R_{\Pi}} \frac{e}{p} = 0,622 \frac{e}{p}.$$

Поскольку отношение смеси для водяного пара в воздухе, если измерять в кг/кг, очень мало, то массовая доля очень близка к отношению смеси и также измеряется в кг/кг.

Насыщенный водяной пар

Водяной пар – это единственный газ, который может переходить в жидкую и твердую фазы при тех температурных условиях, которые есть на Земле.

Если в воздухе достаточно молекул водяного пара для образования устойчивой жидкой фазы в виде капель, то водяной пар называется насыщенным. Парциальное давление водяного пара в состоянии насыщения называется *парциальным давлением насыщения* и обозначается заглавной буквой E_n . Оно, как и парциальное давление e , измеряется в гектопаскалях (гПа).

Парциальное давление насыщения зависит *только от температуры*. Эта зависимость, полученная теоретически, называется уравнением Клапейрона-Клаузиуса. Однако для большей точности пользуются либо психрометрическими таблицами, рассчитанными по очень сложным формулам Гоффа–Греча, либо формулой Магнуса:

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

В этой формуле E_0 – парциальное давление насыщения при температуре t_0 ($^{\circ}\text{C}$); a, b – эмпирические постоянные, различные для насыщения над водой и льдом. Обычно используют $t_0 = 273,15 \text{ K}$, $E_0 = 6,11 \text{ гПа}$. Значения эмпирических постоянных над водой $a = 7,63$, $b = 241,9$, а над льдом $a = 9,5$, $b = 265,5$.

Парциальное давление насыщения быстро растет с ростом температуры. Это значит, что в более теплом воздухе может содержаться без насыщения больше водяного пара. Например, в далеком от насыщения горячем воздухе Сахары количество водяного пара гораздо больше, чем в насыщенном воздухе над Северным Ледовитым океаном.

Если ненасыщенный влажный воздух охлаждается, то содержание водяного пара не меняется, но уменьшается парциальное давление насыщения. Поэтому при охлаждении до некоторой тем-

температуры водяной пар достигает состояния насыщения. При этом образуются капли жидкой воды. Температура (t_d), при которой начинается конденсация имеющегося в воздухе водяного пара, называется температурой точки росы или просто *точкой росы*.

Зная парциальное давление водяного пара e , точку росы можно вычислить по любой из формул, определяющих зависимость парциального давления насыщения водяного пара от температуры. Например, исходя из формулы Магнуса, можно получить расчетную формулу для точки росы в виде:

$$t_d = \frac{b \lg(e/E_0)}{a - \lg(e/E_0)}$$

Для определения удаленности влажного воздуха от состояния насыщения используют *относительную влажность* (f), т.е. отношение парциального давления водяного пара в воздухе к парциальному давлению насыщающего парциального давления при данной температуре воздуха. Используя связь парциального давления и массовой доли водяного пара, можно выразить относительную влажность через массовую долю водяного пара. Это можно сделать по формуле:

$$f(\%) = \frac{e}{E_n} \cdot 100\% = \frac{q}{Q} \cdot 100\%$$

Через Q обозначена массовая доля водяного пара, насыщающего воздух при данных температуре и давлении.

Если воздух насыщен водяным паром, то относительная влажность равна 100%. Относительная влажность сухого воздуха равна нулю. Таким образом, относительная влажность показывает, насколько воздух близок к состоянию насыщения.

Однако высокая относительная влажность может быть и при малом содержании водяного пара в воздухе. Это характерно для условий над снежным или ледовым покровом или для открытых участков северных морей в зимний период. Причиной этого является малое парциальное давление насыщения водяного пара при отрицательных температурах.

Различия между характеристиками влажности

Массовую долю водяного пара, отношение смеси или точку росы можно изменить, только добавив в частицу воздуха водяного пара. Поэтому их используют для сравнения влажностей воздушных частиц, находящихся при разных условиях.

Парциальное давление и абсолютная влажность зависят не только от влажности воздуха, но изменяются при нагревании или при охлаждении воздуха, хотя и не очень сильно.

Относительная влажность сильнее зависит от изменений температуры, чем от изменений влажности воздуха. Она служит только показателем возможности конденсации при данной влажности.

Измерение влажности воздуха

Метеорологи измеряют влажность воздуха, регистрируя температуру смоченного термометра. *Температура смоченного термометра* – это самая низкая температура, которую можно достичь путем испарения воды в воздушную частицу при неизменном давлении (при испарении воды поглощается тепло из воздуха).

Прибор, позволяющий измерять температуру сухого и смоченного термометров, называется психрометром. Разница температур сухого и смоченного термометра называется психрометрической разностью. Психрометрическая разность также является характеристикой влажности воздуха, поскольку чем более сухой воздух, тем больше в него может испариться воды, а значит, тем ниже будет температура смоченного термометра.

Зависимость между психрометрической разностью и другими характеристиками влажности воздуха довольно сложная, поэтому при метеорологических наблюдениях для получения по данным психрометра точки росы, относительной и абсолютной влажности и других характеристик используются психрометрические таблицы.

Виртуальная температура

Реальный влажный воздух является смесью сухого воздуха и постоянно меняющегося количества водяного пара. По закону Дальтона уравнение состояния влажного воздуха можно записать в виде

$$p = p_c + e = \rho_c RT + \rho_p T_p.$$

Если преобразовать это уравнение так

$$p = (\rho - \rho_{\text{п}})RT + \rho_{\text{п}}R_{\text{п}}T = \rho RT + \rho_{\text{п}}(R_{\text{п}} - R)T = \rho T [1 + (R_{\text{п}} - R)/R(\rho_{\text{п}}/\rho)]R$$

и учесть определение массовой доли водяного пара и значения $R_{\text{с}}$ и $R_{\text{п}}$, то получим уравнение состояния влажного воздуха:

$$p = \rho T (1 + 0,61q)R.$$

Это значит, что переменная концентрация водяного пара приводит к *переменному* значению газовой постоянной влажного воздуха.

В метеорологии принято сохранять для влажного воздуха значение универсальной газовой постоянной R , а эффект переменной влажности относить к температуре. Для этого вводится величина, называемая виртуальной температурой, по формуле:

$$T_{\text{в}} = T(1 + 0,61q).$$

Виртуальную температуру нельзя измерить, ее можно только вычислить. Она полезна для расчета плотности влажного воздуха по формуле:

$$\rho = \frac{p}{RT_{\text{в}}}.$$

Формула показывает, что поскольку виртуальная температура $T_{\text{в}}$ всегда больше реальной температуры воздуха T , *плотность влажного воздуха всегда меньше, чем плотность сухого* при прочих одинаковых условиях.

Лекция 3

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Ускорение свободного падения

Значение ускорения свободного падения (g) на не вращающейся Земле можно рассчитать, как отношение веса тела (P) к его массе (m). В соответствии с законом всемирного тяготения оно зависит только от массы Земли (M), ее радиуса (R) и высоты тела над поверхностью Земли (z) и может быть рассчитано по формуле:

$$g = \frac{P}{m} = \frac{GM}{(R+z)^2}, \quad G = 6,673 \text{ [м}^3/\text{с}^2\text{]}.$$

В связи с вращением Земли на тела действует центробежная сила, направленная от оси вращения в перпендикулярном ей направлении. Проекция ускорения этой силы на нормаль к поверхности Земли уменьшает ускорение свободного падения, причем по-разному на разных широтах (рис.7).

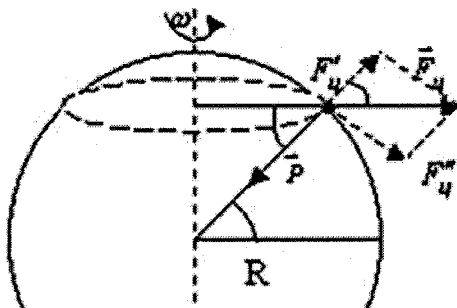


Рис.7. Выделение составляющей вектора центробежной силы, противодействующей силе тяготения.

Поправку на центробежный эффект можно вычислить по формуле:

$$\Delta g = -R \cdot \Omega^2 \cos^2 \varphi.$$

Поскольку отличие формы Земли от шарообразной мало ($(R_{\text{экв}} - R_{\text{пол}})/R_{\text{экв}} = 1/297$), высота однородной по составу воздуха атмосферы (100 км) во много раз меньше радиуса Земли (6378 км), то максимальный вклад центробежной силы около 0,3 %, и в большинстве задач метеорологии ускорение свободного падения считается постоянным и равным $9,8 \text{ м/с}^2$. Для сравнения – та же величина на Марсе – $3,7 \text{ м/с}^2$.

Вес атмосферы и атмосферное давление

То, что воздух имеет вес, было доказано Г. Галилеем. Он сделал и первую, хотя и не точную, оценку плотности воздуха. В настоящее время в расчетах считают, что у поверхности Земли воздух в 780 раз легче воды.

Э. Торричелли показал, что вес воздушного столба можно уравновесить весом столбика ртути. В сосудах разной формы, но с одинаковой площадью основания, высота столбиков ртути оказывается одинаковой. Из этого следует важный вывод: отношение веса атмосферного столба (P) к площади поверхности (δs), на которую он давит, не зависит от площади. Оно было названо атмосферным давлением и в любой точке определяется по формуле

$$p = \lim_{\delta s \rightarrow 0} \frac{P}{\delta s} \quad [\text{Н/м}^2].$$

Столбик ртути стандартной плотности $13,29 \text{ г/см}^3$ с сечением 1 см^2 имеет высоту 760 мм и равен весу атмосферного столба с таким же сечением, а значит, на каждый квадратный метр земной поверхности действует сила тяжести столба атмосферного воздуха, равная $P = 9,8 \cdot 13 \cdot 290 \cdot 0,76 \cdot 10 \cdot 000 = 101 \cdot 004 \text{ Н}$. Значит, давление атмосферы у земной поверхности p_s должно быть равно 101004 Н/м^2 .

Ясно, что можно определить массу воздушного столба (M) с сечением 1 м^2 (он называется единичным столбом атмосферы) по формуле:

$$M = \frac{p_s}{g} \quad [\text{кг/м}^2].$$

Умножив массу единичного атмосферного столба на площадь поверхности земного шара $4\pi R^2 = 5,1 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$, можно приблизительно оценить массу атмосферы Земли $M = 5,1 \cdot 10^{18} \text{ кг}$.

Зная массу атмосферного столба и считая, что плотность воздуха постоянна и равна $1,28 \text{ кг/м}^3$, можно, следуя Торричелли, оценить высоту слоя воздуха в столбе единичного сечения. Эта высота называется *высотой однородной атмосферы (H)* и во многих научных и инженерных задачах до сих пор служит масштабом высоты атмосферы. Она вычисляется не только через плотность, но с использованием уравнения состояния и через абсолютную температуру у земной поверхности (понятно, что температура атмосферы, имеющей одинаковую плотность, должна быть постоянной по высоте). Для этого служит формула:

$$H = \frac{M}{\rho} = \frac{p_s}{\rho g} = \frac{RT}{g} \quad [\text{м}].$$

Значение высоты однородной атмосферы – примерно 8000 м. Оно мало меняется при изменениях приземной температуры в реальном диапазоне значений.

Измерение давления

Работы Торричелли послужили основой для создания наиболее точных метеорологических приборов для измерения давления – ртутных барометров.

За единицу измерения давления принят 1 Н/м^2 . Эта единица называется *паскаль (Па)*. Практические значения атмосферного давления измеряются в гектопаскалях (гПа) и килопаскалях (кПа). Например, давление $101\,004 \text{ Н/м}^2$ или $101\,004 \text{ Па}$ равно $1010,04 \text{ гПа}$ или $101,004 \text{ кПа}$. Метеорологические измерения проводятся с точностью до десятых долей гектопаскаля.

Выводы Торричелли о давлении были дополнены Б.Паскалем, который доказал три важных положения:

1. Давление в жидкости и в атмосфере действует не только в вертикальном направлении, но и во все стороны одинаково (закон Паскаля).
2. Атмосферное давление, поскольку оно отражает вес вышележащего столба воздуха, должно уменьшаться с высотой.
3. Атмосферное давление в разных географических точках и в разные дни имеет различные значения.

Закон Паскаля был объяснен только после возникновения молекулярной физики. Р. Клаузиус показал, что давление определяется средней кинетической энергией движения молекул газа в единице контрольного объема и возникает вследствие обмена импульсом между соударяющимися молекулами по всей границе контрольного объема.

Опираясь на свои теоретические выводы и научный авторитет, Паскаль организовал еще в XVII в. первые метеорологические наблюдения (регулярные измерения и запись показаний барометра и термометра в Париже). Ему принадлежит идея создания самописца для атмосферного давления. Он обнаружил зависимость погоды от давления и попытался вывести правила для прогноза.

По предложению Паскаля, Ф.Перье с помощью одновременных наблюдений на равнине и горе доказал экспериментально уменьшение давления с высотой. Теоретический анализ этого эффекта послужил основой изучения статики атмосферы.

Уравнение статики

Равновесие (покой) объема воздуха плотностью ρ в форме блока с площадью основания 1 м^2 и высотой Δz обеспечивается равенством двух действующих на него сил (рис.8). Одна из них – сила тяжести – равна mg или $g \rho \Delta z$ и направлена вниз.

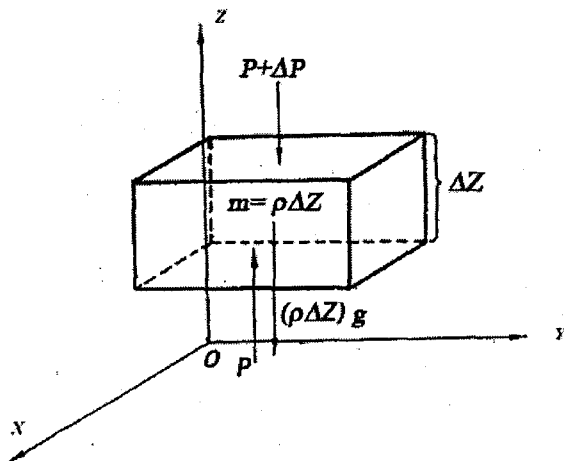


Рис. 8. Равновесие сил давления и тяжести в покоящемся воздухе.

Другая образуется вследствие разности давлений: на верхней грани блока давление $p + \Delta p$, а на нижней — p . (Не следует забывать, что сила давления образуется путем умножения давления на площадь, но в этом случае площадь равна единице.) В условиях равновесия равнодействующая сил давления должна быть направлена вверх.

Условие равенства сил с учетом их направлений можно записать так:

$$(p + \Delta p) + g\rho\Delta z - p = 0 \Rightarrow \Delta p = -g\rho\Delta z.$$

Использував предельный переход, можно получить для бесконечно тонкого слоя атмосферы (dz) уравнение статики:

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho.$$

Для тонких слоев воздуха (до 100 м), где плотность изменяется с высотой мало, оно позволяет по данным измерений давления и температуры на двух высотах оценить разность высот между уровнями. Решение этой задачи называется *барометрическим нивелированием*, и до настоящего времени не потеряло своего практического значения. Рабочая формула получается, если вернуться к разностям и использовать уравнение состояния:

$$\Delta z = -(RT/g\rho) \cdot \Delta p.$$

Множитель в круглых скобках имеет полезное приложение. Его смысл легко установить, если принять $\Delta p = 1$ гПа. Значение величины Δz в этом случае называется барической ступенью (h). Оно определяется по формуле:

$$h = RT/g\rho.$$

Давление следует подставлять в гектопаскалях, а значения h получаются в метрах. Например, если на уровне моря давление 1000 гПа, а температура 10°C , то $h = 287 \cdot (273 + 10) / 9,8 / 1000 \approx 8$ м. Таким образом, барическая ступень показывает, что при подъеме на 8 м давление упаде, примерно на 1 гПа.

Уравнение статики позволяет вычислить массу ($m(z)$) вышележащего единичного столба атмосферы для любого уровня z по формуле:

$$m(z) = p(z)/g = \int_z^{\infty} \rho dz.$$

Уравнение статики позволяет оценить потенциальную энергию воздуха в атмосферном столбе:

$$E_{\pi} = \int_0^{\infty} z \rho g dz,$$

если связать ее с работой силы давления, вычисляемой по формуле:

$$A = \int_0^{\infty} p dz,$$

и теплосодержанием атмосферного столба, вычисляемым по формуле

$$\int_0^{\infty} \rho T dz.$$

Сделать это можно так:

$$E_{\pi} = \int_0^{\infty} z \rho g dz = - \int_0^{\infty} z \frac{dp}{dz} dz = -z p \Big|_0^{\infty} + \int_0^{\infty} p dz = A = R \int_0^{\infty} \rho T dz.$$

Полученная формула показывает, что при нагревании атмосферного столба сила давления совершает работу расширения, за счет чего в столбе атмосферы увеличивается его потенциальная энергия. Часть этой энергии впоследствии будет израсходована на поддержание атмосферных течений, т.е. ветров.

Барометрическая формула

Главное назначение уравнения статики – это вычисление давления в зависимости от высоты. Для этого необходимо исключить из него плотность с помощью уравнения состояния. Тогда оно будет связывать давление с высотой и температурой и примет вид:

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{gp}{RT} \Rightarrow d \ln p = -\frac{g}{RT} dz \Rightarrow \boxed{\ln \frac{p_2}{p_1} = -\frac{g}{R} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}}$$

Для практического применения последнюю формулу преобразуют, вводя среднюю барометрическую температуру T_m , а затем, допуская небольшую ошибку, заменяют ее средней арифметической температурой слоя по формулам:

$$\frac{z_2 - z_1}{T_m} = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{T}, \quad T_m \cong \frac{T_1 + T_2}{2}.$$

Потенцируя логарифмическое выражение, получают *барометрическую формулу* (ее называют еще и гипсометрической формулой):

$$p_2 = p_1 \cdot \exp \left[-\frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m} \right] \quad (\exp(a) \equiv e^a!).$$

Барометрическая формула показывает, что давление в атмосфере быстро убывает с высотой. Скорость убывания давления определяет средняя температуры слоя атмосферы. Это важно (см.рис.9), потому что если в соседних столбах атмосферы при равном давлении будет разная температура, то в более теплом столбе с высотой давление будет падать медленнее, а значит, давление на той же высоте будет больше, чем в более холодном столбе.

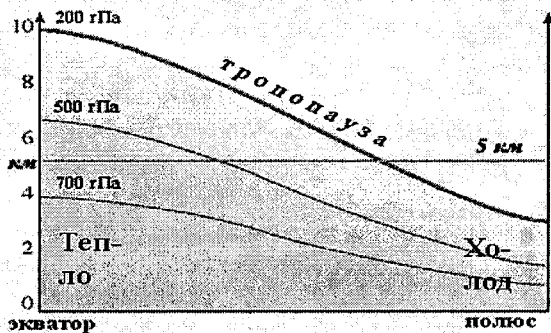


Рис .9. Изменение высот изобарических поверхностей под влиянием различий температур между экватором и полюсом.

работе часто пользуются иностранными картами, то следует знать, что в международной практике принято обозначать низкое давление латинской буквой *L* (английское «low»), а высокое – латинской буквой *H* (английское «high»).

Барический градиент

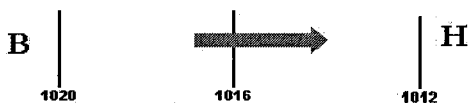
Для сравнения степени неоднородности поля давления в разных географических точках используют векторную величину, называемую *градиент давления* или барический градиент. Следует знать математическую форму записи градиента давления:

$$\frac{\partial p}{\partial n} = \left\{ \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}, \frac{\partial p}{\partial z} \right\}$$

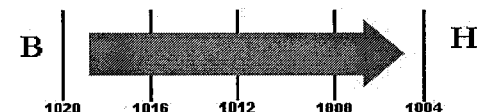
В метеорологии обычно применяется стандартная система координат, когда ось *X* направлена вдоль параллели на восток, ось *Y* – вдоль меридиана на север, а ось *Z* – вертикально вверх, в зенит. Составляющие векторов, направленные по оси *X*, называются *зональными*, а направленные по оси *Y* – *меридиональными*.

Метеорологи считают, что барический градиент направлен от высокого давления к низкому. Модуль горизонтального градиента давления оценивают, деля разность давлений в двух точках на прямой, перпендикулярной к изобаре, на расстояние между этими точками. Чем гуще проведены изобары в рассматриваемой области, тем больше значение барического градиента. Это показано на рис. 11.

Градиент давления = - 8 гПа / 100 км



100 км



Градиент давления = -16 гПа / 100 км

Рис. 11. Определение значения барического градиента.

Барический градиент направлен внутрь циклонической области (к ее центру), в антициклонической – наружу (от центра). В обоих случаях он направлен в сторону максимального сгущения изобар.

Сила барического градиента

Давление – это сила, отнесенная к площади, поэтому градиент давления – это разность сил давления в двух точках, отнесенная к объему. Правильная физическая размерность градиента давления – ньютон на кубический метр (Н/м^3). Метеорологи обычно используют внесистемную единицу измерения барического градиента – гектопаскаль на 100 километров (гПа/100 км). При этом имеет место соотношение единиц измерения:

$$1 \text{ гПа} / 100 \text{ км} = 100 \text{ Па} / \text{км} = 0,1 \text{ Н/м}^3.$$

Если на частицу воздуха с двух сторон действуют разные силы давления, то равнодействующая будет направлена в сторону понижения давления. Это значит, что в циклонической области сила барического градиента направлена *внутрь*, к ее центру. В антициклонической области сила барического градиента направлена *наружу*. Именно эта сила показана на рис.11 в виде толстых стрелок.

В метеорологии *сила градиента давления* (G) относится не к единичному объему, а к единичной массе, т. е. определяется по формуле:

$$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Если продифференцировать барометрическую формулу по горизонтальному направлению n , то можно получить формулу, описывающую изменение барического градиента с высотой:

$$\frac{1}{p_2} \frac{\partial p_2}{\partial n} = \frac{1}{p_1} \frac{\partial p_1}{\partial n} + \frac{g(z_2 - z_1)}{RT_m^2} \frac{\partial T_m}{\partial n}.$$

Она показывает следующее:

– если температура воздушного столба не меняется по горизонтали (термическая однородность), то с ростом высоты барический градиент ослабевает по сравнению с начальным в p_2/p_1 раз;

— если в атмосфере есть термическая неоднородность, то ее роль в определении значения барического градиента растет с ростом превышения верхнего слоя над нижним ($z_2 - z_1$).

Это значит, что сила барического градиента с высотой все более заметно зависит от термической неоднородности атмосферы и в верхних слоях атмосферы будет направлена перпендикулярно изотермам от более теплого воздуха в сторону более холодного.

Лекция 4

ТЕРМОДИНАМИКА АТМОСФЕРЫ. ТЕМПЕРАТУРА И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Температура воздуха в атмосфере непрерывно меняется от одной географической точки к другой и во времени. Пределы изменения температуры на Земле довольно широки: от 60°C (тропическое пустыни днем) до -90°C (высотные плато Антарктиды, полярная ночь).

Географ должен знать основные черты распределения с высотой зональной температуры (см. рис.12):

- в тропосфере температура уменьшается от тропиков к полюсу (летом – меньше, зимой больше),
- в стратосфере над полюсами летом температура выше, чем в тропиках,
- тропопауза в полярной атмосфере значительно ниже и теплее, чем в тропической.

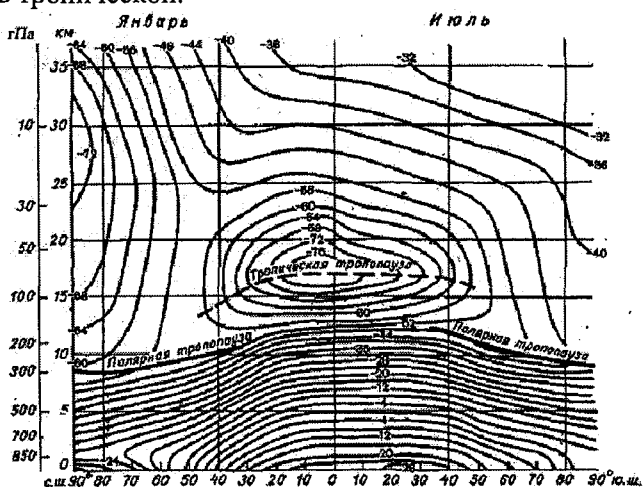


Рис. 12. Вертикальное распределение средней по широте температуры.

Следует знать и главные особенности средней месячной температуры у поверхности земли (см. рис.13):

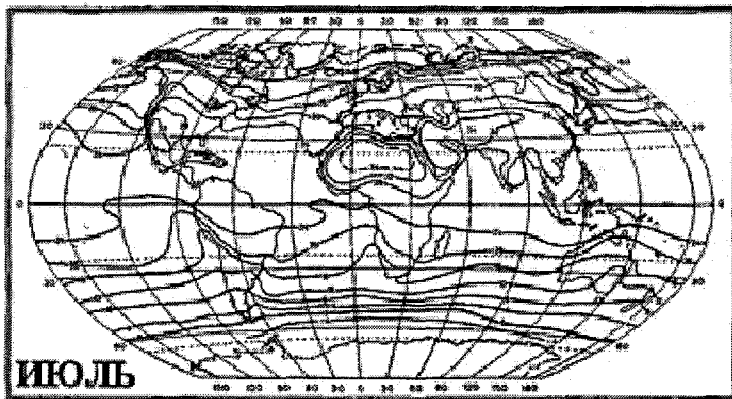
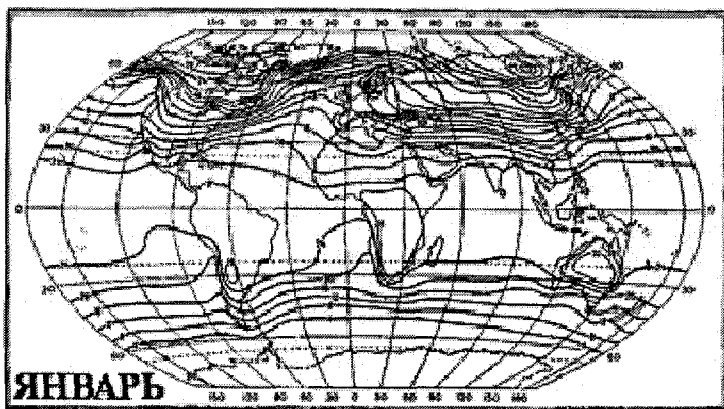


Рис. 13. Среднее распределение температуры воздуха на уровне моря.

- изотермы значительно отклоняются от широтных кругов вследствие влияния размещения континентов и океанов,
- самые высокие и самые низкие температуры воздуха наблюдаются над континентами,
- область термического максимума (термический экватор) мигрирует, оставаясь все время в летнем полушарии. В Северном полушарии летом он достигает широты тропика, В Южном – остается очень близко к экватору.

Температура имеет суточный ход с максимумом примерно через час после местного полдня и минимумом перед восходом солнца.

Температура имеет годовой ход. Максимум температуры не совпадает по времени с максимумом солнечной радиации, а приходится на более позднее время (на континентах запаздывание примерно месяц, а на океанах – два и даже три месяца). Минимум температуры не совпадает по времени с минимумом солнечной радиации, а наблюдается с таким же запаздыванием.

Локальное термодинамическое равновесие в атмосфере

Для объяснения закономерностей распределения температуры в атмосфере следует использовать понятия термодинамики. Объектом изучения термодинамики являются термодинамические системы. Положение системы в пространстве и его изменения описываются внешними параметрами (координаты, масса). При термодинамическом равновесии состояние системы полностью описывается ее внешними параметрами и еще одной величиной, называемой *температурой*.

Температура как параметр отлична, например, от массы: два тела с одинаковыми массами при сложении дадут тело с удвоенной массой, но если сложить два тела с одинаковой температурой, то получится тело с той же температурой. Температура – это мера внутренней кинетической энергии молекул системы. В конкретном состоянии термодинамического равновесия система может иметь единственное значение температуры.

Для того чтобы можно было применить понятия термодинамики, в частности температуру, к описанию всей атмосферы, необходимо рассматривать *каждую частицу воздуха как отдельную термодинамическую систему*, находящуюся в *локальном термодинамическом равновесии*.

Закон сохранения энергии и уравнение притока тепла

Закон, управляющий изменениями температуры в атмосфере, можно получить из закона сохранения энергии, применив его к каждой частице атмосферы. Формулировка его такова: изменение внутренней энергии частицы (dE) может происходить только за счет притока тепла (ΔQ) либо при совершение ею (или над ней) работы (ΔW):

$$dE = \Delta Q + \Delta W .$$

Изменение внутренней энергии частицы воздуха связано с изменением ее абсолютной температуры соотношением:

$$dE = C_v dT .$$

В ней через C_v обозначена *теплоемкость воздуха при постоянном объеме*, которую в большинстве метеорологических расчетов можно считать постоянной, равной 718 Дж/кг/К.

Работа расширения (сжатия) частицы воздуха связана с изменением объема (dV) частицы и давлением (p) равенством:

$$\Delta W = p dV .$$

Принято, что работа, которую выполняет частица, – отрицательна, а работа, которую выполняет среда над частицей – положительна. Это значит, что, сжимая частицу, атмосфера совершает положительную работу, а если *частица сжимается, то работа отрицательная*.

Если использовать эти положения, то уравнение закона сохранения энергии можно применять в качестве уравнения, определяющего изменение температуры воздушной частицы под воздействием притока тепла:

$$C_v dT + p dV = \Delta Q .$$

Воспользовавшись уравнением состояния, приведем его к более распространенной в метеорологии форме, не содержащей неизмеряемой величины – объема частицы:

$$C_p dT - \frac{RT}{p} dp = \Delta Q .$$

Теплоемкость воздуха при постоянном давлении (C_p) связана с C_v и газовой постоянной воздуха (R) соотношением Майера $C_p = C_v + R$ и равна 1005 Дж/кг/К.

Закон сохранения энергии позволяет вычислить температуру конечного равновесного состояния любой одной частицы, но он не учитывает, что соседние частицы должны согласованно менять свое состояние. Для описания согласованного изменения состояния частиц неоднородной и термодинамически неравновесной в целом атмосферы используется *уравнение притока тепла*:

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{\Delta Q}{dt}.$$

Это уравнение выражает требование, чтобы *скорости* изменения энергии, совершения работы (мощности) и подачи тепла (притоки тепла) *были равны*. Каждое слагаемое в нем имеет размерность Вт/кг. Правая часть описывает действие основных притоков тепла к частице.

Уравнение притока тепла позволяет выявить основные способы нагревания и охлаждения воздуха в каждой конкретной географической точке. Для этого следует перейти от полных производных к частным. Тогда изменение температуры воздуха в точке может быть определено по формуле:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left\{ - \left[u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right] - \left(w \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right\} + \frac{RT}{C_p p} \frac{dp}{dt} + \frac{\Delta Q}{C_p dt}.$$

Правая часть уравнения содержит слагаемые, описывающие три вида процессов.

Первое слагаемое, заключенное в фигурные скобки, описывает изменение температуры, происходящее в точке в результате переноса в нее атмосферными потоками воздуха с другой температурой. Этот процесс в физике называют конвекцией. Метеорологам приходится учитывать огромную разницу в скоростях горизонтального и вертикального переноса. Поэтому первую группу слагаемых в квадратных скобках, описывающих горизонтальный перенос тепла ветром, принято называть адвективным изменением температуры или просто *адвекцией*. Слагаемое в круглых скобках, описывающее перенос тепла вверх или вниз, в метеорологии называют конвективным изменением температуры или просто *конвекцией*.

Второе после фигурных скобок слагаемое описывает процесс изменения температуры при совершении работы сжатия или расширения. Его принято называть *адиабатическим изменением температуры*.

Третье слагаемое, называемое притоком тепла, описывает разные физические процессы, приводящие к изменению температуры в точке, а именно:

- приток тепла за счет радиационных процессов (следует помнить, что воздух слабо поглощает солнечную радиацию, и радиационный приток тепла в частицу воздуха происходит в длинноволновом диапазоне);
- приток или отток тепла при конденсации или испарении водяного пара (эти процессы существенны в облаках и туманах);
- приток тепла за счет молекулярной теплопроводности воздуха (вследствие малости коэффициента теплопроводности воздуха, молекулярный теплоперенос существен только в тончайшем приповерхностном слое воздуха);
- приток тепла из-за случайных колебаний ветра, называемый турбулентным притоком тепла.

Адиабатический процесс

Важную роль в исследовании атмосферных явлений играет адиабатический процесс, описывающий изменения состояния термического равновесия в частице воздуха только за счет изменения ее размеров или положения в пространстве, т. е. при условии, что притоки тепла равны нулю.

При адиабатическом процессе изменение температуры происходит из-за совершения работы. При адиабатических изменениях все частицы атмосферы изолированы друг от друга и можно применить к каждой уравнение закона сохранения энергии, которому в этом случае можно придать вид:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} \quad \text{или} \quad \frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p}.$$

Отношение (R/C_p) равно 0,286. Величины p_0 и T_0 определяют начальное состояние частицы, участвующей в адиабатическом процессе.

Видно, что в адиабатическом процессе при повышении давления по сравнению с исходным температура частицы увеличивается, а при понижении давления температура частицы падает. Схематически это показано на рис. 14.

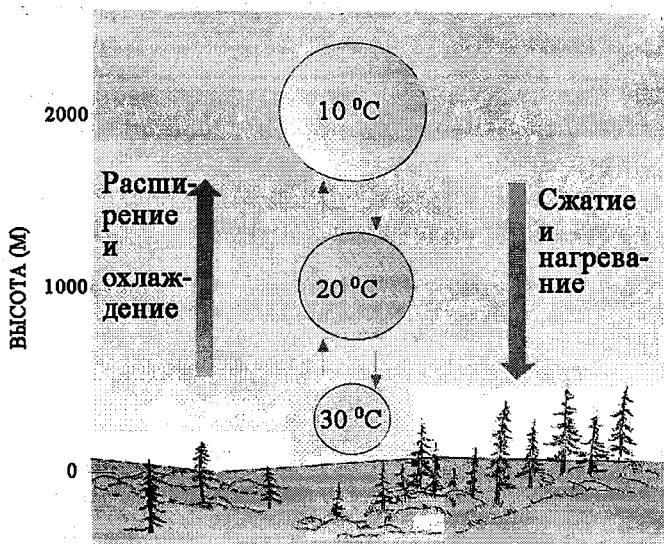


Рис.14. Изменение состояния частицы воздуха при адиабатическом подъеме или опускании.

В атмосфере основные изменения давления происходят при изменении высоты расположения частицы. Для описания возможного изменения температуры при адиабатическом изменении высоты частицы можно заменить в уравнении закона сохранения энергии величину dp на dz с помощью уравнения статики. Тогда

$$\left\{ \frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p}, \quad dp = -\frac{gp}{RT} dz \right\} \Rightarrow \frac{dT}{dz} = -\gamma_a, \quad \gamma_a = \frac{g}{C_p}.$$

Постоянная для воздуха величина γ_a , которая показывает возможные изменения температуры при адиабатическом подъеме, называется *сухоадиабатическим градиентом температуры*. Значение сухоадиабатического градиента равно $0,01 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{м}$ или $10 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{км}$. Это значит, что *адиабатический подъем частицы ведет к ее охлаждению на 1 градус на каждые 100 м подъема, а адиабатическое опускание частицы ведет к ее нагреву на 1 градус на каждые 100 м спуска*.

Устойчивость локального термодинамического равновесия

Рисунок 15 иллюстрирует смысл термина «устойчивость равновесия»: если малые возмущения могут привести частицу к совершенно другим значениям параметров, то исходное состояние равновесия является неустойчивым и в природе, где множество возмущающих факторов, существовать не может.



Рис. 15. Устойчивое, неустойчивое и безразличное состояние равновесия материальной точки.

Для исследования устойчивости состояния термодинамического равновесия применяют второй закон термодинамики, согласно которому термодинамические процессы ведут только к увеличению энтропии системы. В метеорологии вместо энтропии используют температуру, которую частица примет после адиабатического перехода из состояния (p, T) в конечное состояние (p_0, Θ) , или *потенциальную температуру* Θ , которая вычисляется по формуле:

$$\Theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/C_p}$$

В качестве p_0 используют 1000 гПа.

Вследствие газовых законов и закона сохранения энергии изменение потенциальной температуры частицы воздуха связано с изменением ее энтропии $\Delta Q/T$ по формуле:

$$\frac{\Delta Q}{T} = C_p \left(\frac{dT}{T} - \frac{R}{C_p} \frac{dp}{p} \right) = C_p d \ln \Theta$$

Согласно второму закону термодинамики, условие возрастания энтропии является необходимым для устойчивого протекания любого процесса. Для воздушной частицы это равносильно требованию увеличения ее потенциальной температуры при устойчивом процессе.

Если частица перемещается по вертикали, то изменение потенциальной температуры можно вычислить по формуле:

$$\frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz} = \frac{\gamma_a - \gamma}{T}, \quad \gamma = -\frac{dT}{dz}$$

Через γ обозначен вертикальный градиент температуры атмосферы. Условия устойчивости локального термодинамического равновесия в атмосфере, выраженные через вертикальные градиенты температуры и потенциальной температуры, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Условия устойчивости адиабатических изменений состояния частицы воздуха

Устойчивость состояния	По градиенту температуры	По градиенту потенциальной температуры
Устойчивое	$\gamma_a > \gamma$	$d\Theta/dz > 0$
Нейтральное	$\gamma_a = \gamma$	$d\Theta/dz = 0$
Неустойчивое	$\gamma_a < \gamma$	$d\Theta/dz < 0$

Разбив график изменения температуры с высотой на слои с приблизительно постоянными вертикальными градиентами, можно визуально выявить неустойчивые слои воздуха. На рис.16 показаны возможные варианты графиков изменения температуры с высотой (они называются кривыми термической стратификации) в слое с постоянным градиентом по отношению к линии адиабатического изменения температуры с высотой (она называется кривой состояния).

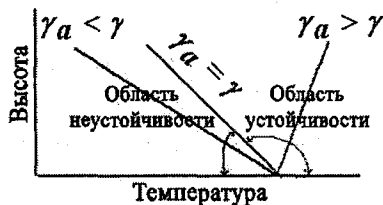


Рис. 16. Характер изменения температуры с высотой при различной устойчивости.

Если падение температуры с высотой происходит быстрее ($\gamma > \gamma_a$), чем при адиабатическом подъеме ($\gamma = \gamma_a$), то слой неустойчив. Если падение температуры с высотой происходит медленнее ($\gamma < \gamma_a$), чем при адиабатическом подъеме ($\gamma = \gamma_a$) то слой устойчив.

Неустойчивость и конвекция

В зависимости от устойчивости или неустойчивости стратификации атмосферы меняется характер возможных адиабатических перемещений частиц воздуха по вертикали. Движение по вертикали отдельной частицы воздуха, изолированной от окружающей атмосферы, подчиняется второму закону Ньютона. Ускорение частицы (d^2z/dt^2) возникает как результат действия на нее ускорения свободного падения (g) и силы барического градиента внутри частицы ($-1/\rho \partial p/\partial z$). В окружающей частицу атмосфере, свойства которой будем отмечать нижним индексом $()_a$, действует уравнение статики. Оба эти уравнения имеют вид

$$\frac{d^2z}{dt^2} = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}, \quad 0 = -g - \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial p_a}{\partial z}.$$

Учитывая, что давление на одну и ту же точку внутри и снаружи должно быть одинаковым ($p = p_a$) и заменяя плотности на температуры с помощью уравнения состояния, получаем уравнение движения частицы в виде:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{\rho_a - \rho}{\rho} = g \frac{T - T_a}{T}.$$

Правая часть полученного уравнения описывает силу плавучести Архимеда.

Если предположить, что на уровне, от которого отсчитывается смещение частицы (z), температура частицы и атмосферы одинакова, то в процессе движения температура частицы будет меняться линейно с градиентом γ_a . Допустим, что температура атмосферы в слое также будет меняться линейно с градиентом, равным γ . Тогда можно преобразовать выражение для силы Архимеда и записать уравнение движения частицы в виде

$$\boxed{\frac{d^2z}{dt^2} = g \frac{(\gamma - \gamma_a)}{T} \cdot z} \quad (\text{при } T - T_a = (T_0 - \gamma_a z) - (T_0 - \gamma z)).$$

Полученное уравнение показывает, что произойдет, если на исходном уровне частица получит случайный толчок вверх. Если стратификация атмосферы неустойчива ($\gamma_a < \gamma$), то сила Архимеда будет выталкивать ее все дальше, причем воздействие будет нарастать по мере набора высоты. Так в неустойчивой атмосфере возникают мощные вертикальные движения.

Если стратификация атмосферы устойчива ($\gamma_a > \gamma$), то сила Архимеда будет тормозить вертикальные перемещения и частица постепенно вернется к исходному уровню. Движение частиц воздуха под действием силы плавучести называется *конвекцией*.

Следовательно, если термическая стратификация атмосферы в некотором слое устойчива, то конвекция невозможна. Вертикальные движения возможны и в этом случае, но они возбуждаются под действием других сил, будут очень маленькими (около 1 см/с) и будут охватывать весь устойчивый слой как целое.

Если термическая стратификация неустойчива, то под влиянием случайных возмущений возникают локальные восходящие потоки с большими скоростями подъема (до 10 м/с), занимающие не очень большие площади. Рядом с ними возникают области таких же интенсивных нисходящих движений. В восходящих потоках воздушные частицы будут расширяться и охлаждаться, в нисходящих — сжиматься и нагреваться. Забегая вперед, укажем, что в областях восходящих токов, где воздух охлаждается, возникают облака, а области нисходящих токов, где воздух нагревается, остаются безоблачными.

Лекция 5 ВОДА В АТМОСФЕРЕ

Характеристики влагооборота в атмосфере

По имеющимся данным наблюдений за уровнем Мирового океана, атмосферными осадками и речным стоком можно считать, что общее количество воды на Земле во всех трех ее агрегатных состояниях постоянно. Следовательно, в природе осуществляется установившийся режим влагооборота, который схематически показан на рис.17.

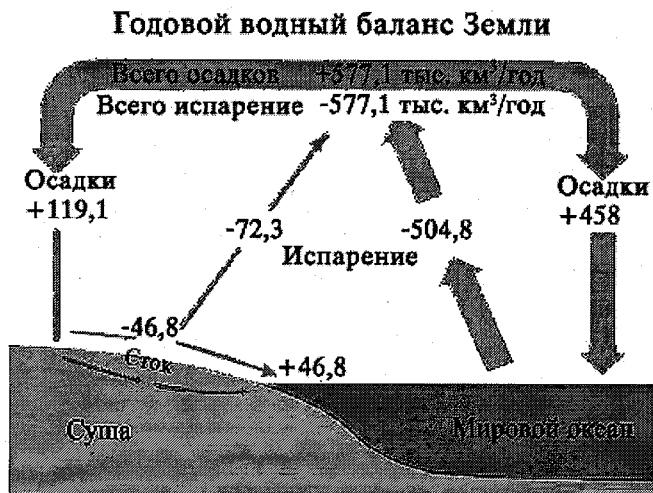


Рис.17. Схема влагооборота на Земле.

По значениям, приведенным на рисунке, учитывая площадь Земли $511 \cdot 10^6$ км², нетрудно вычислить, что на каждый 1 м² поверхности Земли ежегодно выпадает слой осадков толщиной примерно 1130 мм и такой же слой воды испаряется. Слой воды, толщиной 1 мм на площадке 1 м², весит 1 кг.

Средняя по земной поверхности масса водяного пара в столбе атмосферы с сечением 1 м² (она называется влагосодержанием атмосферы) составляет примерно 27 кг/м², т. е. если бы он превратил-

ся в воду, то такая «осажденная вода» имела бы толщину слоя 27 мм. Умножив на площадь Земли, можно получить оценку постоянно возобновляющегося запаса атмосферной влаги 13,8 тыс. км³.

Поделив осадки или испарение на запас атмосферной влаги, получим, что этот запас примерно 40 раз возобновляется за год, т. е. полная смена водяного пара в атмосфере происходит примерно за 8 – 9 дней.

Пределы изменения влагосодержания атмосферы довольно широки: от 0,5 мм внутри континента в Антарктиде до 40 мм и более в джунглях Амазонии.

Следует иметь в виду, что в атмосфере безводной пустыни Сахара влаги гораздо больше, чем над водой Северного Ледовитого океана, и что над Гималаями влаги гораздо меньше, чем над Сахарой, расположенной в том же широтном поясе.

Нужно знать, как изменяется влажность воздуха по районам Земли. Для анализа следует использовать наименее зависящие от температуры характеристики влажности, такие как парциальное давление (e) или массовую долю водяного пара (q).

Особенности средней по широтному кругу (зональной) влажности (см. рис.18):

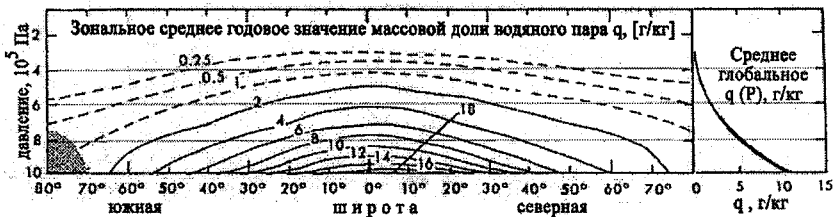


Рис. 18. Зависимость влажности воздуха от широты и высоты.

- влажность уменьшается от тропиков к полюсу.
- влажность быстро убывает с высотой, значительно быстрее, чем давление или плотность воздуха.

Особенности средней месячной влажности у поверхности Земли (рис.19):

- изолинии значительно отклоняются от широтных кругов вследствие влияния размещения континентов и океанов,
- максимум влажности находится в экваториальной области, но не в открытом океане, а в Амазонии,

— самые высокие и самые низкие значения влажности наблюдаются над континентами. Над океанами относительная влажность и колеблется около 80 %.

Парциальное давление и массовая доля водяного пара (e, q) имеют небольшой суточный ход. Суточный ход относительной влажности определяется суточным ходом температуры воздуха и может быть значителен.

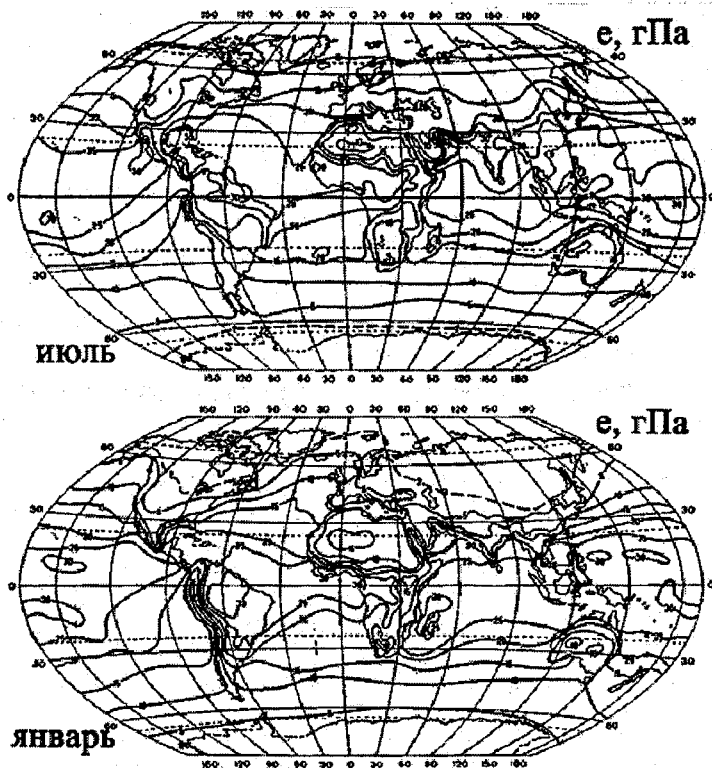


Рис. 19. Среднее распределение парциального давления водяного пара.

Парциальное давление и массовая доля водяного пара (e, q) имеют хорошо выраженный годовой ход. Он особенно велик в районах с жарким летом и снежной зимой. Относительная влажность имеет небольшой годовой ход, зависящий от увлажнения подстилающей поверхности. Над водной, снежной или ледяной поверхностью относительная влажность постоянно равна 80–90 %.

Среднее глобальное значение относительной влажности 70 %, среднее парциальное давление водяного пара 12 гПа, среднее значение массовой доли водяного пара 8 г/кг.

Условие равновесия фаз воды

Особенность строения молекулы H_2O состоит в несимметричном расположении атомов водорода по отношению к атому кислорода. Из-за этого молекула H_2O обладает биполярностью, и противоположные заряды разных молекул электростатически притягиваются. Это создает между молекулами H_2O дополнительные связи, которые называются водородными. Условно можно представить себе это в виде, изображенном на рис. 20. Отмеченные особенности строения молекул определяют аномальные значения физических характеристик воды.

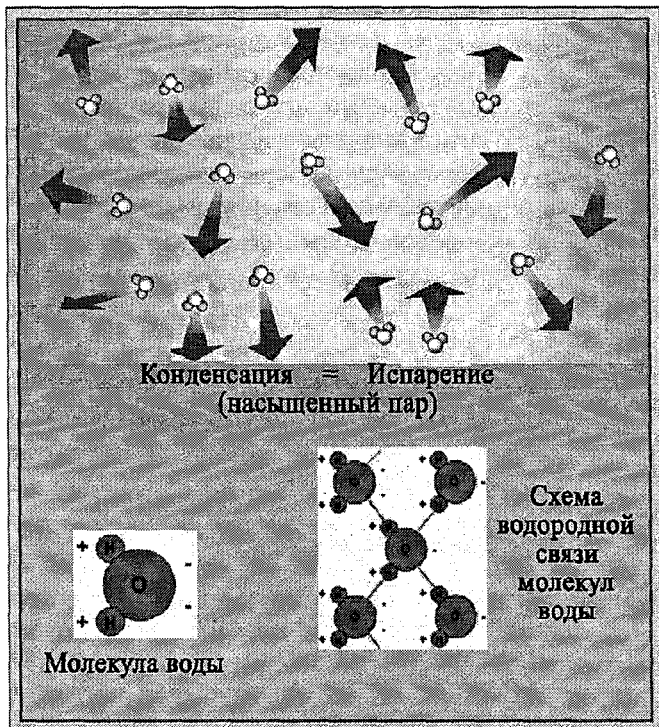


Рис.20. Молекулы воды и процессы испарения и конденсации.

Важнейшие для метеорологии физические свойства воды перечислены в табл.2.

Таблица 2

Физические характеристики воды

Фазовое состояние H_2O при $t = 0^{\circ}C$	Плотность, $кг/м^3$	Теплоемкость, $Дж/кг/К$	Скрытая теплота фазового перехода, $Дж/кг$	Поверхностное натяжение, $Дж/м^2$
Лед	917	2137	$0,33 \cdot 10^6$ (плавление)	0,08
Вода	1000	4190	$2,5 \cdot 10^6$ (испарение)	0,075
Пар (насыщенный)	$5 \cdot 10^{-3}$	1844 (C_p), 1383 (C_v)	$2,83 \cdot 10^6$ (сублимация)	Нет

Полезно запомнить, что вода, лед и снег хорошо пропускают солнечную радиацию, но их слои толщиной 1 – 2 мм уже полностью поглощают длинноволновое излучение.

Равновесие фаз воды достигается, когда число молекул, покидающих одну из фаз, например воду, равно числу молекул, поступающих из другой фазы, например из водяного пара. Фазовое равновесие возможно только, если давление и температура в точке фазового равновесия связаны зависимостью. График зависимости насыщающего значения парциального давления водяного пара от температуры принято называть кривой насыщения, изображенной на диаграмме фазового состояния воды (рис.21).

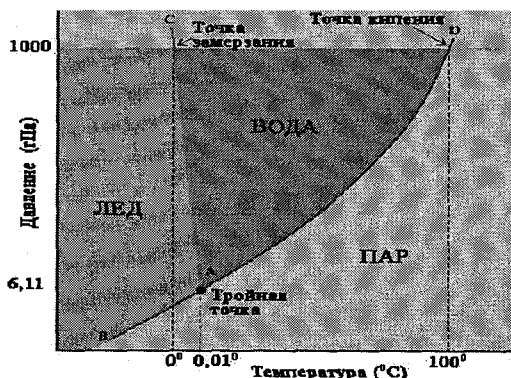


Рис. 21. Диаграмма фазового состояния воды.

Кривые насыщения пара над водой и льдом пересекаются в тройной точке. Если наблюдается одновременно лед и открытая вода, то температура воздуха близка к 0°C , а парциальное давление водяного пара близко к 6,1 гПа. Расчет насыщающего парциального давления в зависимости от температуры, как уже указано, удобно производить по формуле Магнуса.

Насыщающее давление пара очень быстро растет с температурой и достигает нормального атмосферного давления (1000 гПа) при 100°C . При этом вода закипает.

Если давление ниже нормального, то температура кипения ниже 100°C . Ее легко рассчитать, потому что парциальное давление при кипении равно атмосферному, а температура кипения является точкой росы при этом парциальном давлении. Например, на высоте 3 км в горах атмосферное давление равно примерно 700 гПа. Подставив это значение в формулу Магнуса и производя простые вычисления, получим, что температура кипения на этой высоте равна приблизительно 89°C .

Чем выше температура, тем больше может содержаться пара в воздухе. При одном и том же давлении 1000 гПа в пустыне Сахаре при температуре 45°C и относительной влажности 15 % содержится 14,4 г пара в 1 кг воздуха, а над открытой водой в Северном Ледовитом океане при относительной влажности 100 % и температуре 0°C содержится 6 г/кг пара.

В области отрицательных температур давление насыщения пара надо льдом при той же температуре всегда ниже, чем над водой, т. е. пар, немного ненасыщенный над водой, будет пересыщен над льдом, и вода будет отдавать молекулы пара, а лед забирать. Это явление называется перегонкой пара вода – лед. Оно очень важно для образования дождевых капель.

Над выпуклыми поверхностями давление насыщенного пара больше, а над вогнутыми – меньше, чем над плоскими. Поэтому пар над микроскопическими каплями чистой воды (размером менее 0,1 мкм) всегда будет недосыщен и эти капли быстро испаряются.

Но в почве над капиллярами с вогнутым мениском воды может возникнуть недосыщение, несмотря на то что глубже залегают подземные воды. Например, в зоне Сахеля в ряде мест на глубине 1 – 1,5 м существуют линзы пресной воды, используемой пастухами.

Если в воде растворены соли, то насыщающее давление пара уменьшается тем сильнее, чем больше концентрация солей в растворе.

Испарение

В природе относительная влажность 100 % и тем более условия пересыщения воздуха водяным паром наблюдаются очень редко. Даже в тумане или в сильный дождь измеренная относительная влажность обычно не превышает 98 %. Это значит, что с открытой поверхности воды, снега или льда молекул пара вылетает больше, чем поступает обратно, и происходит *испарение*.

Испарение характеризуется *скоростью испарения*, т.е. количеством воды, испарившейся с 1 м^2 поверхности за единицу времени. Эту величину можно измерять с помощью испарителей, но условия испарения воды с поверхности прибора отличаются от условий испарения с реальной подстилающей поверхности. Поэтому в результаты измерений требуется вводить сложные поправки, зависящие от типа и условий установки прибора.

Скорость испарения (E) можно получить расчетным методом, основанным на формуле Дальтона для испарения:

$$E[\text{мм/сутки}] = kU(E_n - e) / p,$$
$$[U] = \text{м/с}, \quad [E_n, e, p] = \text{гПа}, \quad k \cong 100.$$

Через U обозначена скорость ветра, через E_n , e и p обозначены соответственно насыщающее парциальное давление при температуре воздуха, фактическое парциальное давление пара в воздухе и атмосферное давление. Величина $(E_n - e)$ определяет недостаток насыщения воздуха и называется *дефицитом влажности*.

Значения коэффициента k довольно сильно зависят от условий наблюдений. Приведенное в формуле значение удобно для оценки, если используются стандартные метеорологические данные.

Наилучшие условия для выполнения закона Дальтона – это расчет максимально возможного испарения, когда запас влаги не ограничен. Таково испарение с поверхности водоема или мокрой почвы. Оно определяется только условиями погоды в данной местности. Скорость максимально возможного испарения называется *испаряемостью*.

Отношение скорости реального испарения к испаряемости характеризует условия увлажнения подстилающей поверхности. Роли различных факторов формирования испарения иллюстрирует рис. 22.

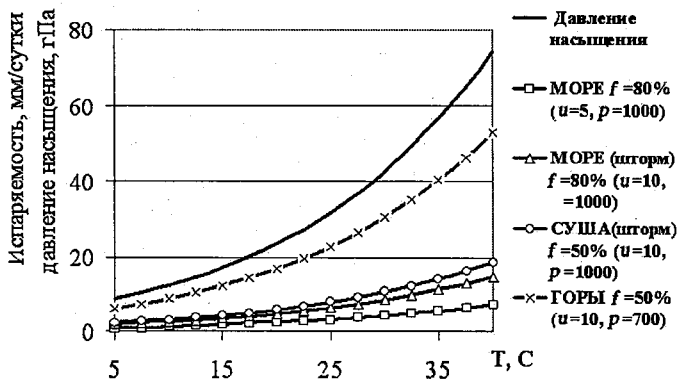


Рис.22. Испаряемость в различных условиях.

Например, над Сахарой испаряемость очень велика вследствие огромного дефицита, но испарение ничтожно, так как подстилающая поверхность практически не увлажнена. Над тропическими океанами испаряемость меньше, чем над Сахарой, а испарение огромно. Следует обратить внимание на роль горных массивов как источников влаги.

Испарение значительно охлаждает подстилающую поверхность, так как при скорости испарения E ($\text{кг}/\text{с}/\text{м}^2$) подстилающая поверхность теряет LE ($\text{Вт}/\text{м}^2$) энергии, а скрытая теплота парообразования очень велика ($L = 2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг).

Следует рассмотреть климатическую карту скорости испарения (рис.23), чтобы уметь ответить на вопросы о расположении областей максимальных и минимальных значений. Ясно, что самые засушливые места на Земле – это субтропические пустыни. Но самыми влажными районами на Земле являются не тропические области океанов, а области, занятые тропическим дождевым лесом, особенно Амазония. Это связано с наличием там открытой воды и значительно более высокой, чем в океане, температуры подстилающей поверхности. Важна и огромная площадь испаряющих влагу листьев.

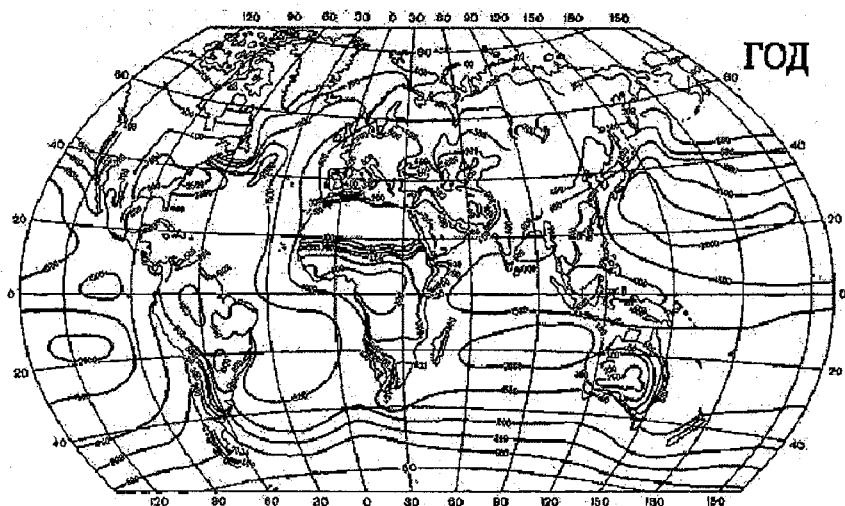


Рис. 23. Испарение с подстилающей поверхности (мм/ год).

Конденсация

При насыщении скорости испарения и конденсации равны. Если в объеме находится только водяной пар, то для перехода в упорядоченное состояние (вода, лед) молекулам водяного пара необходимо преодолеть высокий энергетический барьер, связанный с образованием свободной поверхности. Поэтому начало конденсации требует пересыщения водяного пара в воздушной частице.

Пересыщение водяного пара в атмосфере может возникнуть только за счет охлаждения воздуха и только локально. Причем величина пересыщения мала и редко превышает 1 %. Как показали исследования, при таких условиях конденсация может происходить только, если воздух граничит с поверхностями, на которых за счет искривления или химического состава парциальное давление насыщения понижается.

Например, такие условия часто создаются при ночном охлаждении подстилающей поверхности ниже температуры точки росы. В этом случае на отдельных травинках или крупинках почвы появляются наземные продукты конденсации, известные как *роса* или *иней*, в зависимости от того, положительна или отрицательна

тока росы. Другим путем является образование в зимнее время кристаллов на ветвях деревьев, известных как *изморозь*.

Для того чтобы конденсация произошла в воздухе, необходимо наличие в нем аэрозоля в виде твердых частиц определенного размера, на поверхности которых при охлаждении воздуха образуется пленка воды. Эти частицы называются атмосферными *ядрами конденсации*. Примерный вид капли, образовавшейся на ядре конденсации, приведен на рис. 24.

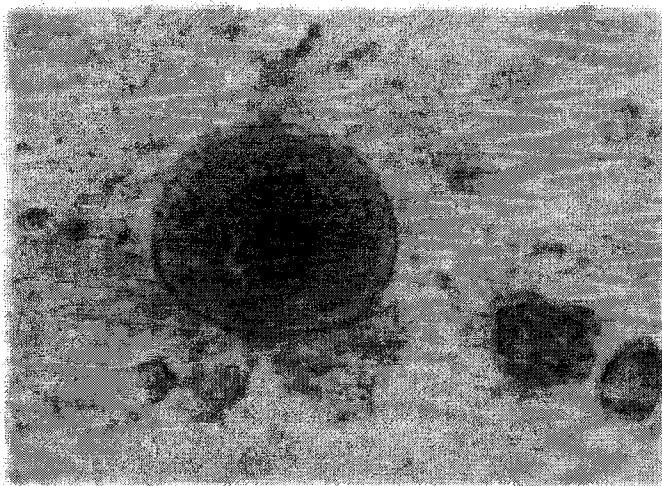


Рис. 24. Вид облачной капли с ядром конденсации.

Ядра конденсации поступают в атмосферу от поверхности земли. По размерам их делят на три группы: ядра Айткена имеют размеры до 0,2 мкм, крупные ядра с размерами до 1 мкм и гигантские ядра с размерами более 1 мкм.

Расчеты показывают, что мельчайшие устойчивые (не испаряющиеся) капли при реальных пересыщениях до 1 % должны иметь размер не менее 1 мкм, поэтому только крупные и гигантские ядра могут обводняться и образовывать зародышевые капли. Число таких ядер оценивается примерно в 10^2 частиц в 1 см^3 . Этого с избытком хватает для начала конденсации, так как по результатам измерений в облаках и туманах число ядер конденсации значительно меньше.

Таким образом, в воздухе всегда имеется достаточное количество ядер конденсации, чтобы можно было считать, что при падении температуры воздушной частицы до точки росы в ней сразу начинается конденсация, и чем ниже после этого падает температура воздуха, тем больше воды в виде капель будет образовываться.

С помощью этого предположения на основе связи абсолютной влажности с массовой долей водяного пара, считая, что зависимость насыщающего давления водяного пара от температуры описывается формулой Магнуса, можно вычислить количество воды, сконденсировавшейся в насыщенном паром воздухе при понижении температуры по формуле:

$$-d\rho_a = -\rho dq_w = -\rho \left(\frac{\partial q_w}{\partial T} dT + \frac{\partial q_w}{\partial p} dp \right) \approx -\rho q_w (a \cdot dT - b \cdot dz),$$

$$a = 7,26 \cdot 10^{-2} [1/^\circ\text{C}]; \quad b = 1,25 \cdot 10^{-4} [1/\text{м}].$$

Здесь ρ_a — абсолютная влажность, q_w — массовая доля насыщенного пара. Знак минус показывает, что увеличение количества воды в объеме происходит за счет уменьшения массы водяного пара.

Лекция 6

ОБЛАКА, ДОЖДЬ, СНЕГ

Образование облаков

Если водяной пар, содержащийся в воздухе, становится насыщенным, то на поверхностях ядер начинается конденсация слоя воды и образуются зародышевые капли. Состояние насыщения может возникать из-за добавления в воздух избыточного пара (так образуются, например, туманы парения над открытой водой арктических морей). Однако чаще насыщение достигается, если воздух охлаждается и его температура, а значит, и температура содержащихся в нем ядер конденсации падает до точки росы.

Если подстилающая поверхность охлаждается до точки росы прилегающего к ней воздуха, то на ней образуется роса. Если приземный воздух отдает свое тепло холодной подстилающей поверхности и при этом охлаждается до точки росы, то возникают туманы.

Облако образуется при охлаждении слоев воздуха, находящихся высоко над землей вне зоны непосредственного контакта с ней. Поэтому единственным процессом, приводящим к образованию облаков, является охлаждение при подъеме воздушной частицы. Когда частица воздуха поднимается адиабатически на Δz , давление в ней падает, она расширяется, и ее температура уменьшается на величину $\gamma_a \Delta z$.

Точка росы в поднимающейся частице тоже линейно убывает с высотой. Формулу для расчета вертикального градиента точки росы γ_r можно получить, учитывая, что количество пара в адиабатически поднимающейся частице не меняется, а значит, массовая доля водяного пара q во время подъема постоянна. Значение величины γ_r примерно равно $1,7$ °C/км, т. е. в пять раз меньше, чем γ_a . Поэтому уровень, на который нужно адиабатически поднять частицу с температурой T_0 и точкой росы T_{d0} , чтобы ее температура упала до точки росы, всегда существует. Он называется *уровнем конденсации* и вычисляется по формуле:

$$T_0 - \gamma_a H_c = T_{d0} - \gamma_r H_c \Rightarrow H_c = \frac{T_0 - T_{d0}}{\gamma_a - \gamma_r}$$

Если за счет вертикальных токов воздух поднимается от исходного уровня до уровня конденсации, на высоте уровня конденсации и выше возникают облака.

По высоте слоя, в котором наблюдаются облака, их классифицируют на *облака верхнего яруса*, располагающиеся на высоте от 3 до 8 км, *облака среднего яруса*, располагающиеся в слое 2–4 км, и *облака нижнего яруса*, которые наблюдаются от малых высот до 2 км. Выделяют также *облака вертикального развития*, которые начинаются в нижнем ярусе, но охватывают всю атмосферу.

Понятно, что по ярусности облаков можно судить о развитии вертикальных токов в атмосфере. Если наблюдаются облака нижнего, среднего или верхнего яруса, то вертикальные токи возникают только в этих слоях. Если наблюдаются облака вертикального развития, то вся атмосфера охвачена мощными вертикальными движениями.

Капли, образующиеся за счет конденсации, очень малы, но это капли воды, которая в 1000 раз тяжелее воздуха. Почему капли не падают? Их удерживает сила сопротивления воздуха, возникающая вследствие его вязкости.

Скорость падения капель в облаке зависит от их размера. Связь между размером капли воды, ее плотностью (для воды $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$) и скоростью ее падения v в среде с динамической вязкостью η (в воздухе $\eta = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ кг/м}\cdot\text{с}$) дает формула Стокса:

$$v = kr^2, \quad k = \frac{2g\rho_w}{9\eta}$$

Для капли воды, падающей в воздухе, $k = 1,2$, если радиус ее задавать в мкм, а скорость измерять в см/с. Значения скоростей падения в воздухе капель воды разных размеров приведены в табл. 3.

Таблица 3

Скорость падения капли воды в покоящемся воздухе

Размер частицы, мкм	0,3	1	10	100	1000	5000
Скорость падения	1 мм/ч	10 см/ч	0,3 см/с	20 см/с	4 м/с	8 м/с

Чем больше значения вертикальных скоростей в облаках, тем большие по размеру капли могут в них удерживаться. Именно размеры капель и их распределение по площади облака создают то многообразие форм облаков, которое наблюдается на небе.

В современной международной классификации облаков выделяют 10 основных видов облачности. Их названия приведены в табл. 4.

Таблица 4

Основные виды облаков (согласно международной классификации)

N	Название (русск.)	Название (лат.)	Сокращение	Ярус
1	Перистые	Cirrus	(Ci)	Верхний
2	Перисто-кучевые	Cirrocumulus	(Cc)	Верхний
3	Перисто-слоистые	Cirrostratus	(Cs)	Верхний
4	Высоко-кучевые	Alto cumulus	(Ac)	Средний
5	Высоко-слоистые	Altostratus	(As)	Средний
6	Слоисто-дождевые	Nimbostratus	(Ns)	Нижний и средний
7	Слоисто-кучевые	Stratocumulus	(Sc)	Нижний
8	Слоистые	Stratus	(St)	Нижний
9	Кучевые	Cumulus	(Cu)	Все
10	Кучево-дождевые	Cumulonimbus	(Cb)	Все

Существуют специальные описания видов и разновидностей облаков. При метеорологических наблюдениях для идентификации форм облачности используется Атлас облаков. На рис.25 приведена схема, по которой можно составить представление об облаках основных видов и их взаимном расположении.



Рис.25. Схематическое изображение основных видов облаков и их взаимного расположения

Для того чтобы объяснить различия между слоистыми и кучевыми облаками, нужно учесть важную обратную связь между вертикальными скоростями восходящих потоков и конденсацией. При конденсации пара в частице выделяется тепло, а значит, в воздухе, поднимающемся с конденсацией, температура должна падать медленнее, чем в сухом воздухе. Это значит, что после начала конденсации частица становится легче и скорость ее подъема увеличивается. Этот эффект не существен, если исходные скорости подъема частицы малы, так как все тепло, полученное при конденсации, рассеивается. Но если начальные скорости подъема велики, то в частице указанный эффект может дать значительную добавку к скорости и облако в своем развитии достигнет большой высоты.

Оценку влияния конденсации на температуру поднимающейся частицы можно получить, учтя приток тепла от конденсации $L\rho dq$ в уравнении сохранения энергии поднимающейся частицы и используя оценку зависимости количества конденсирующейся влаги от давления и температуры, приведенную ранее. Тогда формула для вертикального градиента температуры воздуха, насыщенного водяным паром (*влажноадиабатического градиента температуры*), примет вид:

$$\gamma_{ва} = \gamma_a \cdot \frac{1 + \alpha q_w(T)}{1 + \beta q_w(T)}, \quad \alpha \approx 0,032 \quad \beta \approx 0,17.$$

Это означает, что в теплом воздухе, где насыщающая влажность велика, влажноадиабатический градиент значительно меньше сухоадиабатического. Чем холоднее воздух, тем меньше насыщающая влажность и меньше различия градиентов.

Внутри облака условия неустойчивости можно записать в виде $\gamma > \gamma_{ва}$. При обычных вертикальных градиентах температуры в атмосфере, а значит, и в облаках, такие условия неустойчивости выполняются чаще. Поэтому внутри облаков возникают локальные струи восходящих потоков, характерные для конвекции. Именно поэтому внешний вид конвективных облаков позволил дать им название «кучевые».

Кучевые облака образуются, если, достигнув уровня конденсации, воздушная частица оказывается в условиях неустойчивости. Тогда самопроизвольно возникают очень сильные (до десятков

метров в секунду) вертикальные скорости, которые могут приводить к кучевым облакам, распространяющимся по вертикали на всю тропосферу.

Слоистые облака образуются в устойчивой атмосфере, когда градиент температуры воздуха всюду меньше влажноадиабатического. Поэтому вертикальные токи, формирующие слоистые облака, характеризуются малыми (1–2 см/с) скоростями. Но поскольку эти скорости являются следствием циркуляции атмосферы, они занимают большие площади и формируют обширные поля однородной по виду облачности.

Образование атмосферных осадков

Чтобы ясно представлять себе реальные и относительные размеры ядер конденсации, облачных и дождевых капель, можно использовать рис. 26.

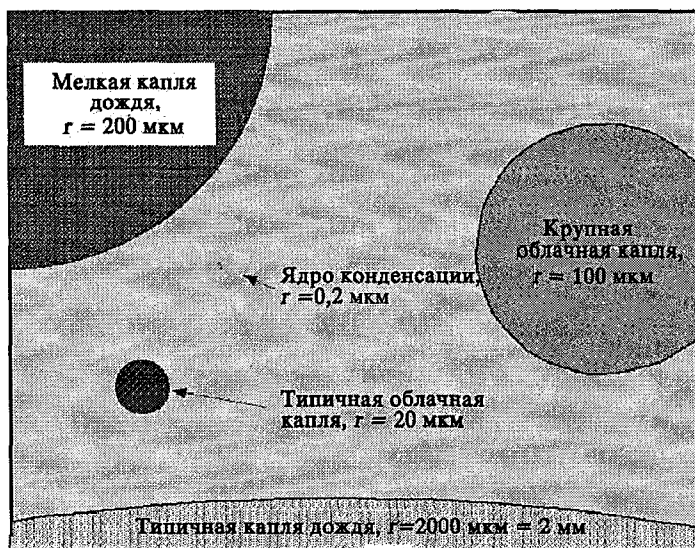


Рис.26. Характерные размеры ядер конденсации, облачных и дождевых капель.

Облачная капля имеет характерный радиус около 10 мкм. Это во много раз больше размера обводненного ядра конденсации. Но и во много раз меньше типичной капли дождя, имеющий в сто раз больший радиус.

Результаты расчетов показывают, что рост зародышевой капли на ядре NaCl размером 0,1 мкм при пересыщении 0,05 % происходит путем конденсации так: примерно за 1 с капля вырастает до 1 мкм, за 10 мин. – до 8 мкм, за 1 ч – до 20 мкм. Капли такого размера практически не могут выпасть в виде осадков, но они составляют основную массу капель видимого облака.

Рост капель до размеров дождевых происходит в теплых и холодных облаках по-разному. *Теплые облака* – это облака, верхняя граница которых лежит около изотермы 0°C . В этих облаках имеются только капли воды. В таких облаках капли растут за счет конденсации и коагуляции.

Для осуществления коагуляции нужно, чтобы в облаке были капли разных размеров. Некоторые капли становятся достаточно большими и начинают падать. Более крупные капли падают быстрее, чем более мелкие. Поэтому они захватывают все более мелкие, которые попадают на их пути, и растут. Схематически это показано на рис.27.

В теплом облаке конденсация происходит у нижней границы, а коагуляция – по мере переноса капель вверх восходящими токами. Когда капля достигает достаточно больших размеров, она преодолевает сопротивление воздуха и выпадает из облака.

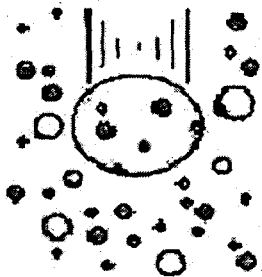


Рис. 27. Рост капель за счет коагуляции.

Чтобы процесс коагуляции приводил к выпадению осадков, нужно: а) чтобы в облаке были капли разных размеров, б) чтобы облако было значительной толщины (не менее 2–3 км), в) чтобы наблюдались сильные и стабильные восходящие токи. Такие условия имеются только в экваториальной зоне. Именно там осадки из теплых облаков вносят существенный вклад в баланс влаги.

Холодные облака – это облака, располагающиеся хотя бы частью в зоне отрицательных температур. В этих облаках, кроме обычных капель, находятся капли переохлажденной воды при температуре от 0 до -40°C . При отрицательных температурах в них находятся также и ледяные кристаллы. Там, где температура ниже -40°C , существуют только кристаллы льда.

В холодных облаках рост облачных элементов происходит несколькими способами (механизм замерзания, перегонки, контактной кристаллизации, намерзания и агрегации). Преобладающим механизмом роста капель принято считать перегонку пара с капель на ледяные кристаллы. Его можно описать, примерно, так.

Чем меньше капли переохлажденной воды, тем более низкие температуры нужны, чтобы они замерзли. Поэтому более крупные капли замерзают, а мелкие капли остаются и в холодном облаке. Вследствие того, что давление насыщенного пара над водой больше, чем над льдом, ледяные кристаллы служат отличными ядрами конденсации для переохлажденной воды. Поэтому в зоне низких температур, во-первых, конденсируется больше капель, а во-вторых, мелкие капли воды испаряются, а кристаллы растут. Так осуществляется перегонка пара с капель на кристаллы. Этот процесс схематически изображен на рис. 28.

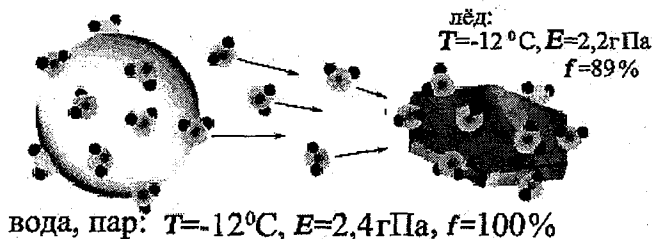


Рис.28. Перегонка пара с облачных капель на ледяные кристаллы.

В холодном облаке водяной пар конденсируется у нижней границы, а затем капли переносятся все выше, пока не попадают в зону отрицательных температур. Там некоторая часть из них сразу замерзает, а другая существует в форме переохлажденной воды. Когда капли достигнут высоты, на которой температура равна -12°C (эта область называется областью интенсивной кристаллизации), большинство капель превращается в ледяные кристаллы.

Ледяные кристаллы растут за счет перегонки и других процессов гораздо интенсивнее, чем капли. По мере роста они начинают падать все быстрее. Падая, они переходят в зону положительных температур, где пара гораздо больше, и скорость их роста увеличивается, но они начинают таять. Когда льдинки достигают тех размеров, которые наблюдатель видит, они либо обводнились и превратились в капли дождя, либо не растаяли и остались снежинками. Но размер их уже так велик, что удержать их воздушные потоки не могут.

Эта схема образования осадков из холодных облаков называется процессом Бержера – Финдайзена и считается основным процессом, формирующим осадки на Земле. Процесс Бержера – Финдайзена позволяет объяснить, как формируются разные виды осадков: снег, мокрый снег или град, гололед, дождь. Вид осадков из холодных облаков определяется характером изменения температуры ниже основания облака. Это показано на рис. 29.

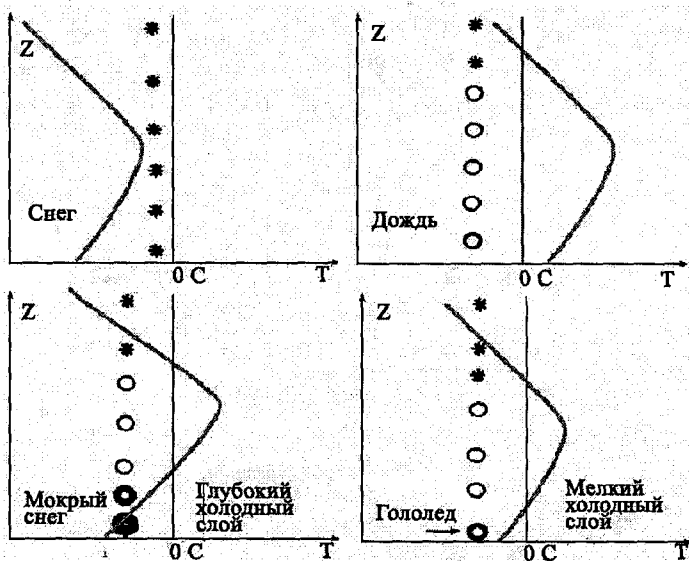


Рис. 29. Влияние вертикального профиля температуры на вид осадков.

Если температура во всем подоблачном слое отрицательная, то снежинки не тают, и из облака выпадает снег. Если температура

во всем подоблачном слое положительная, то снежинки тают, и из облака выпадает *дождь*. Если скорость падения снежинок очень велика, то они не успевают таять даже в слое положительных температур, и на землю выпадает *град*.

Если под облаком существует слой положительных температур, а у земли снова температура отрицательная, то возможны два вида осадков. Если слой отрицательных температур у земли тонкий, то растаявшая под облаком снежинка оказывается переохлажденной и замерзает, стукнувшись о землю. Так возникает *гололед*. Если слой отрицательных температур у земной поверхности достаточно толстый, то часть растаявших снежинок замерзает и на землю выпадает *мокрый снег*.

При метеорологических наблюдениях различают следующие виды осадков:

1) Жидкие осадки:

- полосы падения, не достигающие земли;
- морось ($r < 0,5$ мм); дождь ($r > 0,5$ мм);
- обложной дождь (длительный дождь из Ns);
- ливень (сильный кратковременный дождь, обычно выпадает из Cb, часто сопровождается шквалом, грозой).

2) Твердые осадки:

- снег – отдельные кристаллы (снежинки) часто наблюдаются в виде полос, связанных с перистыми облаками;
- снежные заряды – кратковременное выпадение снега, снегопад – продолжительное выпадение снега из Ns;
- ливневый снег – сильный, но кратковременный снегопад из Cb;
- снежная буря – выпадение снега при сильном ветре и понижении температуры.

Географическое распределение осадков

Годовой ход сумм осадков зависит от циркуляции атмосферы и от физико-географических особенностей местности. Характер распределения годовых сумм осадков на земной поверхности представлен на рис.30.

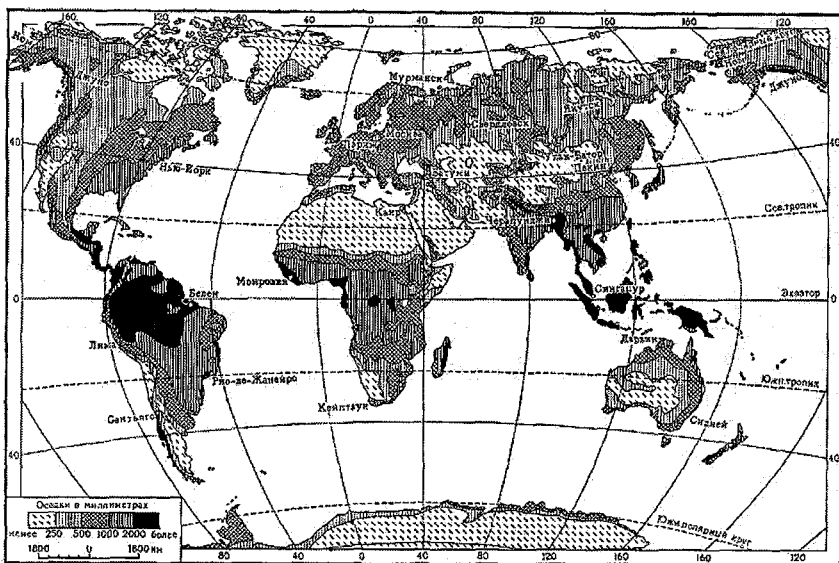


Рис. 30. Годовые суммы осадков (мм).

Максимальное количество осадков выпадает в экваториальной зоне, причем в годовом ходе максимум осадков следует за перемещением зоны *термического экватора* и связанных с ним *экваториальной ложбины* и *зоны внутритропической конвергенции*.

В субтропиках количество осадков резко убывает. Главной причиной этого служат *пассатные инверсии*, связанные с субтропическими антициклонами.

В умеренных широтах количество осадков увеличивается, но понижение температуры воздуха препятствует тому, чтобы они достигли значений осадков экваториальной зоны. Пониженные температуры приводят также и к недостаточной испаряемости, а значит, к образованию зоны избыточного увлажнения.

В высоких широтах осадков выпадает мало.

Поле годовых сумм осадков на Земле имеет еще более сильные аazonальные особенности, чем поля температуры и влажности. На океанах они выражены слабее, чем на суше.

Наиболее увлажненными оказываются восточные побережья континентов, на западных берегах океанов располагаются крупные пустыни.

Существенный вклад в формирование осадков вносит рельеф. Наветренные склоны гор являются областями повышенных значений осадков.

С высотой в горах количество осадков растет до высоты примерно 3000 м, а далее убывает.

Основная масса осадков выпадает в жидкой форме, но аккумулируется значительная часть осадков в форме снежного покрова. *Снежный покров* – это слой снега на поверхности земли, возникающий в результате снегопадов. В отличие от *выпадения снега*, возможного даже в субтропиках, о снежном покрове говорят только, если он устойчиво покрывает земную поверхность в течение зимнего периода. Распространение снежного покрова показано на рис.31.

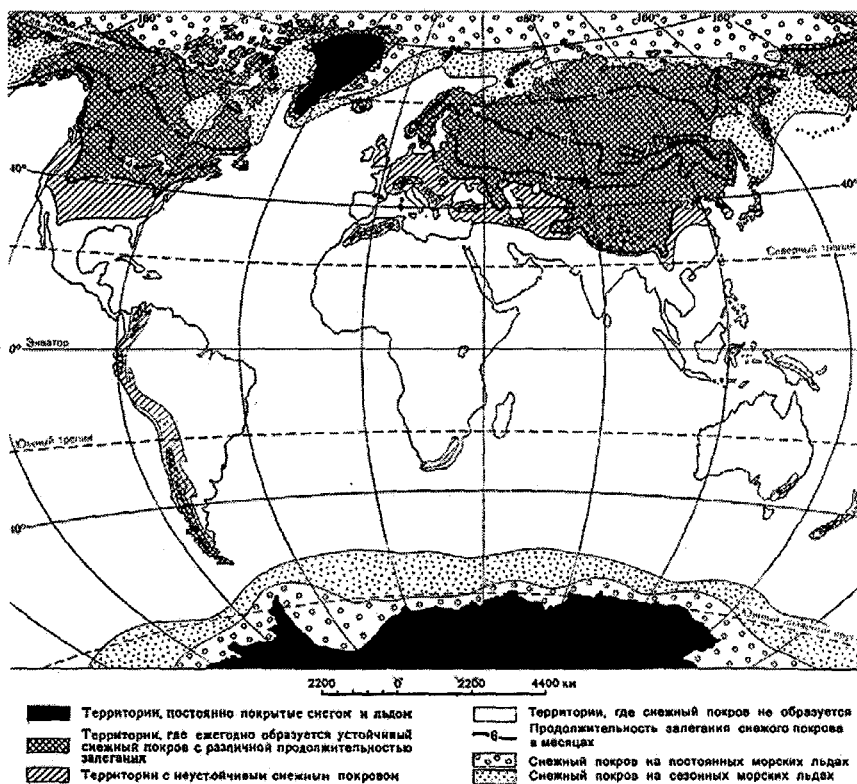


Рис.31. Распространение снежного покрова по земной поверхности.

Ежегодно снежный покров занимает площадь от 115 до 126 млн. км². Приблизительно 2/3 этой территории приходится на сушу, а 1/3 – на морские льды. На равнинах России средняя высота снежного покрова колеблется от 30 до 70 см. На наветренных склонах крупных горных хребтов, а также в наиболее увлажнённых местах она возрастает до 200–400 см.

Снеговая линия – это граница, выше которой круглый год сохраняется снежный покров. В Антарктике она опускается до уровня моря, а в Арктике расположена выше уровня моря на несколько сотен метров. Наибольшей высоты снеговая линия достигает в сухих тропических и субтропических районах (на Тибетском нагорье и в южноамериканских Андах до 6,5 км), снижаясь на экваторе до 4,4 км.

Снежный покров является важным климатическим фактором из-за высокой отражающей способности и низкой теплопроводности снега. Запасы воды, скапливающиеся в снеге за зиму, составляют значительную часть питания рек. Снеговая линия служит важным индикатором климатических изменений на Земле.

Лекция 7 СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

Электромагнитное излучение

Электромагнитное излучение генерируют любые ускоренно движущиеся электрические заряды, например колебательный контур. За счет того, что скорость распространения электромагнитных волн конечна, если источник электрического поля исчезнет, то это поле во всем пространстве исчезнет не сразу. Изменение электрического поля усиливается магнитным полем, а когда оно ослабевает – усиливается снова электрическое поле. Так возникает самоподдерживающееся электромагнитное поле (излучение), которое существует вне связи с породившими его зарядами и распространяется в виде электромагнитных волн (ЭМВ). Схематически это показано на рис.32.

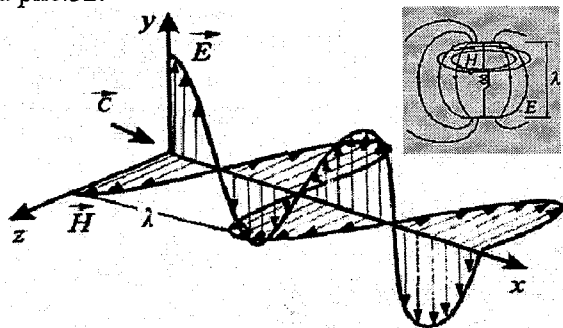


Рис.32. Распространение ЭМВ от колебательного контура (схематично).

Параметры ЭМВ:

- скорость волны (C) – скорость движения отдельных ложбин или гребней (для ЭМВ $C = 3 \cdot 10^8$ м/с),
- длина волны (λ) – расстояние между соседними гребнями или ложбинами (для ЭМВ меняется от $1 \cdot 10^{-9}$ до $1 \cdot 10^6$ м),
- период (T) – время прохождения двух соседних гребней (ложбин) через фиксированную точку наблюдения (для ЭМВ $T = \lambda/C$ зависит только от длины волны),

– частота ν – число гребней (ложбин), проходящих через фиксированную точку за единицу времени (для ЭМВ $\nu = 1 / T = C/\lambda$).

Ввиду постоянства C , частота и длина волны для ЭМВ взаимозаменимы. Перенос энергии ЭМВ происходит в направлении, перпендикулярном векторам напряженностей электрического и магнитного полей (ось X на рис.32).

Диапазон ЭМВ в природе и технике очень широк. Различные участки имеют специальные названия, приведенные на рис.33.

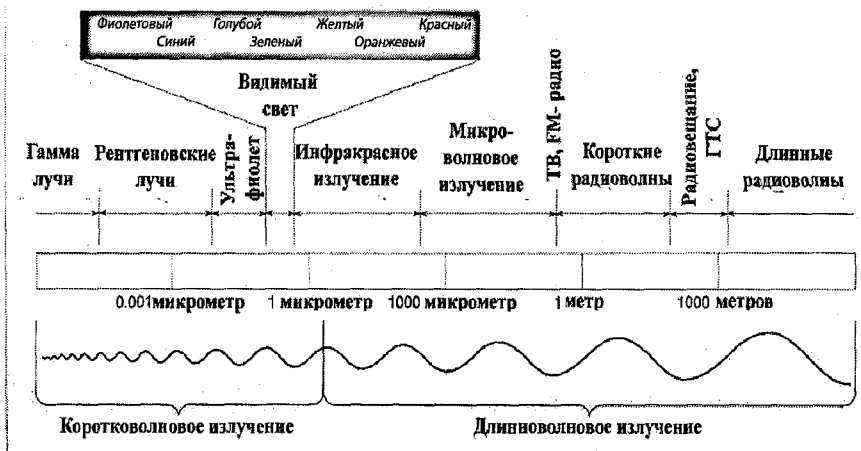


Рис.33. Диапазон ЭМВ с названиями основных участков.

Метеорологи изучают ультрафиолетовый диапазон, диапазон видимого света и инфракрасное излучение.

Радиация и радиационный баланс

Солнечная радиация – это тепловое излучение, т.е. электромагнитное излучение, испускаемое веществом за счет внутренней энергии. Тепловое излучение возникает за счет квантовых переходов атомов из неустойчивых состояний в устойчивые. Переход из устойчивых состояний в неустойчивые происходит при поглощении энергии ЭМВ определенной частоты (длины волн). Процесс формирования теплового излучения за счет взаимодействия энергии и молекул вещества можно представить с помощью рис.34.

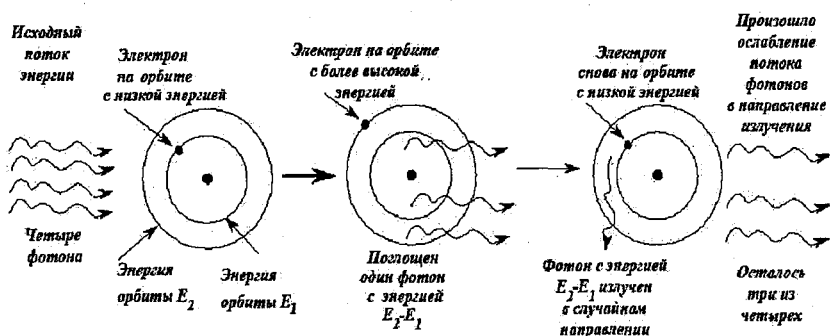


Рис. 34. Процесс формирования излучения молекулы под воздействием потока энергии (схематично).

Тепловое излучение возникает в условиях локального термодинамического равновесия, когда в каждой точке тела устанавливается своя температура. Более горячие области испускают больше излучения, чем более холодные, а более холодные – больше поглощают. Излучение уносит от источника избыточную энергию. Это обеспечивает отвод тепла.

При описании процессов переноса теплового излучения в атмосфере энергетические характеристики называют не так, как в механике. Применяемые термины приведены в табл. 5.

Таблица 5

Обозначения и размерности характеристик излучения

Механика	Теория излучения	Размерность
Энергия	Энергия радиации	Дж
Мощность	Поток радиации	Вт
Мощность, приходящаяся на единицу площади	Плотность потока радиации	Вт/м ²

Основной величиной, описывающей радиационные эффекты в метеорологии, является *плотность потока радиаций*, т.е. количество энергии, переносимое за единицу времени (мощность) через 1 м² рассматриваемой поверхности. Обычно говорят просто «поток радиации», имея в виду плотность потока. Эту величину, отнесенную к единичному интервалу длин волн, называют монохроматической плотностью потока радиации.

С потоком радиации связаны величины, описывающие процесс прохождения радиации через атмосферу. Для их определения нужно обратиться к *уравнению радиационного баланса* слоя атмосферы, проиллюстрированному рис. 35.

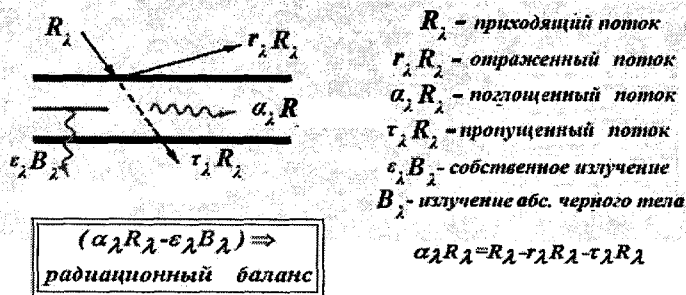


Рис.35. К определению понятия радиационный баланс.

Индекс λ применяется тогда, когда рассматривается монохроматический поток радиации. Коэффициенты имеют следующие названия: α_λ – коэффициент поглощения, τ_λ – коэффициент пропускания, r_λ – коэффициент отражения или *альбедо*. Равенство, приведенное на рис.35 для поглощенной радиации, – это следствие закона сохранения энергии в условиях динамического равновесия. Собственное излучение слоя выражают через эталонное излучение при заданной температуре – излучение абсолютно черного тела – B_λ . Коэффициент ϵ_λ называется излучательной способностью.

Абсолютно черное тело – это физическая абстракция. Она относится к веществу, полностью поглощающему весь падающий на него поток излучения, т.е. к условиям $\tau_\lambda = 0$, $r_\lambda = 0$, $\alpha_\lambda = 1$.

Радиационный баланс – это разность между поглощенной радиацией и собственным излучением слоя.

Законы излучения

Закон Кирхгофа. В условиях локального термодинамического равновесия любое тело поглощает такую часть α_λ потока энергии $B_\lambda(T)$, излучаемой абсолютно черным телом, какую излучает, т.е. $\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda$.

Из этого следует, что поглощаемое абсолютно черным телом излучение $\alpha_\lambda R_\lambda$ равно его собственному излучению $\epsilon_\lambda B_\lambda(T)$, которое

зависит только от его температуры. Это значит, что температура абсолютно черного тела устанавливается в результате радиационного равновесия:

$$B_{\lambda}(T) = R_{\lambda}$$

Закон Планка. Монохроматическое излучение $B_{\lambda}(T)$ абсолютно черного тела при температуре T зависит от длины волны по закону:

$$B_{\lambda}(T) = C_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot (\exp(C_2/\lambda T) - 1)^{-1} \quad [\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} / \text{мкм}]$$

$$C_1 = 3,74 \cdot 10^{-16} [\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{мкм}^4] \quad C_2 = 1,44 \cdot 10^{-2} [\text{м} \cdot \text{К}]$$

График функции Планка $B_{\lambda}(T)$ и то, как она зависит от температуры, показывает рис. 36.

Из рис. 36 видно, что по мере падения температуры излучающего абсолютно черного тела максимальное значение функции Планка $B_{\lambda}(T)$ смещается вправо, в сторону более длинных волн.

Закон Вина. По длине волны, на которую приходится максимум $B_{\lambda}(T)$, можно определить температуру излучающего тела. Формула связи приведена на рис. 36. Там же помещены значения длин волн максимального излучения для каждой температуры излучающего тела. Закон Вина объясняет желтовато-белый цвет солнца, а также других тел, температура которых формирует тепловое излучение видимого глазу диапазона ЭМВ.

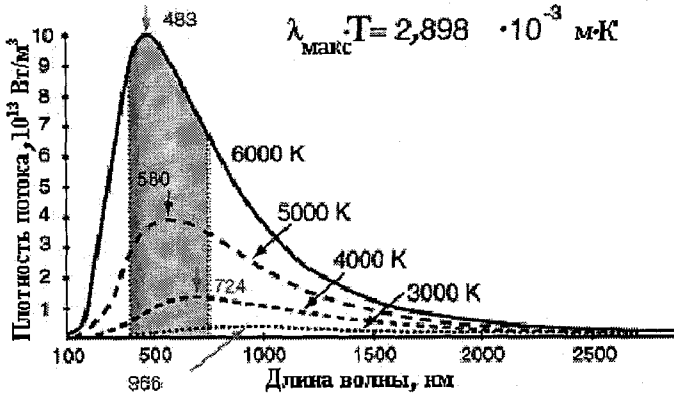


Рис.36. Зависимость монохроматической излучательной способности абсолютно черного тела от длины волны при разных температурах.

Полный поток излучения абсолютного черного тела $B(T)$ может быть получен путем интегрирования функции Планка $B_\lambda(T)$ по всем длинам волн. Величина $B(T)$ определяется законом Стефана – Больцмана: поток излучения абсолютного тела зависит от его температуры по формуле:

$$B(T) = \sigma T^4, \quad \sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ [Вт} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{К}^{-4}\text{]}.$$

Солнце как излучатель

Излучение Солнца, очень хорошо описывается функцией Планка при $T_c = 5900 \text{ К}$. В этом можно убедиться с помощью рис. 37.

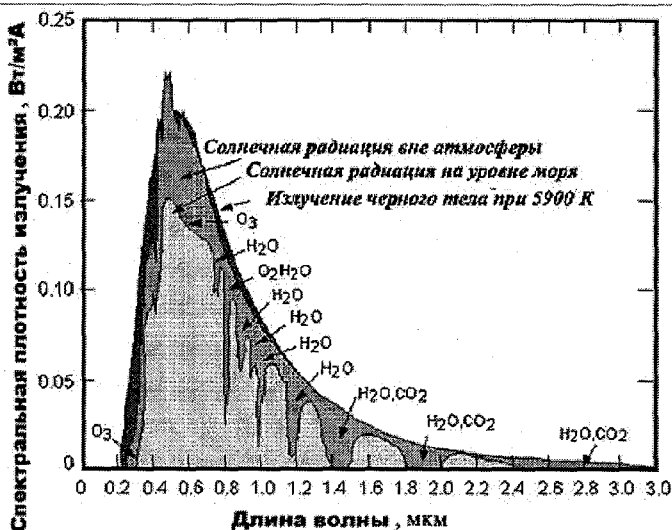


Рис. 37. Сравнение измеренной солнечной радиации и излучения абсолютно черного тела при температуре Солнца.

Представив Солнце шаром с радиусом $r_c = 7 \cdot 10^5 \text{ км}$, можно определить полный поток солнечной радиации во всех направлениях: $4\pi r_c^2 \cdot \sigma T_c^4$. Считая, что в космическом вакууме солнечная радиация не изменяется, можно утверждать, что на орбиту Земли с радиусом r_3 в каждой точке поступает от Солнца поток радиации, равный $4\pi r_3^2 \cdot I_0$, величина I_0 представляет собой поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы и называется *солнечной постоянной*.

Приравняв поток радиации с верхней оболочки Солнца и на расстоянии орбиты Земли, можно получить ее значение $I_0 = (r_c / r_3)^2 \cdot \sigma T_c^4 = 1380 \text{ Вт/м}^2$.

Очевидно, что солнечная постоянная может меняться только из-за факторов, неучтенных в расчете: колебание излучения самого Солнца (солнечная активность), изменение расстояния от Земли до Солнца (вариация параметров орбиты). Но эти факторы приводят к колебаниям, меньшим одного процента полученной величины.

Инсоляция

Распределение солнечной радиации по земной поверхности называется *инсоляцией*. Значение этой величины определяется шарообразной формой Земли, ее вращением вокруг своей оси, наклоном этой оси к плоскости эклиптики и вращением планеты по орбите вокруг Солнца.

Шарообразность Земли приводит к тому, что поток солнечной радиации перехватывается диском Земли и равен $\pi R^2 I_0$, где R – радиус Земли, но находящаяся в состоянии лучистого равновесия при температуре T_3 Земля излучает тепловую радиацию со всей своей поверхности, т.е. $4\pi R^2 \sigma T_3^4$. Отсюда следует, что температура Земли как абсолютно черного тела $T_3 = (r_c / 2 r_3)^2 T_c = 285 \text{ К}$.

Шарообразность Земли приводит также и к тому, что одно и то же количество радиации приходится на экваторе на перпендикулярную к солнечным лучам площадку, а на широте полярного круга солнечные лучи падают на поверхность под углом, называемым высотой солнца h_c . Это показано на рис. 38.

Инсоляцию I горизонтальной площадки (см. рис.38), расположенной на широте φ при склонении солнца δ , можно рассчитать, зная I_0 , по формуле:

$$I = I_0 \cdot \sin(h_c) = I_0 \cdot [\sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos(2\pi \cdot t_c / 24)].$$

Инсоляция максимальна в момент полдня, когда местное солнечное время t_c , используемое в приведенной формуле, равно нулю. В метеорологии точный отсчет времени не так важен, как в астрономии, поэтому используется время по среднему солнцу. Если известна долгота места λ , то время по среднему солнцу в России может быть рассчитано через время московское t_M или универсальное (гринвичское время) t_G по формулам:

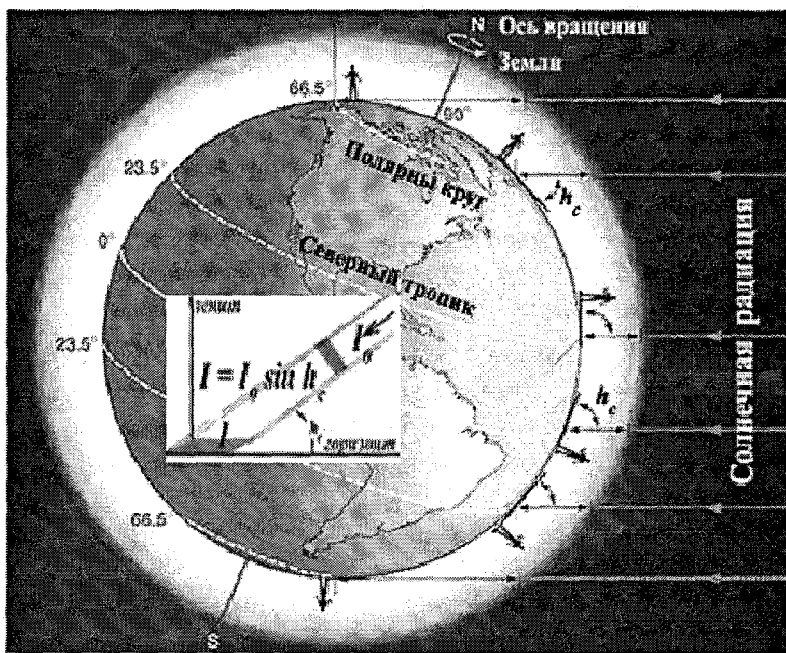


Рис.38. Зависимость высоты солнца от широты места наблюдения.

$$t_c = t_G - 12 + \lambda/15 = \left\{ t_M - \begin{bmatrix} 4 & \text{летом} \\ 3 & \text{зимой} \end{bmatrix} \right\} - 12 + \lambda/15 \quad [\text{час}].$$

Через высоту солнца на распределение солнечной радиации по Земле влияет вращение Земли вокруг своей оси, а через склонение – влияет вращение Земли вокруг Солнца. Расчет склонения на заданную дату представляет собой довольно сложную задачу, которую в метеорологии обычно не решают, используя различные календари. Для грубых расчетов среднего за сутки склонения можно воспользоваться самыми простыми формулами, например,

$$\delta \approx 23,5^0 \cdot \sin\left(\frac{ДД}{365,25} \cdot 360^0\right).$$

В этой формуле угол $23,5^0$ – это наклон земной оси к плоскости эклиптики, а $ДД$ – это количество дней от весеннего равноденствия до даты расчета.

Если высота солнца, вычисленная по формуле, оказалась отрицательной, то это соответствует ночи (время от захода до восхода). Формула для расчета инсоляции в ночное время не применяется, поэтому суточный ход инсоляции в любом месте, где солнце восходит и заходит, имеет вид, показанный на рис.39.

$I, \text{Вт/м}^2$

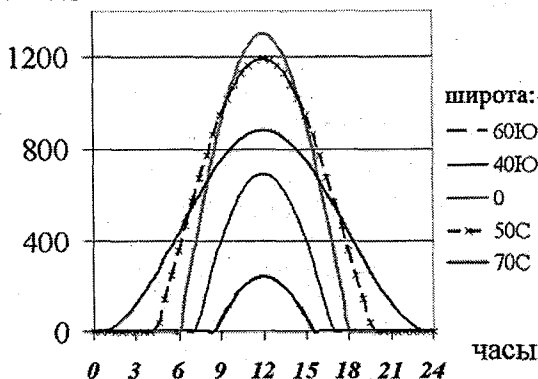


Рис.39. Суточный ход инсоляции на разных широтах.

Суточный ход инсоляции не является гладкой функцией времени, так как в момент восхода и захода солнца ее изменения очень резкие. Это усложняет суточный ход температуры у подстилающей поверхности, а через нее и суточные изменения других метеорологических величин.

На рис.39 показан суточный ход инсоляции в один и тот же день на разных широтах. В летнем (Северном) полушарии инсоляция в умеренных широтах почти такая же, как на экваторе, а у полюсов — лишь немного меньше (при большей продолжительности дня). В зимнем (Южном) полушарии инсоляция резко падает, особенно вблизи зоны полярной ночи, начинающейся на Южном полярном круге.

Распределение инсоляции по земной поверхности принято изображать так, как показано на рис. 40 путем расчета средней инсоляции за сутки или месяц.

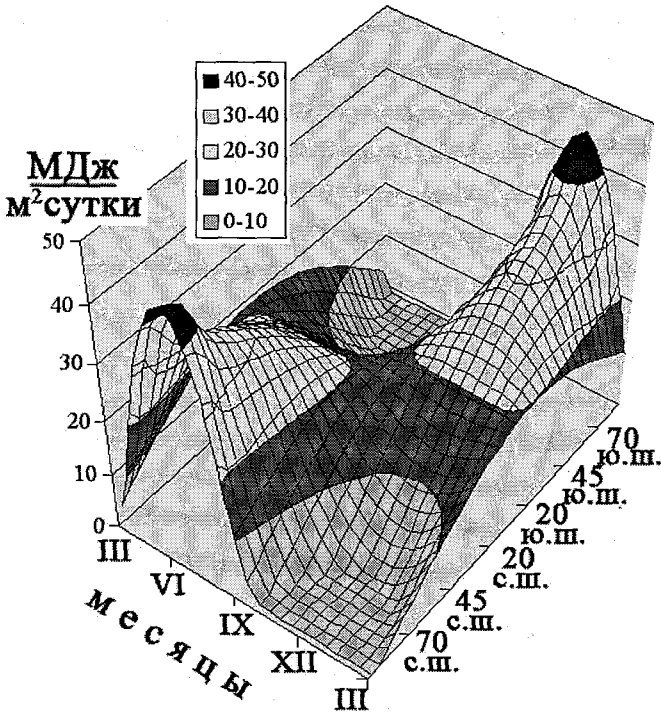


Рис.40. Средняя за месяц инсоляция ($\text{Вт}/\text{м}^2$).

В летние дни инсоляция максимальна не на самом экваторе, а на широте тропика летнего полушария. За счет полярного дня в летний период в район полюса приходит не меньше радиации, чем на экватор. Максимум инсоляции в экваториальной зоне бывает дважды в год: в месяцы весеннего и осеннего равноденствия. В зимнем полушарии инсоляция быстро убывает с широтой. За полярным кругом зимнего полушария имеются периоды полярной ночи, когда земная поверхность там не получает солнечной энергии.

Лекция 8

РАДИАЦИЯ И АТМОСФЕРА

Влияние атмосферы на радиацию

В космическом вакууме ЭМВ распространяются без потери энергии со скоростью $c = 3 \cdot 10^8$ м/с. В любой среде скорость ЭМВ уменьшается. В разных средах скорость ЭМВ различна. Отношение скорости распространения ЭМВ в вакууме (c) к скорости распространения ЭМВ в среде (v) называется показателем преломления среды — $n = c/v$. Для воздуха $n = 1,00029$, для воды $n = 1,333$. Чем больше n , тем меньше скорость света в среде.

В одной и той же среде скорость распространения может быть разной для разных длин ЭМВ. Это называется дисперсией ЭМВ. У воздуха показатель преломления $n(\lambda = 0,55 \text{ мкм}) = 1,0002771$ (красный) и $n(\lambda = 0,45 \text{ мкм}) = 1,0002796$ (фиолетовый), т.е. дисперсия воздуха слаба. У воды показатель преломления $n(\lambda = 0,59 \text{ мкм}) = 1,333$ (красный) и $n(\lambda = 0,40 \text{ мкм}) = 1,344$ (фиолетовый), т.е. дисперсия воды достаточно заметна.

По пути из космоса до земной поверхности солнечная радиация постепенно попадает во все более плотные слои воздуха. При этом постепенно увеличивается показатель преломления (замедляется скорость света в более плотном воздухе). В этом случае луч света отклоняется в сторону все более плотного воздуха. Такое явление называется рефракцией. Поскольку в атмосфере плотность зависит не только от давления, но и от температуры, то при рефракции лучи света отклоняются в сторону холодного воздуха.

Если радиация проходит границу слоев с резко различными показателями преломления, например из воздуха в воду, то ЭМВ испытывают отражение и преломление. При отражении взаимодействие световой волны с веществом приводит к появлению волны, распространяющейся обратно. Изменение направления светового луча при отражении можно определить, используя законы геометрической оптики. Энергия отраженной радиации определяется по альбедо.

Значения альbedo установлены для разных видов подстилающих поверхностей не только для отдельных длин ЭМВ, но и для всего потока солнечной радиации (табл.6). Особенно велико альbedo снега, льда и облаков.

Таблица 6

Альbedo подстилающей поверхности (%)

Снег свежий	Снег старый	Песок	Трава	Сухая почва	Мокрая почва	Лес	Вода (солнце низко)	Вода (солнце высоко)	Мощные облака	Тонкие облака	Земля как планета
80-85	50-60	20-30	20-25	15-25	10	5-10	50-80	3-5	70-80	25-50	30

При преломлении взаимодействие световой волны с веществом приводит к тому, что направление распространения волны изменяется по закону преломления. Отклонение преломленного луча происходит в сторону среды с большим показателем преломления. Отношение синусов угла падения и угла преломления равно отношению показателей преломления сред. Явление преломления в сочетании с явлением дисперсии приводит к тому, что солнечный видимый свет разлагается на составляющие цвета: ближе всего к границе оказывается красный цвет, дальше всего – фиолетовый.

Явления отражения и преломления характерны для распространения ЭМВ в однородных средах. Атмосфера содержит множество хаотически расположенных препятствий – флуктуаций плотности воздуха, частиц атмосферного аэрозоля, капелек и снежинок. По отношению к свету атмосфера является мутной средой.

Частицы имеют разный размер: от видимых глазом крупных капель дождя (10^4 мкм) до сгустков молекул (10^{-3} мкм). В зависимости от отношения размера неоднородностей к длине волны солнечного излучения изменяются процессы взаимодействия излучения с атмосферой. На рис.41 сплошной прямой отделена область, где длины ЭМВ много меньше размеров неоднородностей – это область применения законов геометрической оптики. Ниже нее размеры неоднородностей сравнимы или меньше длин волн. При этом, взаимодействуя с атмосферой, ЭМВ проявляют свойства

волн: дифракцию и рассеяние (интерференция почти не проявляется из-за случайного распределения неоднородностей по атмосфере).

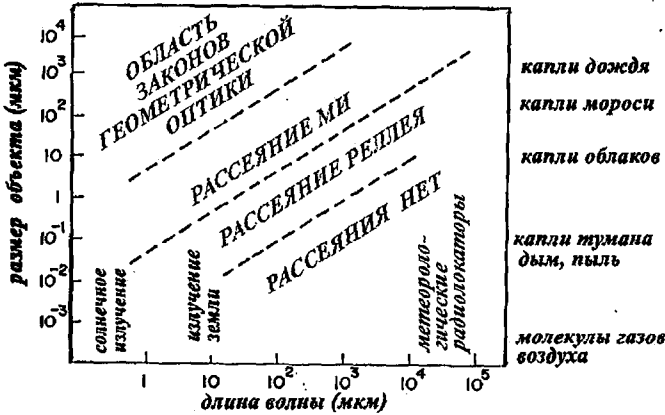


Рис. 41. Соотношение размеров рассеивающих частиц и вида рассеяния солнечной радиации в атмосфере.

Дифракция света наблюдается при распространении световых волн мимо резких краев непрозрачных тел. При этом нарушается прямолинейность распространения света, и в зоне перехода от тени к свету наблюдается ряд светлых и темных полос (рис.42). Роль дифракционной решетки в атмосфере чаще всего играют очень мелкие капли тумана, размер которых около 1 мкм.

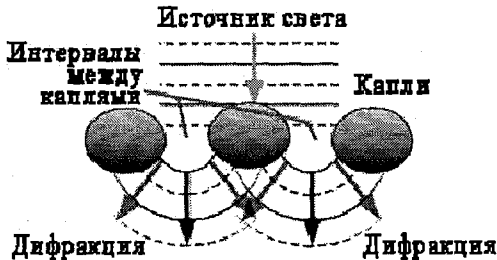


Рис 42. Дифракция солнечного света на каплях.

Наиболее важным процессом воздействия атмосферы на солнечную радиацию является рассеяние. Это процесс изменения направления распространения излучения, которое воспринимается нами как несобственное свечение среды.

Падающая световая волна возбуждает в неоднородностях атмосферы вынужденные колебания электрических зарядов, которые становятся источниками вторичных ЭМВ, несущих различную энергию в разных направлениях (см. рис. 34). Если размер неоднородностей сопоставим с размерами молекул газов (10^{-9} мкм), то длины волн видимого света будут значительно больше их (10^{-7} мкм). В этом случае возникает сильная зависимость потока рассеянной энергии от длины волны падающего света. Самые короткие световые волны рассеиваются сильнее всего.

Эффект этого рассеяния зависит от высоты солнца. Если солнце высоко (день), то самые короткие волны – фиолетовые и голубые. Именно поэтому безоблачное небо днем кажется голубым. Если солнце низко (закат), то голубые волны поглощаются за линией горизонта, а до наблюдателя доходят только оранжевые и красные лучи. Они рассеиваются и определяют цвет неба. Рассеяние видимого света на молекулярных комплексах называется рассеянием Рэлея.

Если световые волны попадают на частицы атмосферного аэрозоля, размер которых сравним с длиной волны, то зависимость потока рассеянной радиации от длины волны исчезает. Поэтому белый свет после рассеяния остается белым. Этот вид рассеяния объясняет белый цвет облаков, не дающих дождя. Он называется рассеянием Ми.

Поглощение радиации имеет место, если атомы и молекулы составляющих воздух газов, переходят в другое энергетическое состояние при воздействии на них солнечной радиации. Солнечное излучение поглощается в основном в верхних слоях атмосферы такими газами, как O_2 , O_3 , CO_2 , H_2O , O , N . Молекулярный и атомарный кислород, а также азот и озон поглощают ультрафиолетовые лучи практически полностью. Газы H_2O , CO_2 и O_3 поглощают инфракрасную радиацию. В видимой области спектра солнечной радиации атмосферные газы не поглощают энергию.

В результате поглощения солнечной радиации в атмосфере на земной поверхности максимально возможный поток радиации («подзонная» солнечная постоянная) уменьшается до 1250 Вт/м^2 .

Баланс солнечной радиации

В результате взаимодействия с атмосферой солнечная радиация по пути до земной поверхности ослабляется. Представление о распределении потоков коротковолновой радиации между различными процессами ослабления в среднем дает рис.43.

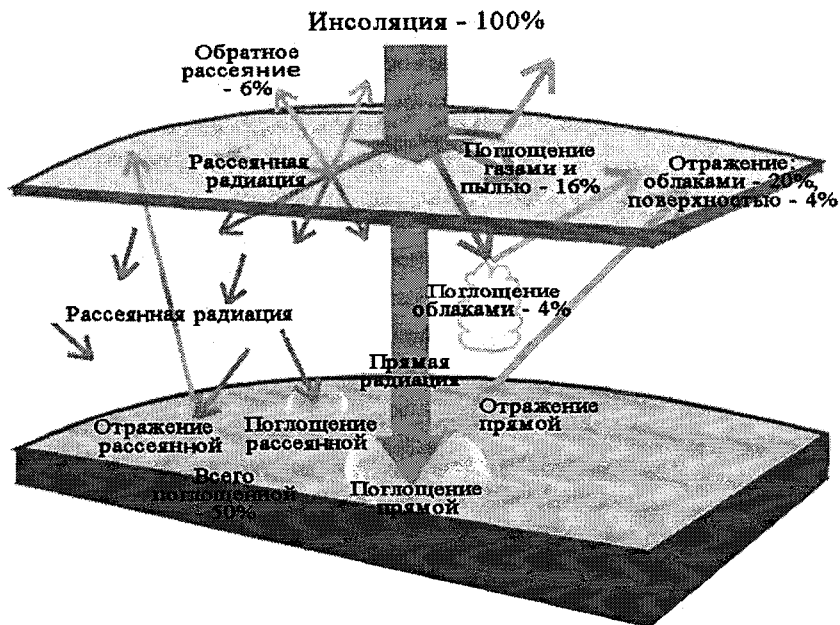


Рис.43. Виды ослабления солнечной радиации в атмосфере.

Рекомендуется найти на рис.43 иллюстрации перечисленных ниже важных терминов актинометрии:

- прямая радиация - та, которая приходит от солнечного диска на площадку подстилающей поверхности, перпендикулярную солнечным лучам;
- рассеянная радиация - та, которая поступает от небесной полусферы, кроме прямой;
- суммарная радиация - сумма прямой и рассеянной.

ОПТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Радуга

Радуга видна, когда солнце находится позади наблюдателя, а дождь – впереди него. Каждая капля может создать эффект разложения белого цвета в спектр, если она так расположена к солнечному свету, что для лучей, попадающих на нее, создаются условия полного внутреннего отражения, (рис. 44).

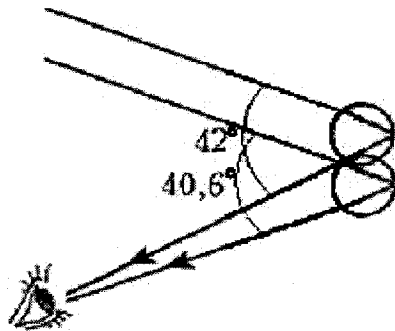


Рис. 44. Образование красного (под углом 42°) и фиолетового (под углом $40,6^\circ$) лучей радуги.

Сначала луч полностью отражается от задней стенки капли внутрь ее и поворачивает назад к наблюдателю. Затем он выходит, преломляясь, из передней стенки капли под углом, определяемым показателем преломления капли для данной длины волны. Различия показателей преломления невелико, но заметно. Красные лучи отклоняются на 40° от перпендикуляра к поверхности капли, а фиолетовые – на 42° .

Если идет дождь и наблюдатель видит эффект от нескольких капель, то он видит красные лучи от одних капель, а фиолетовые – от других, расположенных ниже (см. рис.44). Это объясняет постоянство расположения цветов в радуге. Каждая капля пропускает через себя цилиндр лучей света и поэтому способна создать всю дугу радуги, но слабую по интенсивности. Дуги от множества капель дают реальный, хорошо выраженный эффект дуги радуги. Нижняя половина дуги скрыта линией горизонта. Различия наблюдаемых радуг зависят от размера капель и траекторий их падения, подверженных влиянию ветра в зоне дождя.

Гало

Гало можно наблюдать даже чаще, чем радугу. Оно возникает, если кристаллическое облако, через которое проходит солнечный или лунный свет, находится под нужным углом к наблюдателю. Гало образуют только те кристаллики, у которых призматическая форма и ось призм перпендикулярна солнечным лучам. При этом свет должен проходить через две грани кристалла (рис.45). Такое возможно, если кристаллики находятся под углом $22-50^{\circ}$ от солнечного луча, который попадет прямо в глаз наблюдателя. Остальные кристаллики облака не видны, но они могут сформировать гало для наблюдателя, находящегося в другой позиции.

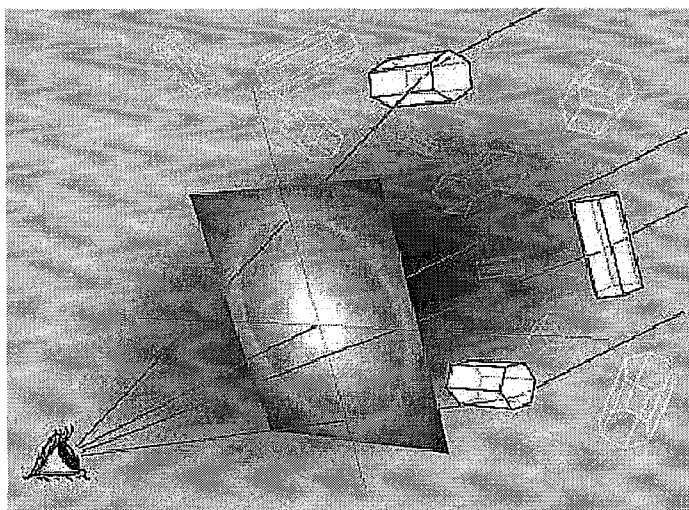


Рис. 45. Образование гало.

Мираж

Верхний мираж – это случай, когда изображение объекта поднято над реальным объектом. При этом лучи света, формирующие изображение объекта для наблюдателя, отклоняются вниз (рис.46). Такое отклонение возникает, если воздух у земли холоднее (инверсия), а значит, плотнее, чем вышележащие слои воздуха. Это характерно для полярных районов и холодных морей. Верхние миражи в зависимости от вертикального профиля плотности воздуха бывают сплюснутыми, вытянутыми или инвертированными (если

плотность особенно резко падает с высотой). Если падение плотности неоднородно по горизонтали, могут возникать сложные комбинации участков всех видов верхних миражей, которые называются «фата Моргана».

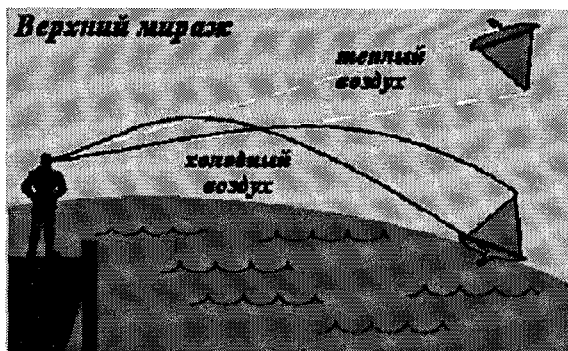


Рис. 46. Образование верхнего миража.

При *нижнем мираже* изображение оказывается ниже наблюдаемого объекта (рис.47). Лучи света, формирующие образ, отклоняются вверх. Нижний мираж возникает, если температура очень быстро падает с высотой (вертикальный градиент температуры больше $3,42\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). В этом случае чем выше, тем плотнее воздух, и в нескольких метрах над поверхностью земли образуется как бы зеркало для солнечных лучей. Нижний мираж обычен для пустынь, но часто встречается летом при поездках на автомобиле по асфальтированному шоссе.



Рис. 47. Образование нижнего миража.

Венцы

Капли облаков и туманов так малы, что световые волны, взаимодействуя с ними, могут испытывать дифракцию и интерференцию. При дифракции на каплях происходит распространение световых волн в затененные области (см. рис. 42). За счет интерференции происходит окрашивание изображения. В результате сочетания дифракции и рефракции на каплях и снежинках возникают световые круги, разделенные круговыми теньями и окрашенные в цвета радуги или гало.

В зависимости от положения наблюдателя дифракция приводит к появлению разных изображений (рис.48). Если наблюдатель экранирован от источника света (положение А на рис.48), то солнце, луна или уличный фонарь, просвечивая, оказываются окруженными *венцами*, состоящими из чередующихся темных и светлых полос. Полосы бывают заметно окрашены в цвета радуги, причем внутреннее кольцо голубоватое, а самое внешнее – красноватое.

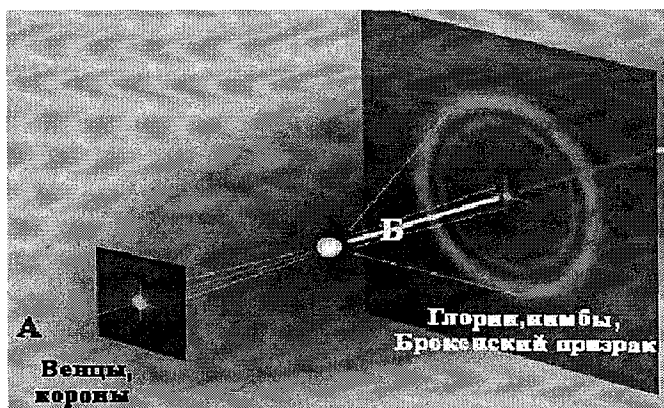


Рис.48. Образование венцов и глорий.

Если наблюдатель находится между источником света и экраном (положение Б на рис.48, в природе – туман, облако в горах или поляна, покрытая росой), то вокруг его собственной тени на экране возникают аналогичные круги, называемые глориями, нимбами, а в горах – брокенскими призраками. Все эти явления образуются при прохождении света через мелкокапельные области конденсации. В случае крупных капель дифракция не происходит, а возникает радуга.

Лекция 9

ИЗЛУЧЕНИЕ ЗЕМЛИ И АТМОСФЕРЫ

Излучение земной поверхности

Земная поверхность имеет температуру около 300 К. Поэтому ее тепловое излучение приходится на диапазон длин волн, сильно отличающийся от солнечной радиации. По закону Вина, максимальная длина волны солнечного излучения $\lambda = 2988/5870 = 0,5$ мкм. Это видимый свет. Для излучения Земли $\lambda = 2988/300 \approx 10$ мкм. Это невидимый, инфракрасный диапазон длин электромагнитных волн.

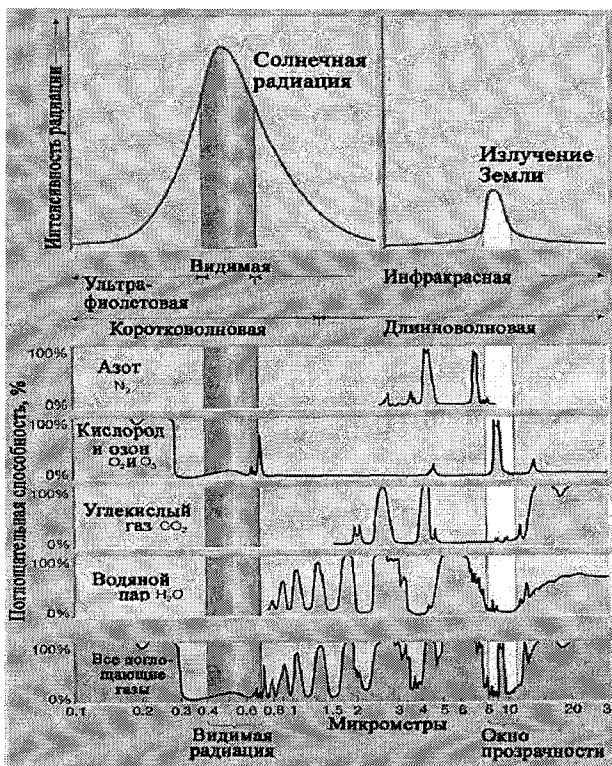


Рис. 49. Полосы поглощения солнечной и земной радиации в атмосфере.

Диапазоны длин волн солнечного и земного излучения четко разделяются (см. рис. 49) на два спектральных интервала. ЭМВ солнечного излучения короче 4 мкм. Оно называется коротковолновым. Волны земного излучения — длиннее. Оно называется длинноволновым.

Излучение поверхности земли нельзя считать излучением абсолютно черного тела. Но для всех видов подстилающей поверхности можно подобрать постоянный множитель δ , близкий к единице, так, что излучение земной поверхности E_S можно с высокой точностью вычислить по формуле излучения серого тела:

$$E_S = \delta \cdot \sigma T^4.$$

Коэффициент «серости» δ самый большой для снега — 0,995, а самый маленький для поверхности воды — 0,91. В среднем полагают $\delta \approx 0,95$.

Поглощение радиации в атмосфере

Газы, в отличие от твердых тел и жидкостей, поглощают радиацию селективно, т.е. только отдельные длины волн. Каждый газ поглощает только свойственные ему длины волн. Главные атмосферные газы (азот и кислород) поглощают инфракрасную радиацию солнца (см. рис. 49). Это происходит в верхних слоях атмосферы.

Основными поглотителями земной радиации являются (в порядке важности) водяной пар, углекислый газ и озон. В последние годы, в связи с ростом техногенных выбросов, ученые прогнозируют увеличение роли метана в поглощении земной радиации. Но пока роль метана еще очень мала.

На рис. 49 приведены полосы поглощения этих газов и полосы поглощения всеми поглотителями вместе. Видно, что полосы поглощения атмосферных газов имеют очень сложное расположение. Это существенно затрудняет расчеты. Видно также, что в диапазоне длин волн от 8,5 до 12 мкм атмосфера практически пропускает все излучение. Эта область называется «окном прозрачности» атмосферы. Любой газ, который поглощает радиацию в диапазоне атмосферного окна (например, метан), при росте его количества может привести к серьезным изменениям баланса энергии планеты.

Противоизлучение атмосферы, парниковый эффект

По закону Кирхгофа газы, которые поглощают энергию, должны и излучать ее. Это значит, что атмосфера, температура которой близка к температуре подстилающей поверхности, также излучает длинноволновую радиацию. Излучение атмосферы направлено во все стороны, поэтому одна его часть возвращается к поверхности земли (она называется *противоизлучением атмосферы*), а другая — уходит в космос (она называется *уходящим излучением*).

Противоизлучение атмосферы уменьшает потерю тепла земной поверхностью и приводит к возникновению *парникового эффекта*. Важность парникового эффекта для жизни на Земле поясняет следующий пример. Ранее показано, что если бы Земля была абсолютно черным телом, то она, получая от Солнца энергию $S_0 = 1380 \text{ Вт/м}^2$, имела бы температуру $T_ч = (S_0/4\sigma)^{1/4} = 284 \text{ К}$. Однако половина земной поверхности закрыта облаками, поэтому альbedo Земли как планеты довольно высокое — $a = 0,33$. Это значит, что только часть энергии Солнца $(1-a) S_0$ участвует в формировании радиационного равновесия на верхней границе атмосферы, т.е. температура равновесия равна $T_ч = (S_0(1-a)/4\sigma)^{1/4} = 253 \text{ К}$.

Именно парниковый эффект объясняет, почему же у поверхности земли температура в среднем близка к 284 К. Суть парникового эффекта можно уяснить, используя простейшее описание процесса переноса длинноволновой радиации в атмосфере, которую для краткости можно назвать моделью Симпсона — Гуди (см. рис. 50).

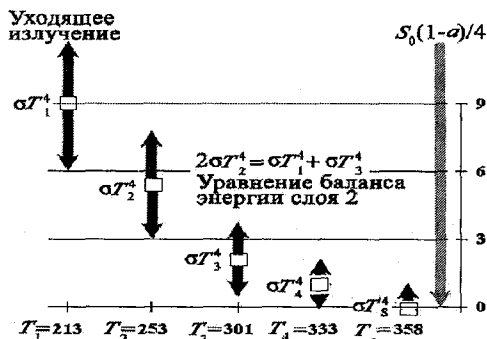


Рис. 50. Потoki радиации в атмосфере, состоящей из трех полностью поглощающих длинноволновое излучение слоев.

Предположим, что атмосферу можно разбить на несколько слоев (на рис. 50 на три), каждый из которых имеет постоянную температуру и излучает энергию, как абсолютно черное тело, в двух направлениях – вниз и вверх. Каждый слой получает энергию от двух соседей (сверху и снизу) и полностью поглощает ее. Исключения – верхний слой (он получает энергию только снизу) и подстилающая поверхность (она получает энергию не только от атмосферного слоя сверху, но еще и поглощает солнечную энергию).

Пусть каждый слой находится в состоянии радиационного равновесия. Уравнения радиационного равновесия составляются так, как показано на рис. 50 для слоя номер 2. Эти уравнения образуют замкнутую систему, которую можно решить и получить равновесные температуры всех слоев.

$2\sigma T_1^4 = 0 + \sigma T_2^4$ $2\sigma T_2^4 = \sigma T_1^4 + \sigma T_3^4$ $2\sigma T_3^4 = \sigma T_2^4 + \sigma T_4^4$ $2\sigma T_4^4 = \sigma T_3^4 + \sigma T_S^4$ $\sigma T_S^4 = \frac{S_0(1-a)}{4} + \sigma T_4^4$	⇒	$\sigma T_2^4 = 2\sigma T_1^4$ $\sigma T_3^4 = 3\sigma T_1^4$ $\sigma T_4^4 = 4\sigma T_1^4$ $\sigma T_S^4 = 5\sigma T_1^4$ $\sigma T_1^4 = \frac{S_0(1-a)}{4}$	⇒	$T_1 = \sqrt[4]{\frac{S_0(1-a)}{4}}$ $T_2 = T_1 \sqrt[4]{2}$ $T_3 = T_1 \sqrt[4]{3}$ $T_4 = T_1 \sqrt[4]{4}$ $T_S = T_1 \sqrt[4]{5}$
---	---	---	---	--

Решение показывает, какую часть энергии каждый слой задерживает и возвращает вниз. Оно объясняет, почему температура слоев падает с высотой (как это имеет место в реальной атмосфере) и только самый верхний слой имеет ту температуру, которая требуется для радиационного равновесия планеты.

Оно показывает также, что температура самого нижнего слоя атмосферы зависит от числа поглощающих слоев, которое называется оптической толщиной атмосферы (это следствие гипотезы полного поглощения). Количество слоев зависит от массы поглощающих газов в атмосфере. *Земная атмосфера оптически тонкая*, чтобы добиться температуры $T_S = 300$ К, нужно допустить, что полностью поглощающих слоев всего два.

Этот простой пример показывает, что концентрация парниковых газов в атмосфере (H_2O , CO_2 , O_3) обуславливает падение температуры с высотой и регулирует значение температуры подстилающей поверхности в масштабах всей планеты.

Радиационный баланс

Разность между излучением подстилающей поверхности E_S и противоизлучением атмосферы E_a называется *эффективным излучением* $E_{эф}$:

$$E_{эф} = E_S - E_a.$$

Эффективное излучение характеризует чистую потерю энергии земной поверхностью при излучении. Его характерное значение составляет примерно 25 % от излучения черного тела при температуре подстилающей поверхности. Оно зависит от температуры и влажности воздуха: с ростом температуры растет, а с ростом влажности уменьшается. Вследствие зависимости от температуры эффективное излучение имеет суточный и годовой ход, но поскольку оно значительно меньше суммарной радиации и, главное, зависит от абсолютной температуры в четвертой степени, то и суточный ход его мал и не так сильно влияет на энергетический баланс поверхности, как суточный ход суммарной радиации.

Принято считать эффективное излучение положительным, если оно направлено вверх (подстилающая поверхность нагревает атмосферу). Бывают случаи, когда атмосфера теплее, чем подстилающая поверхность и эффективное излучение отрицательно, т.е. направлено вниз. Это возможно при сильных инверсиях температуры, но наблюдается редко. Обычно значение эффективного излучения положительно.

Энергетические условия на земной поверхности определяются совместным действием коротковолновой и длинноволновой радиации. Эти условия характеризует *радиационный баланс* подстилающей поверхности.

Радиационный баланс (R_S) – это разность значения поглощенной суммарной радиации от солнца (Q_S) и эффективного излучения:

$$R_s = Q_s - E_{эф}, \text{ при } Q_s = (I \sin(h_c) + i)(1 - a), \quad E_{эф} = E_s - E_a.$$

Радиационный баланс определяют для различных промежутков времени (мгновенный, за сутки, за месяц, за год). Мгновенные значения получают по результатам измерений. За другие промежутки его получают либо путем осреднения данных, либо расчетным путем.

Радиационный баланс имеет суточный и годовой ход. В суточном ходе (рис.51) он почти всегда положителен в дневное время, так как поступление солнечной радиации обычно значительно превышает эффективное излучение. Ночью радиационный баланс отрицателен. Переход через нуль радиационного баланса приходится на светлое время (за час до захода солнца и через час после восхода).

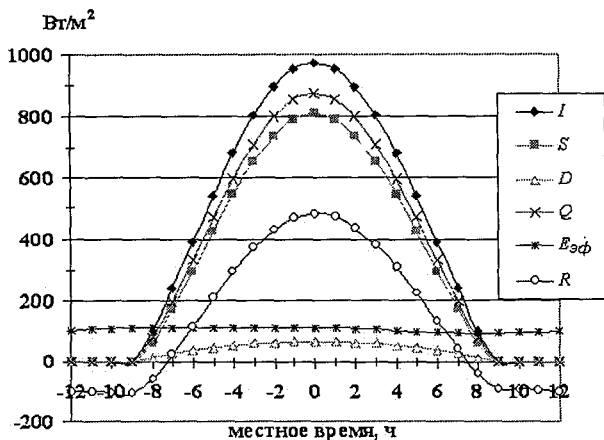


Рис. 51. Суточный ход составляющих радиационного баланса.

В годовом ходе (рис. 52) радиационный баланс всегда положителен, примерно до 40° широты обоих полушарий. На широте 50° в течение трех зимних месяцев радиационный баланс отрицателен. В высоких широтах радиационный баланс положителен только во время полярного лета. Очень важно знать распределение значений средних за год зональных значений радиационного баланса, так как они определяют области энергоснабжения атмосферной циркуляции.

Избыток энергии образуется в широтном поясе от 40° ю.ш. до 40° с.ш. В этой области он расходуется в основном на испарение, и в форме водяного пара переносится в умеренные и полярные широты, где пар конденсируется, отдавая содержащееся в нем тепло.

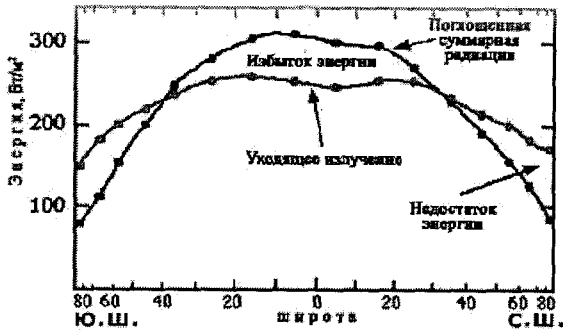


Рис. 52. Среднегодовой зональный радиационный баланс.

Более детально можно охарактеризовать области накопления и расходования тепла в системе подстилающая поверхность – атмосфера с помощью карты радиационного баланса (рис. 53).

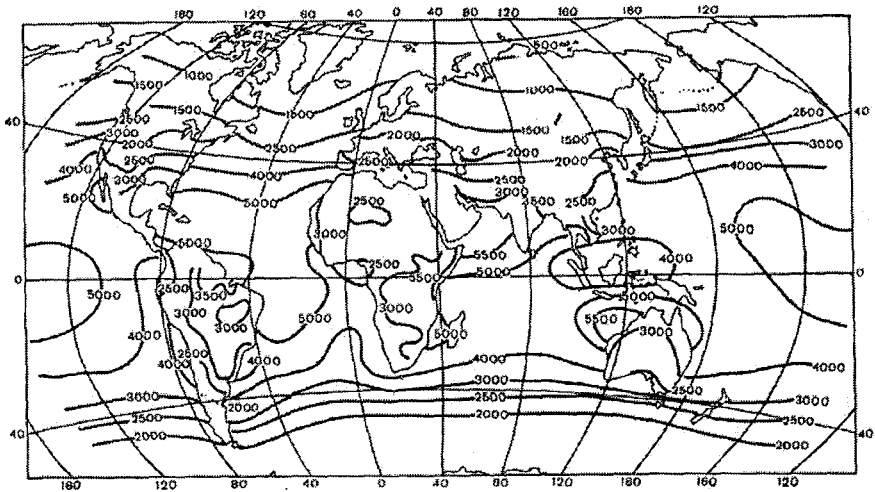


Рис. 53. Радиационный баланс земной поверхности за год (МДж/м²).

Наибольшие значения радиационного баланса приходятся на океаны тропической и субтропической зон. Это объясняется распределением облачности и различием альбедо. В результате именно тропический океан является поставщиком энергии для атмосферных процессов.

Радиационный баланс Земли как планеты показан на рис. 54. Значения потоков энергии приведены в процентах от потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы.



Рис. 54. Радиационный и тепловой балансы системы Земля – атмосфера и отдельных ее частей.

Земля как планета в целом *находится* в состоянии радиационного равновесия: поток приходящей от Солнца радиации уравновешен потоком отраженной коротковолновой и уходящей длинноволновой радиации. Поверхность Земли *не находится* в состоянии радиационного равновесия: эффективное излучение только частично компенсирует приток от поглощенной радиации, за счет избыточной энергии осуществляется испарение и контактная теплопередача от подстилающей поверхности в атмосферу.

Атмосфера также *не находится* в состоянии радиационного равновесия. Поток энергии в атмосфере больше, чем радиационные потоки. Это не значит, что атмосфера имеет больше энергии, чем пришло от Солнца. Это значит, что скорость преобразования в атмосфере больше, чем скорость установления радиационного равновесия. Именно этот запас *мощности* позволяет атмосфере совершать работу по переносу воздушных масс.

Лекция 10 **ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ** **ПОВЕРХНОСТИ**

Тепловой баланс земной поверхности

Основным источником тепла, поступающего на подстилающую поверхность, является солнечная радиация, поглощенная в тонком слое, толщиной несколько миллиметров (Q_S). Она полностью превращается в тепловую энергию. Тепловая энергия поверхностного слоя передается вверх (в атмосферу) путем теплового излучения (E_S), которое частично компенсируется противоизлучением атмосферы (E_a).

Поглощенная солнечная радиация и суммарная потеря тепла на излучение подстилающей поверхности (эффективное излучение ($E_{эф}$)) в сумме определяют радиационный баланс подстилающей поверхности (R_S), т.е. скорость изменения энергии в 1 м^2 поверхностного слоя. Если бы поверхностный слой находился в состоянии радиационного равновесия, то радиационный баланс был бы равен нулю. Это условие определяло бы температуру подстилающей поверхности. Однако радиационное равновесие устанавливается медленно, и поэтому в формировании температуры подстилающей поверхности принимают участие другие процессы теплопереноса.

Для понимания особенностей слоя процессов вблизи подстилающей поверхности важно знать основные свойства различных типов этой поверхности. Они перечислены в табл.7.

Изменение внутренней энергии поверхностного слоя земли толщиной d , имеющего теплоемкость C и плотность ρ , можно записать в виде $\rho C d \frac{dT}{dt}$. Оно происходит не только за счет радиационных процессов. Из поверхностного слоя в ненасыщенный воздух постоянно испаряется вода. Умножив изменение количества содержащейся в поверхностном слое воды (скорость испарения, E) на скрытую теплоту испарения L , можно оценить затрату тепла на испарение (LE).

Некоторые свойства различных подстилающих поверхностей

Материал	Воздух	Вода	Лед	Снег свежий	Снег старый	Песчаная почва	Глинистая почва	Торфяная почва	Камень
Плотность (ρ), кг/м ³	1,2	1000	920	100	480	1600	1600	300	2700
Удельная теплоемкость (C), Дж/кг/К	1005	4190	2100	2090	2090	800	890	1920	750
Время установления радиационного равновесия в слое 1см (τ), ч	0 (5 сек)	4,6	2,1	0,2	1,1	1,4	1,6	0,6	2,2
Температуропроводность (λ), м ² /с · 10 ⁶	20,5	0,14	1,16	0,38	0,05	0,24	0,18	0,1	1,43

От поверхностного слоя непрерывно идет поток тепла (G) в более глубокие слои подстилающей поверхности. Ветер над подстилающей поверхностью создаст значительный поток тепла (P) из воздуха к подстилающей поверхности или в противоположном направлении.

Поскольку поверхностный слой очень тонок, то на изменение его теплосодержания тратиться намного меньше энергии, чем поступает сверху или снизу. По этой причине можно считать, что температура поверхностного слоя в любой момент формируется в результате того, что радиационный баланс компенсируется суммарным действием всех остальных потоков энергии (рис. 55). Уравнение, выражающее равенство нулю алгебраической суммы всех потоков энергии на подстилающей поверхности, называется *уравнением теплового баланса подстилающей поверхности*.

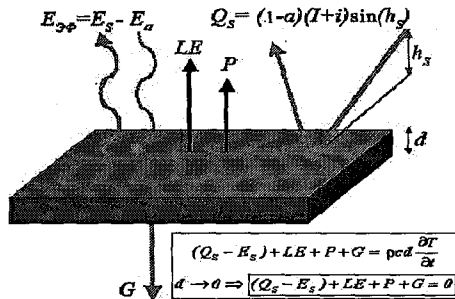


Рис. 55. К выводу уравнения теплового баланса подстилающей поверхности.

Уравнение теплового баланса определяет температуру подстилающей поверхности. Максимальная температура должна наблюдаться в период максимального значения радиационного баланса, т.е. тогда, когда максимальна суммарная солнечная радиация (обычно это момент местного полдня) (рис. 56).

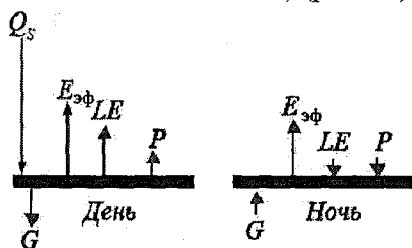


Рис. 56. Составляющие уравнения теплового баланса в разное время суток.

Значение максимальной температуры должно зависеть от свойств подстилающей поверхности, которые влияют на другие составляющие теплового баланса. Например, для влажной поверхности характерно большее испарение, чем для сухой, а значит, максимальная температура влажной поверхности будет меньше, чем сухой.

Минимальная температура должна наблюдаться в момент минимального радиационного баланса (обычно это бывает вскоре после восхода солнца). В этот период испарение близко к нулю и даже возможна конденсация влаги. Подстилающая поверхность получает тепло из атмосферы.

Теплоперенос внутри деятельного слоя

Температура подстилающей поверхности всегда отличается от температуры в глубине деятельного слоя. Если где-нибудь в пространстве возникла разность температур, то внутренняя энергия переносится из области с более высокой температурой в область с более низкой температурой. Для описания этого процесса используется теория теплопроводности. Различие между информацией, которую можно получить с помощью термодинамики и теории теплопроводности, проще всего уяснить на примере горячего стержня, помещенного в холодную воду. С помощью термодинамики можно вычислить конечную температуру системы стержень

– вода, которая возникнет после установления равновесия. Но с помощью термодинамики нельзя определить темп изменения температуры или время достижения равновесия. Процесс изменения температуры является предметом теории теплопроводности.

Передача тепла в твердых телах осуществляется через колебания частиц (молекул, атомов), образующих кристаллическую решетку. Частицы с более высокими энергиями возбуждают колебания соседних частиц (рис. 57).

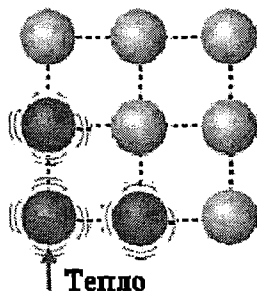


Рис.57. Механизм теплопроводности в твердых телах (колебания атомов кристаллической решетки).

Описание процесса теплопроводности, впервые предложенное Фурье, основано на концепции баланса тепла в слое материала.

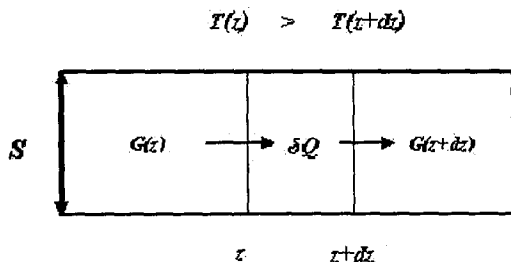


Рис. 58. Схема баланса тепла, используемая при выводе уравнения теплопроводности.

На рис. 58 показана модель колонки почвы, положенной горизонтально. Через сечение z , температура которого $T(z)$, идет поток тепла $G(z)$, а через сечение $z+dz$, температура которого меньше, чем T , и равна $T(z+dz)$, идет меньший по величине поток $G(z+dz)$.

За счет уменьшения потока тепла в слое толщиной dz накапливается тепло δQ , которое идет на увеличение теплосодержания слоя $\rho C d \delta T / dt$.

Важнейшим в теории теплопроводности было предположение Ж.Фурье о том, что поток тепла в любом сечении пропорционален градиенту температуры.

Коэффициент пропорциональности называют коэффициентом теплопроводности. Значения коэффициентов для разных материалов были впоследствии определены экспериментально. Было показано, что эти коэффициенты пропорциональны плотности материала и его теплоемкости, поэтому удобно использовать вместо коэффициента теплопроводности a коэффициент температуропроводности $\lambda = a/C\rho$. В результате составления баланса потоков тепла Фурье получил уравнение переноса тепла, которое называется *уравнением теплопроводности*.

$$\delta Q = C dm \frac{\partial T}{\partial t} = C \rho S dz \frac{\partial T}{\partial t}, [Q] = \text{Вт},$$

$$\delta Q = S(G(z) - G(z + dz)) = -\frac{\partial G}{\partial z} dz S,$$

$$C \rho \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z},$$

$$\boxed{G = -a \frac{\partial T}{\partial z} = -C \rho \lambda \frac{\partial T}{\partial z}}, [G] = \frac{\text{Вт}}{\text{м}^2},$$

$$[a] = \frac{\text{Вт м}}{\text{м} \cdot \text{К}}, [\lambda] = \frac{\text{м}^2}{\text{с}},$$

$$\boxed{\frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}}.$$

Поскольку коэффициенты температуропроводности различных видов естественных подстилающих поверхностей в настоящее время хорошо известны (см. табл. 7), с помощью уравнения теплопроводности можно проанализировать характер распространения температуры в глубь деятельного слоя.

Для этого полезно учесть, что вследствие периодичности солнечной радиации изменения температуры в деятельном слое также носят периодический характер. Любые периодические процессы можно представить в виде суммы гармоник (теорема Фурье). Для наглядности на рис. 59 показано, как происходит описание периодического процесса типа реле (включено/выключено).

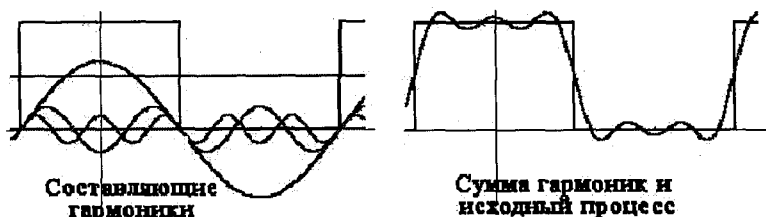


Рис. 59. Пример представления периодического процесса типа «реле» с помощью суммы трех гармоник.

Поэтому решение уравнения теплопроводности можно представить, как сумму средней годовой температуры и двух бегущих тепловых волн.

$$T(t, z) = \bar{T} + \Delta T_{\text{сут}} + \Delta T_{\text{год}},$$

$$\Delta T_{\text{сут}} = A_c \cdot e^{-z/h_c} \cos(\omega_c t - z/h_c),$$

$$\omega_c = 2\pi/24, h_c = \sqrt{\omega_c/(2\lambda)},$$

$$\Delta T_{\text{год}} = A_r \cdot e^{-z/h_r} \cos(\omega_r t - z/h_r),$$

$$\omega_r = 2\pi/(24 \cdot 365), h_r = \sqrt{\omega_r/(2\lambda)}.$$

Первая тепловая волна, параметры которой имеют индекс $()_c$, описывает суточные колебания температуры, а вторая, параметры которой имеют индекс $()_r$, описывает годовые колебания температуры. Через A обозначены амплитуды колебания температуры на поверхности деятельного слоя, т.е. максимальное по модулю отклонение от средней температуры соответствующей гармоники. Амплитуда тепловых волн зависит от радиационного баланса поверхности и объемной теплоемкости почвы (ρC).

Фаза колебания описывается выражением z/h . Через h обозначена глубина уменьшения амплитуды колебаний в e раз (примерно

в 2,7 раза). Ее называют глубиной затухания колебаний. Фаза тепловой волны зависит от теплопроводности слоя (λ).

Через ω обозначена частота колебаний. Для того чтобы бегущие тепловые волны были решениями уравнения теплопроводности, частота и глубина затухания должны быть связаны приведенными выше соотношениями.

Анализ решения позволил выявить четыре закона теплопроводности, которые называются *законами Фурье* и отлично объясняют результаты наблюдений за температурой почвы. Они перечислены ниже:

1. Период колебаний не меняется с глубиной.
2. Амплитуда тепловых волн на глубине z описывается выражением $A e^{-z/h}$. Поэтому возрастание глубины в арифметической прогрессии (т.е. на одинаковую величину) приводит к уменьшению амплитуды в геометрической прогрессии (т.е. в одинаковое число раз).
3. Сроки наступления одинаковой фазы колебаний, например максимума или минимума температуры, запаздывают с глубиной пропорционально ей.
4. Отношение глубин затухания суточных и годовых колебаний h_c/h_r равно отношению квадратных корней из периодов. Если выражать периоды в сутках, то глубина проникновения годовых колебаний температуры больше, чем глубина проникновения суточных колебаний в 19 раз.

Законы Фурье позволяют объяснить общность и различия суточных и годовых колебаний температуры почвы, приведенных на рис.60.

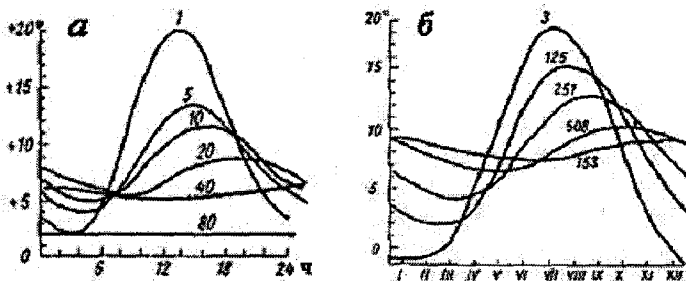


Рис 60. Сходство кривых распространения тепловых волн суточного (а) и годового (б) хода температуры почвы (цифры на кривых – глубины, см).

Следует обратить внимание на то, что максимум температуры почвы даже на самых близких к поверхности уровнях *не приходится на момент максимума радиационного баланса*. В суточном ходе максимум запаздывает у поверхности примерно на 1 час. С глубиной запаздывание возрастает: на глубине 20 см максимум приходится на вечер, а на глубине 1 м – на полночь. Аналогично и в годовом ходе: максимум вблизи поверхности приходится не на время солнцестояния, а на июль – август, а в глубине почвы максимум запаздывает и наступает в начале зимы.

То же характерно и для минимума. В суточном ходе на поверхности минимум температуры наступает на восходе солнца, а на глубине 20 см время минимума температуры близко к полудню. В годовом ходе минимум температуры вблизи поверхности приходится на начало весны, а на глубине 1–1,5 м самый холодный месяц – июнь. Форма вертикального профиля температуры почвы и ее изменения в суточном ходе в различные сезоны представлены на рис. 61.

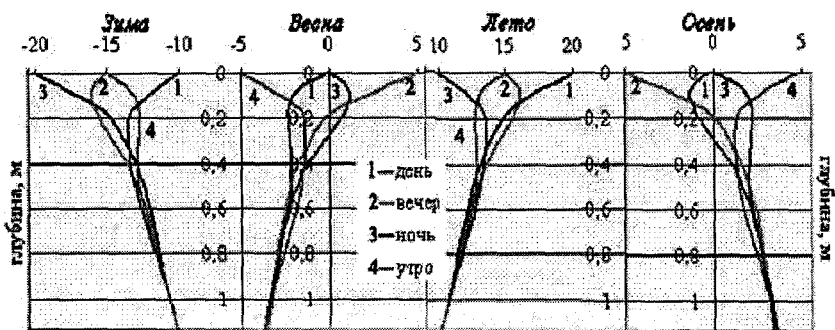


Рис. 61. Вертикальное распределение температуры почвы в зависимости от времени суток и сезона.

Анализ зависимости распределения температуры почвы от времени более удобно проводить с помощью построения поля *термоизоплант*. Пример поля термоизоплант представлен на рис 62. Это поле позволяет лучше выделить такое свойство распределения температуры по вертикали, как запаздывание фазы максимальной температуры по мере роста глубины проникновения тепловых волн.

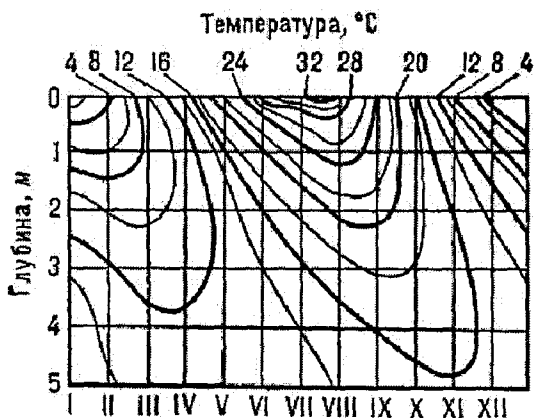


Рис.62. Термоизоплеты, показывающие изменения температуры на разных глубинах в зависимости от времени.

С указанным запаздыванием фазы связано важное для энергетики атмосферы свойство потока тепла в почву. Этот поток для температурного поля тепловых волн можно определить по формулам:

$$G(t, z) = -c\rho\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = \Delta G_{\text{сут}} + \Delta G_{\text{год}},$$

$$\Delta G_{\text{сут}} = c\rho\lambda\sqrt{2}A_c/h_c \cdot e^{-z/h_c} \cos(\omega_c(t+3) - z/h_c),$$

$$\omega_c = 2\pi/24, h_c = \sqrt{\omega_c/(2\lambda)},$$

$$\Delta G_{\text{год}} = c\rho\lambda\sqrt{2}A_r/h_r \cdot e^{-z/h_r} \cos(\omega_r(t+1095) - z/h_r),$$

$$\omega_r = 2\pi/(24 \cdot 365), h_r = \sqrt{\omega_r/(2\lambda)}.$$

Значения потока тепла опережают по фазе тепловые волны. Моменты максимума и минимума потока тепла в почву совпадают по времени с моментами максимума и минимума радиационного баланса. Это показано на рис.63, на котором приведены значения температуры поверхности почвы и вертикальный градиент температуры в ней на поверхности и на глубине. (При постоянном коэффициенте температуропроводности вертикальный градиент температуры полностью определяет изменения потока тепла в почву.)



Рис. 63. Суточный ход температуры поверхности почвы и вертикального градиента температуры на поверхности почвы и на глубине 0,5 м.

Влияние типа подстилающей поверхности на ее температуру

Характер подстилающей поверхности сильно влияет на ее температуру. Поступающая солнечная радиация зависит от наклона поверхности и ее экспозиции по отношению к солнцу. Альbedo подстилающей поверхности зависит от ее вида и наличия растительности. Эти факторы влияют на амплитуду тепловых волн.

Наиболее сильно сказывается на температуре подстилающей поверхности степень ее увлажненности. Она определяет альbedo почвы, скорость испарения и транспирации, изменяет главные теплофизические характеристики — теплоемкость и температуропроводность.

Принято характеризовать увлажненность почвы одной из четырех градаций: сухая, слабо увлажненная, влажная и мокрая. Исследования показали, что для разных почв объемная теплоемкость (ρC) возрастает при переходе от сухой почвы к мокрой почти в два раза, а температуропроводность (λ) — почти в четыре раза. Это означает, что более влажная почва нагревается и охлаждается медленнее сухой, но суточные колебания температуры распространяются в ней глубже, чем в сухой.

Почвенный покров по составу и структуре меняется даже в пределах одного и того же поля. Увлажненность почвы реагирует даже на небольшие особенности рельефа местности. Оба эти фактора создают условия для значительных вариаций теплофизических свойств по площади, поэтому температура почвы весьма неоднородна по горизонтали.

Влияние рельефа на температуру почвы проявляется в том, что при прочих одинаковых условиях горизонтальные участки прогреваются сильнее, чем склоны любой экспозиции, кроме южных. Западные склоны несколько теплее восточных, а северные — самые холодные. На вершинах и гребнях температура выше днем и ниже ночью, чем на ровной поверхности той же высоты над уровнем моря. Дно низин — самая холодная форма рельефа.

Влияние состава почвы проявляется, например, в том, что при одинаковой увлажненности глинистые почвы холоднее летом и теплее осенью, чем песчаные. Значительные различия проявляются между минеральными и торфяными почвами. Болотные почвы — самые холодные.

Растительный покров охлаждает почву и уменьшает амплитуду тепловых волн.

В водоемах теплообмен происходит не только за счет молекулярной теплопроводности, но и за счет беспорядочного перемешивания воды течениями разного масштаба. Этот вид теплообмена называется турбулентным и более подробно будет описан далее. Главным свойством турбулентного теплообмена является его огромная скорость по сравнению с молекулярным. Коэффициент молекулярной теплопроводности воды 10^{-7} м²/с. Коэффициент турбулентной теплопроводности сильно зависит от внешних условий, но обычно составляет 0,01 м²/с. Кроме того, в зависимости от градиента температуры (стратификации) он может либо сильно увеличиваться (при малых градиентах), либо сильно уменьшаться (при больших).

Это приводит к двум следствиям. Во-первых, глубина проникновения тепловых волн в воду во много раз больше, чем в почву. В океане годовой ход охватывает слой в несколько сотен метров. Во-вторых, у поверхности воды, как видно из решения уравнения теплопроводности, градиенты температуры малы, а с глубиной они возрастают. Из-за влияния ветра и зависимости коэффициента турбулентности от стратификации теплообмен вблизи поверхности воды выше и градиент температуры от этого дополнительно уменьшается, создавая квазиоднородное вертикальное распределение температуры. С глубиной влияние ветра ослабевает, коэффициент турбулентности уменьшается и градиент температуры растет.

Благодаря этому типичный вертикальный профиль температуры воды характеризуется трехслойной структурой: у поверхности существует квазиоднородный по температуре слой, а ниже располагается слой больших, но меняющихся от лета к зиме градиентов температуры – сезонный термоклин. Это показано на рис. 64. Ниже сезонного располагается главный термоклин, градиент температуры в нем меньше. Граница квазиоднородного слоя и сезонного термоклина меняется в течение года, а его граница сезонного и главного термоклинов в течение года почти не меняется.

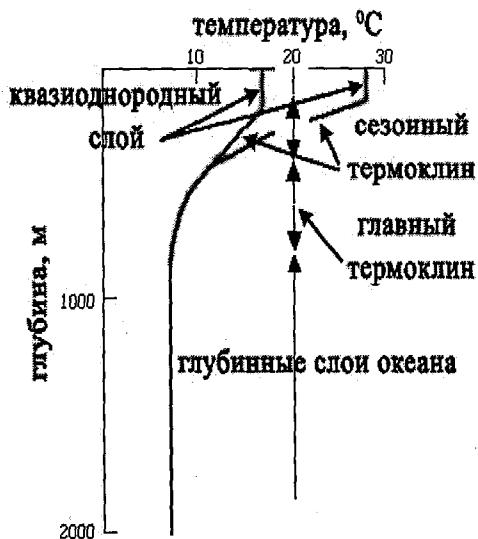


Рис.64. Вертикальное распределение температуры воды в океане.

Вследствие высокой теплоемкости воды годовой ход температуры воды в водоемах по амплитуде гораздо меньше, чем годовой ход температуры почвы берегов этих водоемов на той же широте. Суточный ход температуры воды совсем незначителен.

Лекция 11 ТУРБУЛЕНТНЫЙ ТЕПЛОБМЕН И ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

Особенности нагревания и охлаждения воздуха

При изучении термического режима атмосферы считается, что в каждой точке воздух находится в состоянии локального термодинамического равновесия и имеет определенную температуру. (Нужно иметь в виду, что точка, поставленная карандашом на метеорологической карте масштабом 1:15 000 000, фактически накрывает область с диаметром 15 км на местности.)

Поскольку температуры точек различны, между точками происходит теплообмен, и изменение температуры воздуха в каждой его частице описывается уравнением притока тепла (см. лекцию 4).

$$C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{\Delta Q}{dt}.$$

В лекции 4 были рассмотрены слагаемые, находящиеся в правой части этого уравнения, которые описывают три вида процессов притока тепла к частице воздуха, порождаемые переносом воздуха при атмосферных движениях. Следует помнить, что приток тепла в рассматриваемый пункт, возникающий за счет горизонтального движения воздуха $-C_p \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right)$, называется

адвективным изменением температуры или просто *адвекцией*. Приток тепла за счет перемещения воздуха вверх или вниз $\left(-C_p w \frac{\partial T}{\partial z} \right)$ называется конвективным изменением температуры

или просто *конвекцией*. Приток тепла, возникающий при совершении работы сжатия или расширения за счет изменения атмосферного давления в точке $\frac{RT}{p} \frac{dp}{dt}$, принято называть *адиабатическим*

изменением температуры. Понятно, что все притоки тепла могут иметь разные знаки, зависящие от того, нагревается или охлаждается воздух в точке в результате их воздействия.

Величина, обозначенная $\frac{\Delta Q}{dt}$ в уравнении притока тепла, опи-

сывает физические процессы, приводящие к изменению температуры в точке, но не связанные непосредственно с перемещением частицы воздуха в пространстве. Некоторые из них уже рассмотрены. Это, во-первых, приток тепла за счет радиационных процессов (следует помнить, что воздух слабо поглощает солнечную радиацию и радиационный приток тепла в частицу воздуха происходит в длинноволновом диапазоне); во-вторых, приток или отток тепла при конденсации или испарении водяного пара (эти процессы существенны в облаках и туманах); и, в-третьих, приток тепла за счет молекулярной теплопроводности воздуха (вследствие малости коэффициента теплопроводности воздуха молекулярный теплоперенос существен только в тончайшем приповерхностном слое воздуха).

В состав $\frac{\Delta Q}{dt}$ входит еще один вид притока тепла. Он возникает

из-за случайных коротких порывов ветра внутри выделенной нами воздушной частицы и называется турбулентным притоком тепла.

Турбулентный теплообмен

Турбулентный теплообмен – важнейший процесс теплопереноса в воздухе вблизи подстилающей поверхности. Его физико-математическое описание до настоящего времени нельзя считать полностью разработанным. Однако некоторые положения, позволяющие понять и предсказывать изменения температуры, следует рассмотреть.

При непрерывной регистрации значений метеорологических характеристик выяснилось, что все они испытывают флуктуации относительно средних значений. Для иллюстрации можно обратиться к рис.65. Пульсации ветра вызываются различными причинами. Принято считать, что вблизи земной поверхности они связаны либо с непрерывным образованием и разрушением вихрей под

влиянием «сдвига скорости ветра», т.е. уменьшения скорости ветра по мере приближения к покоящейся земной поверхности, либо с отрывом мелких вихрей, образующихся при обтекании ветром препятствий.

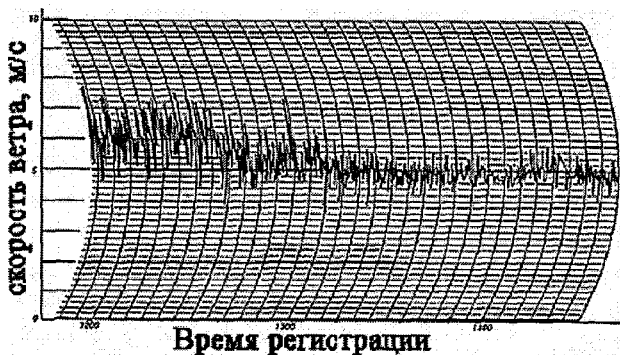


Рис.65. Пример результатов непрерывной регистрации скорости ветра.

Все характеристики турбулентной атмосферы (f) можно представить в виде суммы медленно и плавно меняющихся по пространству и во времени средних (\bar{f}) и нерегулярных (f') пульсаций. Наглядно это показано на рис. 66.

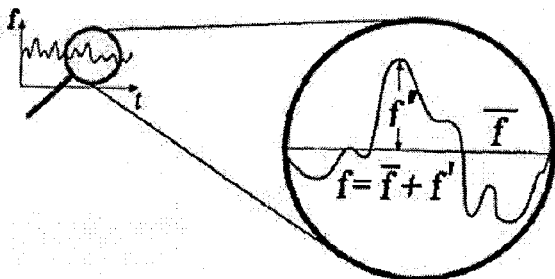


Рис.66. Разложение величины f на среднюю \bar{f} и нерегулярную пульсации f' .

Поток тепла за счет движения воздуха в вертикальном направлении (WT), который наиболее важен для нагревания или охлаждения атмосферы, в силу малости средних значений вертикальных скоростей определяется только пульсациями вертикальных скоростей (W'). Он равен $\overline{W'T'}$. Пульсации W' образуются за

счет вращательного движения воздуха в маленьких вихрях, возникающих под влиянием сдвига скорости ветра (рис.67).

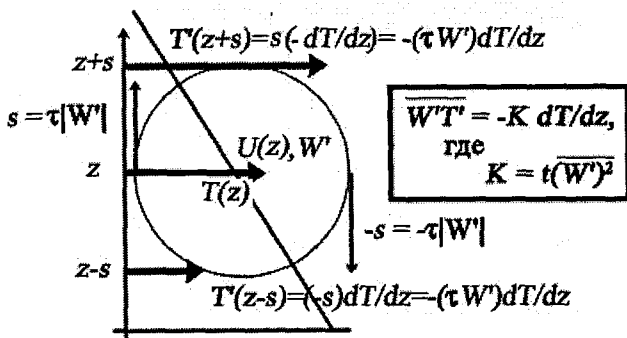


Рис.67. К обоснованию связи между турбулентным потоком тепла и градиентом температуры.

Поднимающийся в вихре воздух теплее, чем воздух на уровне середины вихря, так как температура в атмосфере падает с высотой. Опускающийся воздух по той же причине холоднее. В результате оказывается, что произведение пульсаций противоположно по знаку градиенту температуры (см. рис.67). Поэтому турбулентный поток тепла можно вычислять с помощью гипотезы Фурье по формуле:

$$\overline{W'T'} = -K \frac{\partial T}{\partial z}.$$

Коэффициент пропорциональности K в этой формуле называется коэффициентом турбулентной температуропроводности. Он имеет размерность m^2/c . С помощью простейшей физической схемы, показанной на рис.67, можно убедиться, что он пропорционален кинетической энергии пульсаций скорости. Примерные значения скоростей пульсаций можно принять равными 1 м/с, тогда примерные значения коэффициента K оказываются равными 1 m^2/c , т.е. в десятки тысяч раз больше молекулярного коэффициента для воздуха.

Не менее важно и то, что этот коэффициент не является постоянным. Он зависит от значений сдвига ветра (чем сильнее ветер, тем значительнее сдвиг и больше K) и от градиента температуры (во время конвекции в неустойчивой атмосфере он достигает значений

50 м²/с и более, а в условиях зимней ночи, когда ветер слаб, а температура возрастает с высотой, он падает до значений 0,01 м²/с).

Зависимость коэффициента турбулентной теплопроводности от стратификации – это важнейшее свойство турбулентного теплопереноса. Оно носит характер положительной обратной связи, т.е. усиливает и без того сильный конвективный перенос и ослабляет слабый перенос тепла в инверсионных условиях.

Важной особенностью турбулентного потока тепла в атмосфере является то, что он практически не зависит от высоты в пределах приземного слоя толщиной несколько десятков метров. Эту особенность можно использовать при получении расчетной формулы для постоянного по вертикали турбулентного потока F некоторой субстанции f от земной поверхности. Тогда

$$F = \overline{W' f'} = -k \frac{df}{dz} \approx \text{const},$$

$$\int_0^z \left\{ \frac{df}{F} = -\frac{dz}{k} \right\} \Rightarrow \frac{f_z - f_0}{F} = -\int_0^z \frac{dz}{k},$$

$$\boxed{F = -c_f U (f_z - f_0)} \quad \left(\int_0^z \frac{dz}{k} = \frac{1}{c_f U} \right).$$

Анализ формулы показывает, что поток субстанции пропорционален разности значений этой субстанции у земли и на некоторой высоте z . Коэффициент пропорциональности зависит от скорости ветра U и безразмерного параметра c_f , который называется турбулентной проводимостью. Его величина варьирует около значения $1 \cdot 10^{-3}$. Согласно указанному выше, расчет значений турбулентного потока тепла P от земной поверхности можно произвести по формуле:

$$P = -\rho c_p K \frac{\partial \theta}{\partial z}.$$

Разность температур между почвой и воздухом колеблется от десятых градуса до пяти градусов. Она может иметь разный знак. Еще основоположник отечественной климатологии А.И. Воейков наметил три возможности.

— Почва в среднем за год может быть теплее воздуха (солнечный режим). Он преобладает не только в низких, но и в умеренных широтах .

— Воздух может быть в среднем за год теплее почвы (снежный тип). Он характерен для высоких широт.

— Разность температур воздуха и почвы в среднем за год равна нулю. Это характерно для приморских районов с большой влажностью.

Взяв характерное значение скорости ветра 10 м/с, получим, что значения турбулентного потока тепла составляют 30 – 50 Вт/м². В среднем за год турбулентный поток тепла составляет около 5–10 % потока тепла от солнца. Над океанами и морями разность температур вода-воздух редко превосходит 2 °С. Поэтому турбулентный поток тепла с океанов в несколько раз меньше затрат тепла на испарение. Исключения составляют области теплых течений Гольфстрим и Куроисио, где разность температур вода – воздух велика и турбулентный поток тепла значителен. Над пустынями разность температур может достигать 20–30 °С. При отсутствии там испарения турбулентный поток тепла оказывается важнейшим фактором теплообмена воздуха и подстилающей поверхности.

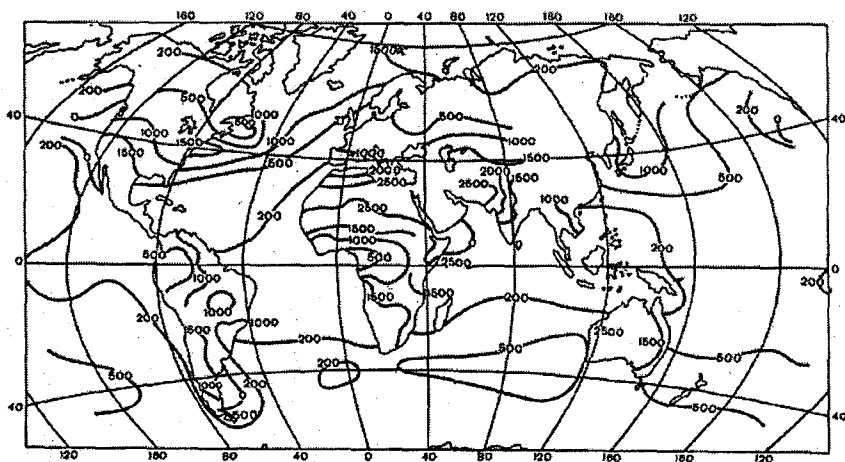


Рис.68. Турбулентный поток тепла от подстилающей поверхности в атмосферу за год (МДж/м²).

Сказанное позволяет понять особенности географического распределения турбулентного потока тепла, приведенные на рис. 68.

Суточный ход температуры воздуха

Большие значения коэффициента турбулентной теплопроводности приводят к тому, что суточные колебания температуры распространяются в атмосфере на слой высотой до 1,5 км. Этот слой, в котором четко проявляется взаимодействие атмосферы и подстилающей поверхности, называется *пограничным слоем атмосферы*.

Суточные колебания температуры летом в пограничном слое атмосферы по форме близки к синусоидальным. Максимум температуры наступает на уровне наземных наблюдений (2 м) примерно через два часа после местного полдня. С высотой наблюдается запаздывание максимума и в слое 100–200 м он наступает в 16–17 ч местного времени. (После этого температура начинает убывать, конвекция в облаках прекращается, облака или растекаются, или из них начинают выпадать ливневые осадки.)

Амплитуда колебаний уменьшается с высотой так, что на высоте 300 м она составляет примерно 3 °С, а в слое до 300–700 м убывает до 1 °С. Характер убывания амплитуды суточных колебаний температуры воздуха – экспоненциальный, такой же, как и у температуры почвы, т.е. при возрастании высоты в арифметической прогрессии, скажем, на 100 м, амплитуда суточных колебаний убывает примерно на 80 %. Характер суточного хода температуры воздуха показан на рис. 69.

Зависимость коэффициента турбулентной теплопроводности от вертикального градиента температуры приводит к тому, что внутри пограничного слоя часто выделяется особым ходом температуры приземный слой, в котором температурный градиент всегда имеет самые большие значения и самый большой суточный ход. Поэтому, говоря о суточном ходе температуры воздуха, следует указать не только на изменения амплитуды и фазы тепловых волн с высотой, но и на изменения вертикального профиля температуры. На рис. 70 показано, как изменяется вертикальный профиль температуры в пограничном слое в результате суточного хода температуры воздуха.

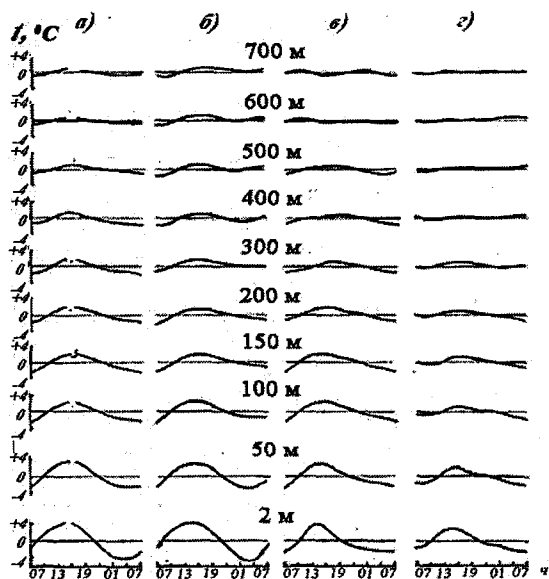


Рис.69. Суточный ход температуры воздуха на различных высотах.
а – весна, *б* – лето, *в* – осень, *г* – зима.

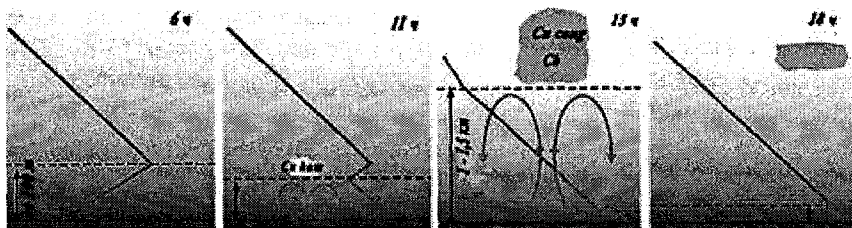


Рис.70. Схема изменения термической структуры пограничного слоя атмосферы в течение суток (обозначения в тексте).

В ночное время (на рис.70 – 6 ч) в результате охлаждения деятельного слоя почвы самые нижние слои воздуха охлаждаются и развивается устойчивая стратификация. Устойчивость заставляет уменьшаться турбулентный теплообмен, поэтому нижний слой воздуха охлаждается сильнее, чем вышележащие. Это еще более усиливает устойчивость и приводит к развитию инверсий. Такой процесс идет всю ночь, поэтому самые мощные инверсии за счет радиационного выхолаживания развиваются к рассвету.

С восходом солнца почва быстро нагревается, а вместе с нею нагревается и приземный воздух. Однако верхние слои воздуха еще сохраняют инверсионный характер распределения температуры. В приземном слое развивается неустойчивость, ограниченная сверху приподнятой радиационной инверсией (на рис.70 – 11 ч). В это время возможно образование плоских кучевых облаков.

Когда температура воздуха во всем пограничном слое достигает самых больших значений (на рис.70 – 15 ч), он весь охвачен конвективными движениями. В этот период наблюдаются самые мощные кучевые облака, но дождь из них еще не выпадает.

Когда солнце опускается низко, температура воздуха во всем пограничном слое начинает понижаться. В облаках затухают вертикальные токи, они либо растекаются, либо, если в них накоплено достаточно влаги, проливаются ливневым дождем. Почва начинает охлаждаться и около нее образуется тонкая вечерняя радиационная инверсия (на рис. 70 – 18 ч).

Поскольку радиационный баланс деятельного слоя почвы регулируется облачностью, то наличие развитого облачного покрова меняет и суточный ход температуры воздуха. Ночные инверсии становятся слабее, так как облака уменьшают эффективное излучение и препятствуют выхолаживанию земной поверхности. В дневное время облачность препятствует нагреву почвы, уменьшая значения ее максимальной температуры. Поэтому суточный ход температуры воздуха в облачные дни ослабевает.

Инверсии

Термин «инверсия» относится к слою воздуха, в котором температура возрастает с высотой. Слой, в котором температура с высотой не меняется, называют изотермией. Тропосфера, в которой температура падает с высотой с вертикальным градиентом $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$, является устойчивым слоем воздуха, но не является инверсией. Изотермия и инверсия – это предельно устойчивые слои.

Инверсии в наибольшей степени обладают главным свойством устойчивых слоев воздуха – они настолько сильно подавляют турбулентность, что проникновение через них тепла, влаги или пыли практически прекращается. На рис. 71 показаны основные виды инверсий – приземные и приподнятые.



Рис. 71. Приземная и приподнятая инверсии.

Приземные инверсии возникают над сушей или снежным (ледяным) покровом по двум причинам. Первая – радиационное выхолаживание подстилающей поверхности (рис. 72). Оно типично для ясных ночей со слабым ветром. Особенно сильно развивается радиационное выхолаживание в котловинах, откуда холодный воздух не может вытекать. Такие инверсии называют *радиационными*.

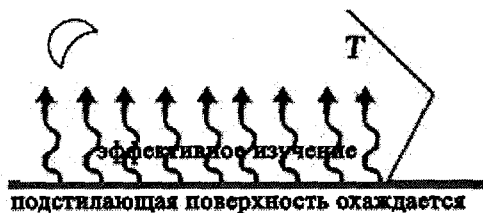


Рис. 72. Формирование радиационной инверсии.

Вторая причина – поступление (адвекция) более теплого воздуха на более холодную подстилающую поверхность (рис. 73). Такие инверсии называются *адвективными*.

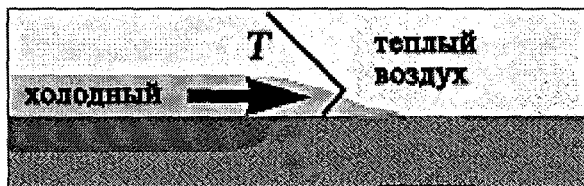


Рис. 73. Формирование адвективных инверсий.

Приподнятые инверсии также образуются под влиянием адвекции, но они чаще возникают в результате оседания воздуха при нисходящих вертикальных потоках в антициклонах (рис. 74). Обычно инверсии оседания формируются при перетекании воздуха через горные перевалы (орографические инверсии).



Рис. 74. Формирование инверсий оседания.

Наиболее значимыми для климата Земли являются инверсии оседания в областях нисходящих токов субтропических антициклонов (рис. 75). Они называются пассатными инверсиями и охватывают огромные пространства.



Рис. 75. Формирование инверсии в антициклоне.

Пассатные инверсии препятствуют проникновению в тропосферу сильно развитой конвекции от нагретой подстилающей поверхности субтропических океанов. Поэтому там преобладают кучевые облака небольшого вертикального развития, которые практически не дают осадков. Именно пассатная инверсия является причиной развития пустынь по берегам океанов в субтропиках.

Лекция 12

ПРИЧИНЫ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

Ветер

Употребляя термин «ветер», метеорологи имеют в виду вектор горизонтальной скорости движения воздуха, имеющий в стандартной системе координат зональную и меридиональную составляющие $V = \{u, v\}$. Во время метеорологических наблюдений ветер характеризуют модулем скорости и направлением. Модуль скорости принято называть просто скоростью ветра.

Скорость ветра измеряют в метрах в секунду (м/с), но полезно знать и другие распространенные единицы измерения, например, 1 узел равен 1 морской миле в час (примерно, 0,5 м/с) или баллы шкалы Бофорта, приведенные в табл.8. Значения скорости ветра изменяются от нуля (штиль) до 100 м/с. Вероятно, возможны и большие скорости, но даже ураганные ветра приводят к поломкам большинства датчиков.

Таблица 8

Характеристика ветра с помощью баллов Бофорта

Ветер	Баллы Бофорта	Действие ветра	Скорость ветра, м/с
Штиль	0	Дым столбом	<1
Умеренный	4	Качаются ветки	6 – 8
Сильный	7	Держи зонтик!	12 – 19
Шторм	9	Ломаются ветки	19 – 27
Ураган	12	Сносит крыши	> 36

Направление ветра измеряют в угловых градусах, отсчитывая от направления на север по часовой стрелке. Пользуются также основными румбами (С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ). Важно помнить, что направление ветра – это направление *откуда дует ветер*, отсчитанное от направления на север. Например, юго-западный ветер (ЮЗ) имеет направление 225° и переносит воздух с юго-запада на северо-восток.

Полезно знать, как изображается скорость ветра на метеорологических картах. Пример, приведенный на рис. 76, показывает,

что на станции, изображенной кружком, ветер имеет юго-западное направление и скорость примерно 8 м/с. Сведения о скорости обозначаются штрихами на отрезке, изображающем направление ветра. Длинный штрих соответствует 5 м/с, а короткий – 2,5 м/с.



Рис. 76. Обозначение юго-западного ветра, дующего со скоростью 7,5 м/с.

С направлением ветра связано понятие «роза ветров». Это способ наглядного ответа на вопрос, ветра каких направлений в среднем бывают наиболее часто в данной местности (рис.77).

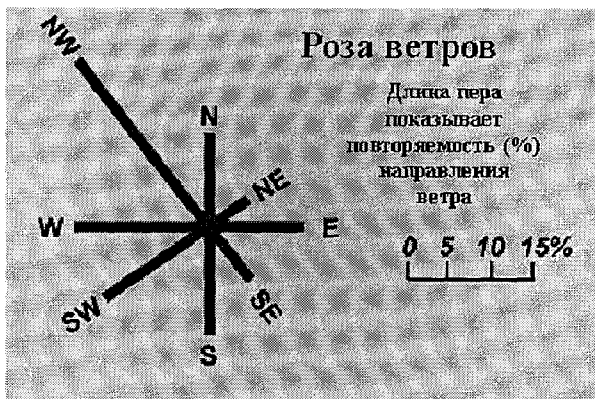


Рис.77. Представление данных о направлениях и скоростях ветров в пункте наблюдений с помощью розы ветров.

Силы и движение

Изменение скорости ветра называются ускорением. Изменения могут быть связаны с увеличением или уменьшением модуля скорости, но могут быть связаны и с изменением направления ветра.

Согласно второму закону Ньютона, ускорение (a) возникает под действием на частицу сил, отнесенных к массе движущегося тела (F/m). В частице воздуха мерой массы служит плотность, поэтому второй закон Ньютона записывают в виде:

$$\vec{a} = \frac{1}{\rho} \vec{F}, \quad \vec{a} = \frac{d\vec{V}}{dt}, \quad \vec{V} = \{u, v, w\}.$$

Единица измерения ускорения и сил, отнесенных к плотности – метр на секунду в квадрате (м/с^2).

Если силы, действующие на частицу, уравновешивают друг друга, то ускорение обращается в нуль. В этом случае скорость не меняется и тело либо покоится, либо движется равномерно. На частицу воздуха действуют три вида сил. Массовые силы: сила тяжести, сила плавучести. Поверхностные силы: сила градиента давления, сила трения. Силы инерции (в метеорологии они связаны с тем, что наблюдение за движением воздуха ведется в системе координат, жестко закрепленной в какой-либо точке на вращающейся с постоянной угловой скоростью Земле).

Наиболее важной силой инерции является центробежная сила, действующая даже на тела, покоящиеся на вращающейся планете. На тела, движущиеся относительно вращающейся планеты, действует еще одна сила инерции – сила Кориолиса, названная в честь французского ученого, впервые давшего формулу для ее расчета. Если тело движется относительно Земли по криволинейной траектории, то возникает еще и центробежная сила, связанная с этим движением.

Ввиду важности сил инерции для понимания специфики атмосферных движений нужно знать, как они образуются. Возникновение силы Кориолиса можно понять с помощью рис. 78.

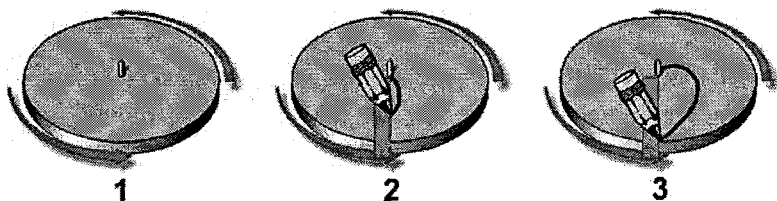


Рис. 78. Модель воздействия силы Кориолиса на движущийся объект.

Диск, вращающийся против часовой стрелки (положение 1), моделирует вращение Земли в Северном полушарии. Если над диском неподвижно закрепить линейку, то это будет модель курса условного космического корабля, улетающего с Северного полюса по прямому маршруту «к далекой звезде» (положение 2). Пусть карандаш отмечает точки на поверхности Земли, которые видит

пилот с корабля. Тогда линия, оставленная карандашом, двигавшимся точно по линейке (положение 3), – это как бы фотоснимок следа траектории полета на карте Северного полушария. Если судить по этому снимку, то *на тело, движущееся относительно Земли, действует сила, направленная перпендикулярно вектору скорости вправо от него*. Это и есть сила Кориолиса.

Если бы этот опыт был проделан с Южного полюса, то казалось бы, что диск вращается по часовой стрелке. При этом сила Кориолиса будет действовать на движущееся тело также под углом 90^0 к направлению движения, но отклоняя его влево.

Сила Кориолиса, отнесенная к единице массы, имеет размерность ускорения и называется ускорением Кориолиса (C). Значение этой силы можно рассчитать по формуле:

$$C = 2\omega \sin \varphi V .$$

Величина ω в этой формуле – это угловая скорость вращения Земли. Ее значения легко вычислить, если учесть, что Земля делает полный поворот вокруг своей оси (2π радиан) за 24 ч, т.е. ω равно $\pi/12$ (ч^{-1}), или $\pi/(12 \cdot 3600)$ (с^{-1}), или $7,27 \cdot 10^{-5}$ (с^{-1}).

Уместно заметить, что линейная скорость вращения каждой точки земной поверхности вокруг оси планеты, равная $\omega R \cos \varphi$, зависит от широты φ . Считая радиус Земли R равным 6370 км, получаем, что эта скорость у экватора равна 463 м/с. На 50^0 с.ш. она равна 300 м/с и даже на 85^0 с.ш. она равна 40 м/с (скорость распространения звука в атмосфере 300 м/с). Земля – это быстро вращающаяся планета!

Следует помнить, что необходимость в силе Кориолиса возникает вследствие того, что для изображения движения атмосферы удобно использовать обычные географические карты, на которых положение континентов и океанов зафиксировано.

С учетом действующих на частицу воздуха сил второй закон Ньютона для атмосферы можно выразить так, как показано на рис. 79.

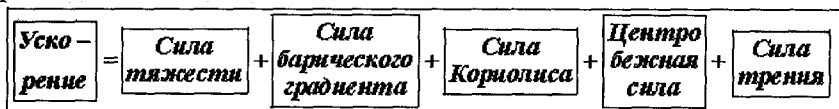


Рис. 79. Баланс сил, действующих на движущуюся частицу воздуха

Геострофический ветер

В атмосфере силы тяжести, плавучести и центробежная сила вращения Земли действуют в вертикальном направлении. Их уравновешивает вертикальная составляющая силы барического градиента. Это описывается уравнением статики.

Сила трения и силы инерции не вызывают, а изменяют движение воздуха. Единственной причиной, которая порождает ветер, является горизонтальная неоднородность поля давления, которая вызывает появление горизонтальной силы барического градиента.

Простейший и важный случай равномерного атмосферного движения может иметь место выше 1 км над поверхностью земли. Эта область называется свободной атмосферой. Там уже не действует сила трения воздуха о подстилающую поверхность, и равномерное движение возможно, если сила барического градиента уравновешена силой Кориолиса. Условие равенства значений этих сил имеет вид:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} + 2\omega \cdot \sin \varphi \cdot V = 0.$$

Можно ввести вектор условного ветра, который порождает такую силу Кориолиса, которая уравновешивает фактически существующий барический градиент. Он называется *геострофическим ветром*. Модуль скорости геострофического ветра V_g можно получить из условия равновесия по формуле:

$$V_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \frac{\partial p}{\partial n}.$$

Для того чтобы понять, как направлен геострофический ветер, нужно по рис.80 проследить, как будет устанавливаться геострофическое равновесие при прямолинейных изобарах в Северном полушарии. Пусть первоначально частица находится в покое и на нее действует постоянная сила барического градиента. Она придет в движение в направлении этой силы, т.е. в сторону уменьшения давления. При этом возникнет сначала маленькая сила Кориолиса, направленная вправо. Под ее влиянием частица отклонится вправо. Поскольку сила барического градиента неизменна, по мере продвижения частица будет иметь все большую скорость, а значит,

движение вызовет и большую силу Кориолиса. Направление силы Кориолиса будет меняться до тех пор, пока эта сила не уравновесит силу барического градиента. После установления равновесия сил возникнет *геострофический ветер*, направленный по изобаре так, чтобы низкое давление оставалось слева.

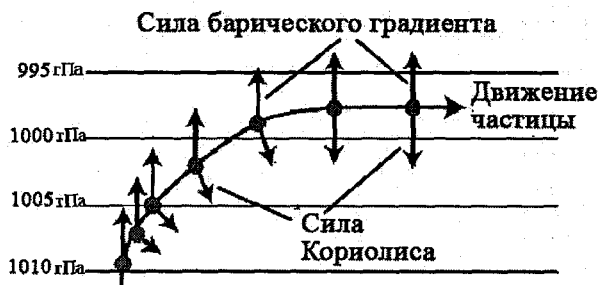


Рис. 80. Приспособление ветра к геострофическому.

Геострофический ветер – это не реальный природный объект (нельзя сказать: «Дул сильный геострофический ветер»), а математическая абстракция. Он ценен для метеорологов тем, что реальный ветер в свободной атмосфере, как показали наблюдения, очень близок к геострофическому по скорости и направлению. Поэтому поле изобар дает представление о направлении и скорости реального ветра даже в тех районах, где наблюдений за ветром не было.

Термический ветер

Поскольку поле изобар в термически неоднородной атмосфере изменяется с высотой так, что барический градиент приближается к термическому градиенту, то с высотой будет меняться и геострофический ветер.

Пользуясь формулой для горизонтальной производной давления, приведенной в лекции 3, можно получить формулу для расчета силы барического градиента на уровне z_2 :

$$\frac{1}{\rho_2} \cdot \frac{\partial p_2}{\partial n} = -\frac{T_2}{T_1} \frac{1}{\rho_1} \cdot \frac{\partial p_1}{\partial n} - \frac{g(z_2 - z_1)T_2}{T_m^2} \cdot \frac{\partial T_m}{\partial n}$$

Разделив обе части на $2\omega \sin\phi$ и учтя близость к единице отношений T_2/T_1 , T_2/T_m , подставим выражение для силы барического градиента в условие геострофического равновесия и получим формулу для расчета геострофического ветра на уровне z_2 :

$$V_{g2} = V_{g1} + \Delta V_T.$$

Поправка к геострофическому ветру на исходном уровне z_1 , переводящая его в ветер на уровне z_2 , называется *термическим ветром* и вычисляется по формуле:

$$\Delta V_T = \frac{g(z_2 - z_1)}{2\omega \sin\phi T_m} \frac{\partial T_m}{\partial n}.$$

Термический ветер, аналогично геострофическому, — это вектор. Формула показывает его модуль. Направлен он по изотермам так, чтобы слева находилась область более холодного воздуха. Значение термического ветра в том, что он позволяет по годографу ветра определить, какой воздух — теплый или холодный — поступает в пункт наблюдения.

Годограф можно получить, если нанести векторы ветра на график, а затем концы стрелок, показывающих вектор ветра на разных высотах, соединить в порядке возрастания высоты. Различают годограф, когда с высотой вектор ветра поворачивает по часовой стрелке («правый поворот ветра с высотой») и годограф, когда с высотой вектор ветра поворачивает против часовой стрелки («левый поворот ветра с высотой»).

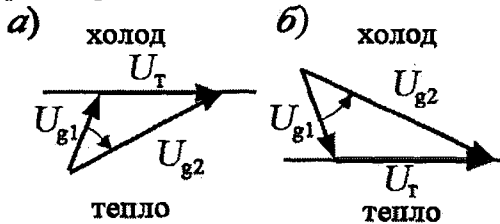


Рис. 81. Поворот геострофического ветра от нижнего уровня (U_{g1}) к верхнему (U_{g2}) за счет термического ветра (U_T) и связанная с этим геострофическая адвекция тепла (а) или холода (б).

Для примера на рис.81 приведены оба варианта годографов. При одинаковом расположении областей тепла и холода в слое от 3 до 5 км в случае притока холода геострофический ветер поворачивает влево с высотой, а в случае притока тепла – вправо. Нужно отметить, что сам термический ветер не переносит тепло или холод. Вектор термического ветра, по определению, только показывает расположение областей тепла и холода. Приток тепла (холода) под действием переноса ветром называется *адвекцией* тепла (холода).

Влияние трения на ветер

Сила трения у подстилающей поверхности уменьшает скорость ветра примерно в два раза по сравнению со скоростью геострофического ветра и меняет его направление. Характер изменения можно понять, если считать, что сила трения направлена противоположно вектору скорости. На рис.82 показано, как в этом случае направлены векторы сил, действующих на воздушную частицу.

Силу градиента давления в этом случае уравнивает равнодействующая силы трения и силы Кориолиса. Это значит, что вектор скорости ветра при учете силы трения направлен не по изобаре, а влево от нее (в Северном полушарии), в сторону более низкого давления.

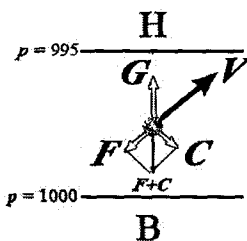


Рис. 82. Расположение относительно вектора скорости V движения частицы сил, действующих на нее в слое трения. Обозначения: G – сила барического градиента, C – сила Кориолиса, F – сила трения. $F+C$ – равнодействующая сил трения и Кориолиса, B – область повышенного давления, H – область пониженного давления.

Угол отклонения ветра от изобары у поверхности Земли самый большой. Над сушей он около 30° , над морем, где трение меньше, меньше и угол отклонения ветра от изобары. Угол отклонения ветра от геострофического уменьшается с высотой и, начи-

ная с некоторой высоты, направление реального ветра совпадает с геострофическим. Эту высоту принято считать верхней границей слоя трения или пограничного слоя атмосферы.

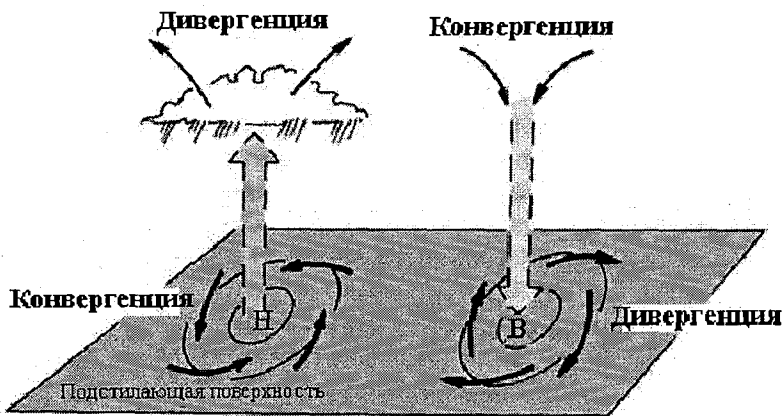


Рис.83. Возникновение вертикальных токов в пограничном слое атмосферы за счет дивергенции или конвергенции при трении воздуха о подстилающую поверхность.

Отклонение ветра в сторону низкого давления существенно влияет на погоду. Благодаря нему воздух у земли втекает внутрь циклона (конвергенция) и вытекает наружу из антициклона. Поскольку воздух не может накопиться у земли, то в циклоне возникают восходящие потоки, а вместе с ними и облака. В антициклоне вытекающий у земли воздух восполняется сверху из свободной атмосферы, приводя к нисходящим токам (рис. 83). Нисходящие токи способствуют развитию инверсий и скоплению у подстилающей поверхности различных загрязняющих веществ.

Лекция 13

МЕСТНЫЕ ВЕТРЫ

Масштабы систем ветров

Движения атмосферы обычно классифицируют в зависимости от пространства, которое они охватывают, и от их длительности. Выделяют четыре основные группы циркуляционных систем.

– Макромасштабные системы занимают области, сравнимые с полушарием (5000–40 000 км), и имеют продолжительность от недель до месяца. Примерами являются Азиатский муссон или Эль-Ниньо. Макромасштабные системы образуют общую циркуляцию атмосферы.

– Системы синоптического масштаба, которые имеют размеры от 100 до 5000 км и длительность от нескольких дней до недели. Примерами являются циклоны и антициклоны умеренных широт или тайфуны. Системы синоптического масштаба ответственны за изменения погоды.

– Мезомасштабные системы ветров, которые занимают пространственные области от 1 до 100 км, а их длительность – от нескольких минут до нескольких часов. Примерами являются бризы, шквалы и смерчи (торнадо). Мезомасштабные системы часто приводят к природным катастрофам.

– Микромасштабные системы, которые занимают участки до 1 км и длятся несколько минут. Примерами могут служить пыльные вихри на дорогах, порывы ветра, но также и усиления ветры около расположенных определенным образом зданий. Микромасштабные системы метеорологи описывают как турбулентность.

Все ветровые системы взаимосвязаны. Системы планетарного масштаба определяют характер преобладания и направления перемещения синоптических систем. В пределах синоптических систем возникают особые условия для развития мезомасштабных систем. На фоне мезомасштабных систем усиливаются или исчезают микромасштабные системы.

Например, идя утром на работу, человек должен поворачивать за угол дома. При этом иногда, осенью или зимой, он, подходя к углу, наталкивается на сильнейший ветер, который сразу исчезает, когда он повернул за угол. Этот ветер – микромасштабное явление, но он достигает особой силы, если мезомасштабные ветры, обусловленные конфигурацией улиц города, усилены за счет барических градиентов циклона, движущегося быстро и в определенном направлении. А повторяемость этого локального явления будет разной в разные годы, так как возникновение и перемещение циклонов регулируется на планетарном уровне.

Факторы развития местных ветров

Мезомасштабные системы ветров или местные ветры давно известны людям. Их названия (этезии, мистраль, сирокко, бора, фен) вошли в эпические и литературные произведения. Названия ветров связаны либо с их направлением, либо с сопровождающими их явлениями погоды, но не отражают их генезис.

Метеорологи различают четыре группы факторов, формирующих ветры:

Радиационный фактор связан с радиационным балансом участка. Для заданной широты и времени года влияние этого фактора на местные ветры проявляется через их суточные колебания.

Циркуляционный фактор – это характер барического поля над районом. Он проявляется через направление барического градиента и кривизну изобар в свободной атмосфере над территорией развития местных ветров. Иногда циркуляция атмосферы порождает собственные мезомасштабные системы (мезоструи, шквалы, смерчи).

Ландшафтный фактор – это особенности подстилающей поверхности (почва, растительность, микрорельеф). Альbedo, теплоемкость и теплопроводность влияют на радиационный баланс и формируют термическую неоднородность подстилающей поверхности и прилегающего к ней слоя атмосферы. Шероховатость поверхности влияет на силу трения: вода или снег – более гладкие, чем трава, лес или ледяные торосы. Скорость ветра над водой больше, чем над сушей, а направление ветра слабее отклоняется от изобар. При переходе от суши к воде ветер усиливается и поворачивает вправо, к изобаре (в Северном полушарии).

Орографический фактор – это перепады высот и конфигурации изогипс рельефа, всегда влияющие на ветер, особенно в горах. Этот фактор нужно анализировать с учетом направления и скорости потока в свободной атмосфере («встав спиной к ветру»).

Следует различать три вида воздействия рельефа на формирование местных ветров.

1. Экспозиция склона по отношению к солнечным лучам (солнечная сторона или тень) определяет температурные условия на склоне.

2. Угол наклона склона (крутой или пологий) определяет возможную скорость местных ветров.

3. Ориентация горы по отношению к воздушным потокам в атмосфере определяет характер ветровой циркуляции. Наветренный склон первым встречает направленный на гору ветер. Подветренный склон – это максимально защищенный от ветра склон горы.

Характер ветровых циркуляций около горы (эллиптической формы), полученный путем моделирования на компьютере, показан на рис. 84.

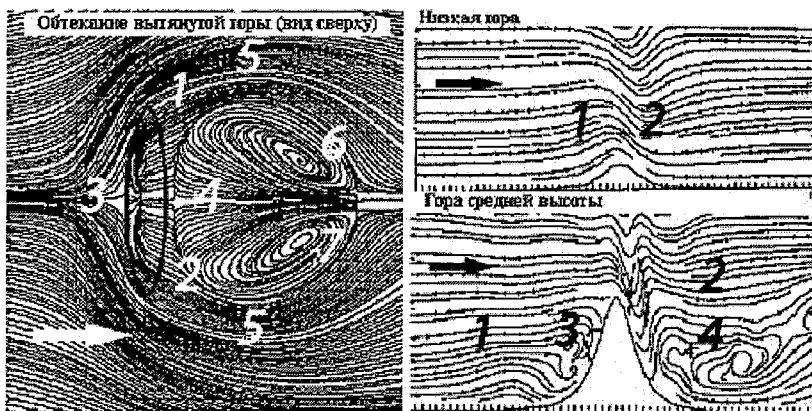


Рис. 84. Схема обтекания горы воздушным потоком (обозначения в тексте).

В зонах 1(2) формируются восходящие (нисходящие) вертикальные потоки воздуха. Эти зоны хорошо выражены для невысоких гор, таких, что кинетической энергии ветра свободной атмосферы хватает, чтобы совершить работу против силы тяжести и поднять воздух на вершину.

В случае гор средней высоты (запас кинетической энергии не достаточен для перетекания через гору сверху) зона 1 начинается ниже по потоку, а зона 2 выражена сильнее.

На наветренной стороне (3) и подветренной стороне (4) средних и высоких гор вблизи горы формируются застойные зоны. Гора как бы расширяется. При обтекании средних и высоких гор воздух не может подняться на их вершину и обтекает гору по бокам. Тогда возникают зоны повышенных скоростей ветра (5), где воздух движется быстрее, чем геострофический поток в свободной атмосфере.

Пара горизонтально расположенных ячеек циркуляции за горой – слева от направления потока образуется локальный антициклон (6), а справа – циклон (7). Эти циркуляции всегда возникают вместе и их удобно называть дуплетом. За счет этого эффекта гора как бы приобретает круговую форму.

Оценки показывают, что влияние горы распространяется на расстояние, примерно равное 20 высотам. При обтекании вогнутых форм рельефа (карьеры, долины) горизонтальные ячейки циркуляции меняются местами (слева – циклон, справа – антициклон). Кроме указанных форм воздействия рельефа на поток, следует иметь в виду, что воздух внутри горных долин движется в виде спирали, образуя так называемые поперечные циркуляции (это будет показано на примере горно-долинных ветров).

Виды местных ветров

Все перечисленные факторы в природе действуют совместно, поэтому так трудно описать и прогнозировать время возникновения и силу местных ветров. Однако можно привести примеры мезомасштабных систем ветров, в которых отдельные факторы преобладают над остальными.

Бриз – ветровые системы, возникающие на границе суши и водоемов в условиях ясного или малооблачного неба (рис. 85). Днем над сушей столб воздуха нагревается и давление в нем с высотой падает медленнее, чем над водоемом. В результате на небольшой высоте создается поток воздуха в сторону моря, а у земли – компенсационный поток с моря на сушу. В ночное время водоем теплее и направление ветра меняется на противоположное. Инте-

решно, что бризы в настоящее время выявляются и как ветры, дующие из более холодных пригородов в более теплые города.

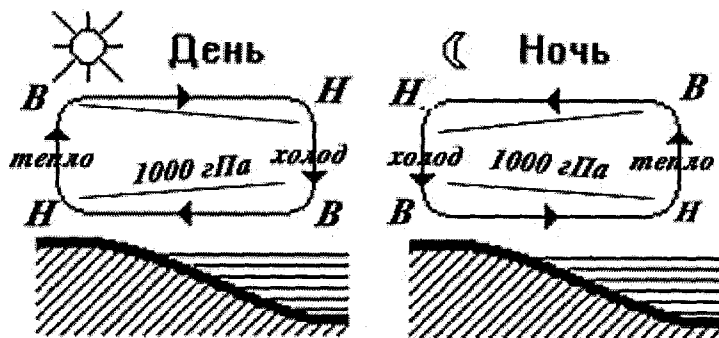


Рис.85. Схема развития бризовой циркуляции днем и ночью.

Горно-долинные ветры – похожи на бризы, но возникают как местные циркуляции воздуха между горным хребтом и долиной (рис. 86). Ночью вдоль склона температура падает с высотой, и холодный более тяжелый воздух стекает вниз в долину. Утром склоны прогреваются раньше долины и возникают поперечные циркуляции, которые постепенно движутся по боковым склонам, а к середине дня образуют долинные ветры, направленные вверх по склону. После захода солнца склоны охлаждаются и создаются условия для стекания воздуха с боковых склонов в долину. Над долиной возникают восходящие потоки. В этот период в горах начинаются грозы и ливни. По мере дальнейшего ночного выхолаживания возобновляется процесс стекания холодного воздуха в долину.

В условиях горных ледников и особенно ледников Гренландии и Антарктиды формируются *стоковые ветры*. Они возникают в центральных, наиболее высоких частях ледниковых куполов, где температура подстилающей поверхности минимальна. Холодный воздух непрерывно стекает вниз, набирая, по мере движения под уклон, очень высокую скорость. Поскольку условия на ледниках почти неизменны, стоковые ветры дуют почти непрерывно.

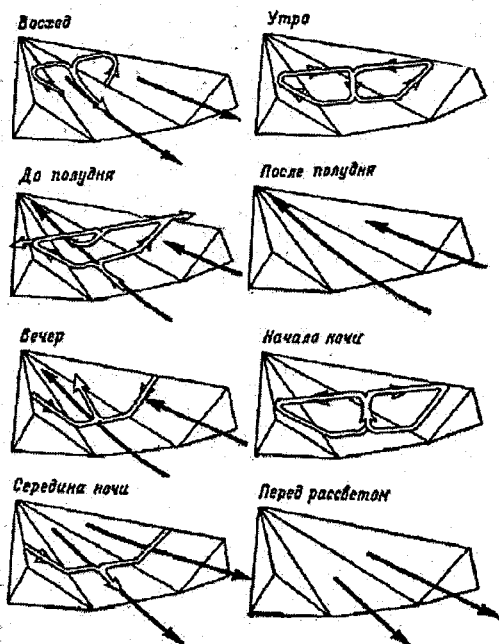


Рис.86. Суточные изменения горно-долинных ветров.

Сходное со стоковым ветром происхождение имеет *бора*. Бора возникает зимой в условиях, когда имеется горное плато, отделяемое от равнины невысоким горным хребтом. На плато при благоприятных синоптических процессах скапливается холодный воздух. Когда слой холодного воздуха достигает высоты перевалов в горном хребте, он начинает стекать вниз с очень большой скоростью (рис.87).



Рис.87. Схема возникновения боры.

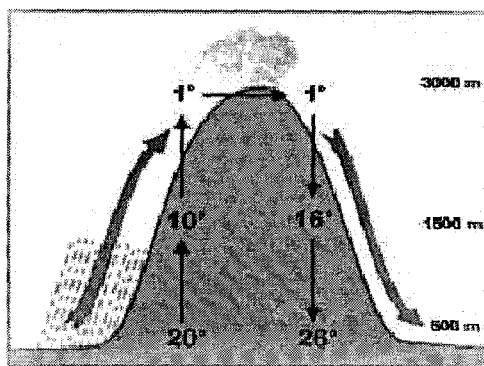


Рис. 88. Нагревание воздуха при фёне.

Бора отличается от стокового ветра тем, что склон, по которому она течет, короткий и крутой. Поэтому температура воздуха остается низкой, и бора является очень холодным ветром. Такой же по генезису, но более слабый ветер, часто встречается в пещерах. Спелеологи называют его «воздухопад».

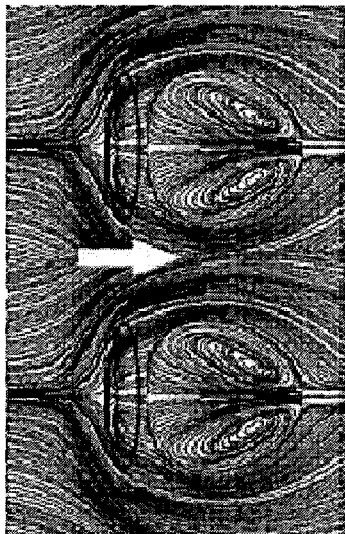


Рис. 89. Схема образования сильных ветров горных проходов.

Если холодный воздух горных плато в силу благоприятных синоптических условий имеет достаточную кинетическую энергию,

чтобы преодолеть горный хребет средней высоты, то, поднимаясь, воздух теряет влагу и становится сухим. Переваливая через хребет и опускаясь, он адиабатически нагревается, температура его повышается на 10°C на каждый километр спуска. Таким образом, ветер с гор становится гораздо теплее того воздуха, который находился на подветренной стороне хребта. Этот ветер называется *фён* (рис. 88).

Сильные ветры мысов и горных перевалов возникают, когда направление ветра в свободной атмосфере благоприятно для проявления локальных горизонтальных циркуляций. Если ветер с моря дует на мыс, то с двух сторон его образуются вихри противоположных направлений, как и при обтекании горы (см. рис. 84). Это приводит к повороту ветра почти на 90° , а также к его усилению справа и слева от мыса.

Если горный перевал достаточно широк, чтобы разноименные вихри соседних дуплетов не гасили друг друга, то в горном проходе возникают барические градиенты, намного превышающие те, которые есть в свободной атмосфере. В таких горных проходах возникают ветры, скорость которых может превышать скорость геострофического ветра в два раза (на рис. 89 отмечено стрелкой).

Мезоструи, шквалы, торнадо

Кроме ветровых систем, сильно связанных с ландшафтом и рельефом, существуют и мезомасштабные системы, связанные, главным образом, с циркуляцией атмосферы. Это не значит, что они не зависят от свойств подстилающей поверхности. Например, шквалы (и грозы), согласно наблюдениям, если и возникают в каком-то регионе при благоприятной синоптической обстановке, то на определенных участках этого региона повторяются чаще и бывают сильнее, чем на других. Но главным фактором развития этих ветровых систем является циркуляционный.

Мезоструи (струйные течения низких уровней) – не толстые слои сильного ветра на высоте нескольких сотен метров над землей. Их горизонтальная ширина зависит от состояния атмосферы и рельефа и может достигать 100 – 200 км. Скорость ветра в мезоструе может значительно превышать скорость геострофического ветра. Мезоструи возникают при вторжении холодного полярного воздуха, когда он вынужден огибать горные массивы. Особенно

часто они встречаются в теплых секторах циклонов. Возникновению мезоструй способствует инверсия в пограничном слое атмосферы, поэтому они особенно хорошо выражены ночью.

Мощные кучево-дождевые облака часто сопровождаются сильнейшими ветрами. Возникают эти ветры за счет больших скоростей вертикальных потоков, существующих в этих облаках. На рис. 90 показано, как теплый влажный воздух поднимается в верхнюю часть облака. При этом он охлаждается, и возникают капли. Капли также поднимаются, растут и замерзают, пока их размер соответствует подъемной силе вертикальных токов. На верхней границе они уже падают. При этом они охлаждаются за счет испарения и охлаждают воздух в тыловой части облака. Так образуются холодные нисходящие струи, которые движутся вниз с ускорением.

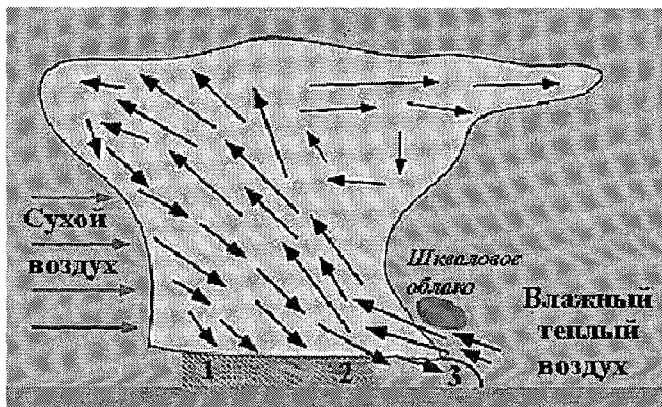


Рис. 90. Схема вертикальных потоков воздуха в мощном кучево-дождевом облаке.

В зоне 1 часть капель выпадает дождем. В зоне 2 нерастаявшие капли выпадают в виде града. В зоне 3 капли уже испарились, и до земли доходят только сильные порывы ветра, вызванные торможением сильных нисходящих движений. Именно они называются *шквалом*. Ветер в шквале достигает большой скорости, но носит характер кратковременного порыва. В зоне шквала возникает циркуляция, которая способствует втягиванию в облако воздуха и видна в виде темного вала, называемого шкваловым облаком, или шкваловым носом.

В некоторых случаях воздух в тыловой части мощного кучево-дождевого облака является особенно сухим и неустойчивым, а воздух, втягиваемый в переднюю часть облака, — особенно влажным и теплым. Это характерно для центральных равнин США, где летом далеко вторгается теплый и влажный воздух с Мексиканского залива и Караибского моря, а с другой стороны с гор спускаются потоки менее теплого, сухого и очень неустойчивого воздуха, приходящего с Тихого океана. В этих условиях в облаках развиваются особенно сильные вертикальные движения и появляются смерчи (торнадо).

Нисходящая струя вращается в смерче обычно против часовой стрелки. Скорость вращения бывает исключительно велика (по оценкам степени разрушений скорость ветра достигает 200 м/с). Ширина зоны торнадо обычно несколько сот метров. Скорость движения до 20–40 км/ч. В среднем до исчезновения торнадо проходит несколько десятков километров. Некоторое представление о торнадо схематически показано на рис. 91.

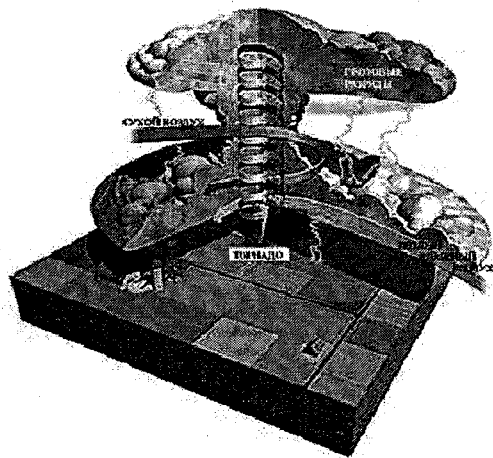


Рис. 91. Схема кучево-дождевого облака, в котором возникло торнадо.

Торнадо, безусловно, самый разрушительный из всех атмосферных ветров. До настоящего времени его появление невозможно прогнозировать. Однако условия, способствующие возникновению торнадо в определенных районах США, хорошо известны и на их основе составляются предупреждения для населения.

Лекция 14

СВЕДЕНИЯ ОБ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Определение и причины существования

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений над земным шаром. Отображение этой системы на карте можно получить, несмотря на непрерывные изменения ветров, с помощью осреднения ежедневных метеорологических данных по одноименным месяцам за много лет.

Причиной существования общей циркуляции атмосферы является неравномерность зонального распределения радиационного баланса. Она связана со сферичностью поверхности земли, вследствие которой более низкие широты получают больше солнечной энергии, чем умеренные и полярные. Атмосферная циркуляция осуществляет перенос тепла от экватора к полюсам.

Идеальные модели циркуляции

Если бы Земля была неподвижна и имела однородную подстилающую поверхность, то под влиянием избыточного нагрева от нее у экватора воздух поднимался бы вверх, а у полюсов, где подстилающая поверхность холодная, он опускался бы вниз. Тогда в верхней атмосфере воздух от экватора двигался бы к полюсам, а внизу поток воздуха был бы направлен к экватору. Эта циркуляционная система называется ячейкой Гадлея, по имени английского ученого, предложившего ее в начале XVIII в. Она изображена на рис. 92, а.

Поскольку Земля вращается, то на верхнюю и нижнюю ветви такой ячейки действует сила Кориолиса, направленная в разные стороны. Поэтому ячейка Гадлея на вращающейся планете неустойчива и разбивается на три. У экватора она сохраняется такой же, как описывал Гадлей, но циркуляция охватывает только область от экватора примерно до 30-х параллелей. Вторая, гораздо более слабая, ячейка Гадлея образуется в полярной области. Между ними возникает компенсационная ячейка циркуляции, имеющая

противоположное направление вращения. Она называется ячейкой Ферреля, также по имени описавшего ее ученого. Эти ячейки показаны на рис. 92, б.

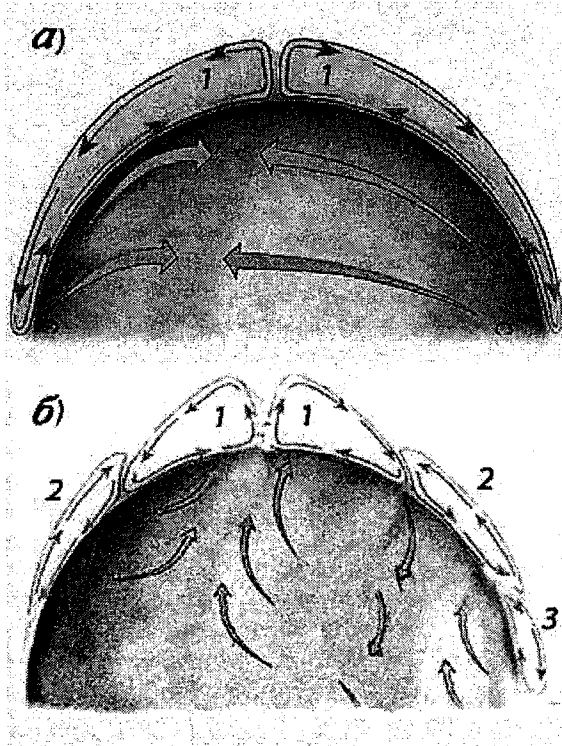


Рис. 92. Возможная циркуляция атмосферы в идеальных случаях:

а – на не вращающейся планете с нагревом у экватора,

б – на вращающейся планете.

Обозначения: 1 – приэкваториальные ячейки Гадлея, 2 – ячейки Ферреля, 3 – приполярная ячейка Гадлея.

Даже идеальную циркуляцию следует представлять себе трехмерно, тогда становится понятным, почему в сравнительно тонкой атмосфере, где воздух течет почти горизонтально, пояса давления распадаются на отдельные центры, а в одном и том же широтном поясе могут встречаться как области относительно повышенного, так и области относительно пониженного давления. Представление о трехмерных атмосферных течениях дает рис.93.

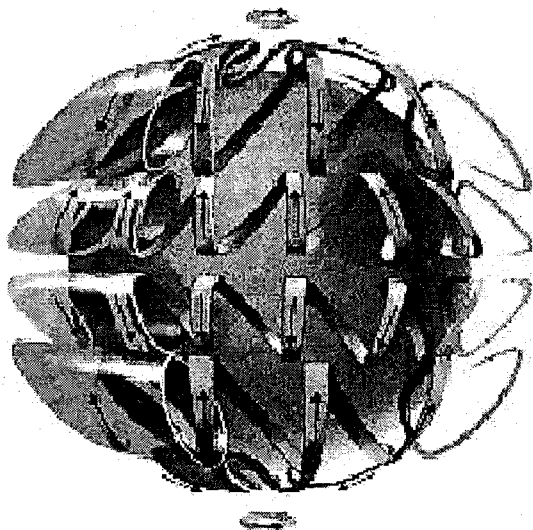


Рис. 93. Возможный характер трехмерной циркуляции на вращающейся однородной планете.

В соответствии с расположением зон подъема и опускания воздуха при трехъячейстой структуре общей циркуляции атмосферы над однородной подстилающей поверхностью должны образоваться три пояса экстремального давления:

- экваториальный пояс пониженного давления, называемый экваториальной ложбиной. В этой области сходятся ветровые системы Северного и Южного полушарий, и ее принято называть также Зоной Внутритропической Конвергенции;

- субтропический пояс повышенного давления, образующийся примерно у 30-х параллелей вследствие опускания воздуха экваториальной ячейки Гадлея. Его часто называют «конскими широтам» по историческим причинам, связанным с первыми плаваньями европейцев в Америку. Этот пояс не является непрерывным, а состоит из нескольких субтропических антициклонов;

- зона полярного фронта, где давление понижено на границе ячейки Ферреля и приполярной ячейки Гадлея. Эта область в идеальных условиях должна была бы располагаться в районе полярных кругов. Она также не является непрерывной, а состоит из отдельных внетропических циклонов.

При такой структуре зонального поля давления у поверхности земли и в нижней тропосфере существуют три главных пояса ветров:

- пояс постоянных восточных ветров в тропической зоне от экватора до конских широт, называемых пассатами. Даже над однородной поверхностью эти ветры не охватывают Землю непрерывным поясом, а представляют собой ветры южной периферии субтропических антициклонов;

- пояс преобладающих западных ветров умеренных широт, расположенный в зоне от конских широт примерно до полярных кругов;

- пояс приполярных восточных ветров.

Особенности реальной циркуляции

Поскольку общая циркуляция атмосферы развивается над реальной горизонтально неоднородной земной поверхностью, а солнечная радиация имеет сезонные изменения, то поле давления и ветровые пояса реальной циркуляции существенно отличаются от идеальной картины.

Вследствие влияния расположения континентов и горных хребтов на них искажаются формы и размеры основных барических поясов и постоянно существующих барических центров, называемых центрами действия. Расположение на картах центров действия и связанных с ними систем ветров, а также их названия следует запомнить:

- *экваториальная ложбина* перемещается от января к июлю из Южного в Северное полушарие. Она состоит из множества неглубоких циклонов;

- *субтропические антициклоны* (Тихоокеанский и Азорский максимумы в Северном полушарии) меняют форму и положение центра. Они существуют постоянно и называются центрами действия атмосферы;

- *циклонические центры действия* умеренных широт (Алеутский и Исландский минимумы в Северном полушарии). Они также меняют форму и расположение от зимы к лету, но существуют постоянно.

За счет зимнего выхолаживания континентов в Северном полушарии появляются обширные и глубокие антициклоны: Канадский и Сибирский. Они относятся к сезонным явлениям общей циркуляции атмосферы.

В летнее время эти антициклоны исчезают, а на юге Азии (южнее Центрально-Азиатского горного массива) за счет прогрева континента появляется большая область пониженного давления.

В летнее время область повышенного давления над Северным полюсом ослабевает и трансформируется в зону пониженного давления. Над Южным полюсом Антарктический антициклон существует постоянно, летом он только сокращается по площади.

Муссоны

Сезонные изменения поля приземного давления приводят к тому, что в ряде районов Земли ветры, мало меняющие направление внутри одного и того же сезона, со сменой сезона меняют направление почти на противоположное. Такие ветровые системы называются *муссонами*.

Наиболее известен Азиатский муссон. В зимний период циркуляция над Восточной Азией определяется Сибирским антициклоном, а в летний период он исчезает и на юго-востоке Азии образуется обширная область пониженного давления. Потoki воздуха в этой области зимой приносят сухой и холодный воздух из глубин континента.

Летом потоки воздуха несут в этот регион очень влажный и теплый воздух Индийского океана, который еще и разогревается над самим континентом, тем самым становясь сильно неустойчивым. В результате возникает, например, знаменитый Индийский муссон, когда в июле – августе выпадают сильнейшие конвективные ливни с грозами. Особенно сильные дожди выпадают в предгорьях Гималайских гор. Примерная схема муссонной циркуляции над побережьем Индии приведена на рис. 94.

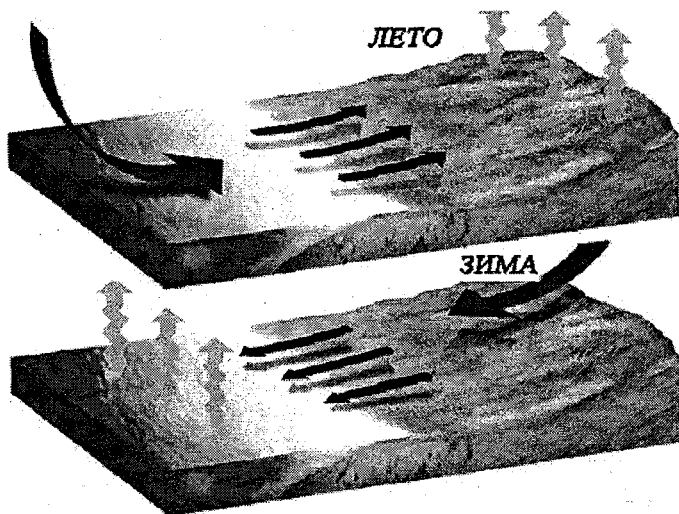


Рис. 94. Схема смены направления приземных ветров при муссонной циркуляции над Индией.

В России муссоны характерны для Восточного побережья Тихого океана, особенно для Дальнего Востока и Сахалина.

Струйные течения

Горизонтальный термический градиент направлен от экватора к полюсам, поэтому термический ветер поворачивает с высотой все ветра в области умеренных широт в западном направлении. Особенно силен эффект термического ветра в широтных поясах $30-40^\circ$, где ячейка Гадля граничит с ячейкой Ферреля, что приводит к существованию в этой зоне очень большого горизонтального термического градиента. Там образуется струйное течение умеренных широт, которое иногда называется «полярное струйное течение».

Струйное течение представляет собой полосу быстро движущегося воздуха, опоясывающую земной шар почти под самой тропикой. Полоса больших скоростей может расщепляться на несколько рукавов. Положение зоны максимума скорости колеблется вдоль меридиана (меандрирует), летом она проходит ближе к экватору, а зимой – дальше от него.

Скорости струйного течения зимой больше, чем летом, потому что зимой более резко выражено различие температур между экваториальными и полярными широтами. Полярное струйное течение задает направление перемещения циклонам и таким образом влияет на погоду умеренных широт.

Зимой дополнительно к полярному струйному течению образуется субтропическое струйное течение. В отличие от полярного, оно не связано с фронтами у земной поверхности. Примерное положение и характер потоков в струйных течениях показан на рис. 95.

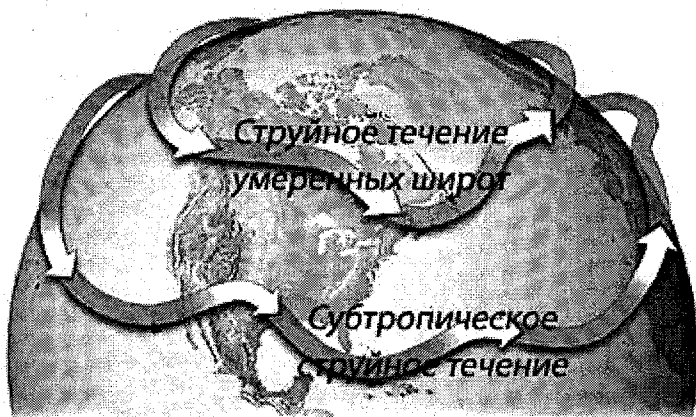


Рис. 95. Взаимное расположение и характер течения воздуха в струйных течениях Северного полушария.

Лекция 15

ОСНОВНЫЕ СИНОПТИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ

Факторы формирования погоды

Погода в каждом районе Земли складывается под влиянием нескольких факторов. Основными синоптическими объектами, определяющими устойчивую погоду в течение нескольких дней, являются *воздушные массы*. Это большие области тропосферы, воздух в которых почти однороден по температуре, влажности и запыленности. Они формируются в таких районах (очагах) с однородной подстилающей поверхностью, где по условиям общей циркуляции атмосферы воздух пребывает достаточно долго (антициклонические области). Воздух приобретает свойства подстилающей поверхности и потом долго сохраняет их при перемещении воздушных масс по Земле.

Основные типы воздушных масс по очагам формирования: Арктические (А), Полярные или умеренных широт (Р), Тропические (Т), Экваториальные (Е). Дополнительно учитывают морское (m) или континентальное (с) происхождение воздушной массы. Положение очагов формирования приведено на рис. 96. Пример расшифровки: сР+сА означает, что в этом районе формируются континентальные воздушные массы арктического и полярного типа.

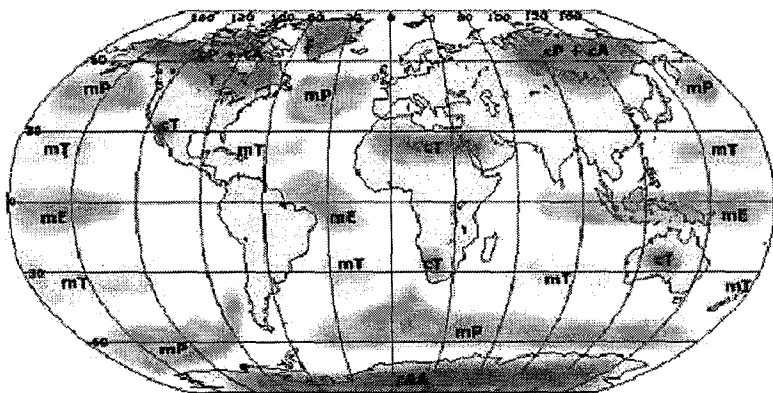


Рис.96. Расположение основных воздушных масс атмосферы Земли.

Зная климатические условия в очаге формирования, можно сделать вывод о температуре и влажности, свойственной этим воздушным массам. Более важно для прогноза погоды учесть, что, перемещаясь в другой регион, воздушные массы испытывают *трансформацию*, т.е. их свойства постепенно изменяются при прогреве или увлажнении от подстилающей поверхности.

Если воздушная масса движется от более теплой (холодной) подстилающей поверхности в сторону более холодной (теплой), она называется *теплой (холодной)*. Аналогично определяются и понятия «влажной» и «сухой» воздушной массы.

Понятно, что в теплой воздушной массе будет по мере движения усиливаться устойчивость, а холодная становится неустойчивой. Это важно для понимания, какие образуются облака.

Воздушные массы определяют погоду в течение нескольких дней, а смена воздушных масс при их перемещении в районе наблюдений происходит в течение нескольких часов. Это значит, что на границе воздушных масс образуются узкие зоны перехода, которые называются *атмосферными фронтами*.

В узкой зоне фронта метеорологические величины (температура, влажность, направление ветра) изменяются значительно сильнее, чем внутри воздушной массы. Вследствие изменения температуры и влажности меняется и плотность. Это значит, что более плотный (более холодный и сухой) воздух стремится подтекать под менее плотный (более теплый и влажный). Поэтому атмосферные фронты наклонены в сторону более холодного воздуха, хотя угол наклона и очень мал (тангенс угла наклона примерно 0,01 – 0,02).

Если воздушные массы обычно представляют собой области повышенного давления, то фронты, разделяющие их, обычно располагаются в областях пониженного давления – ложбинах. Наиболее сильно влияют на погоду движущиеся фронты, хотя бывают и стационарные. Чем быстрее движется фронт, тем хуже погода в районе его прохождения. Так же как и воздушные массы, фронты, движущиеся в сторону более холодной воздушной массы, называются *теплыми фронтами*, а движущиеся в сторону теплой воздушной массы – *холодными фронтами*. Характер движения воздуха в зоне фронтов показан на рис.97.

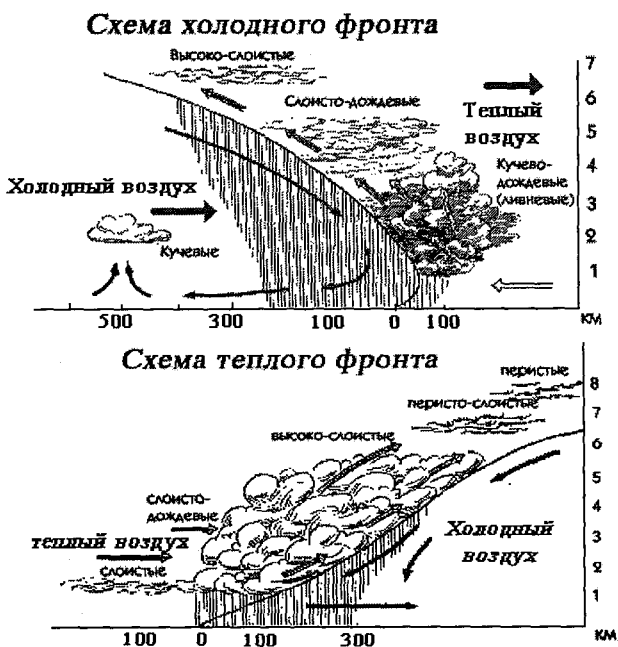


Рис.97. Движение воздуха, облачность и осадки при прохождении фронтов.

Если приближается *теплый фронт*, то происходит подъем теплого воздуха по клину холодного воздуха. При этом сохраняется устойчивость воздуха в зоне фронта. Скорости горизонтального продвижения фронта 20 – 30 км/ч, а восходящие потоки имеют скорость 1 – 2 см/с. Это небольшие скорости. Они приводят к формированию системы слоистой облачности.

Сначала наблюдатель видит нити перистых облаков, которые, по мере приближения теплого фронта, превращаются в перисто-слоистые облака. Дальнейшее снижение и уплотнение облачности приводит к появлению высоко-слоистых облаков. Наконец появляются слоисто-дождевые облака, и начинается выпадение обложных осадков.

Если приближается *холодный фронт*, то холодный воздух подтекает под теплый. Это приводит к статической неустойчивости и возникновению сильных конвективных токов (скорость 0,1 – 10 м/с) перед самым холодным фронтом. Для холодного фронта характерна кучево-дождевая облачность.

Наблюдатель видит мощное кучевое облако, вершина которого окружена перистыми облаками. Приближение облака связано с порывами ветра (шквалами), которые иногда достигают ураганной скорости. Затем начинается сильный ливень, часто гроза и град. В некоторых случаях эти конвективные системы порождают смерчи.

На метеорологических картах фронты обозначаются стандартными обозначениями, приведенными на рис.98.

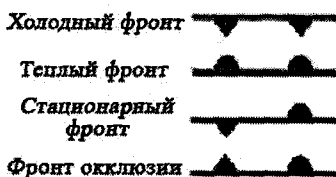


Рис.98. Условные обозначения фронтов на картах погоды.

Циклоны и антициклоны умеренных широт

Перемещения воздушных масс и фронтов, определяющие погоду в каждом районе Земли, тесно связаны с характером и эволюцией барического поля. Характер барического поля определяется расположением и перемещениями основных барических систем: циклонов и антициклонов – циклонической деятельностью. В Северном полушарии в циклоне циркуляция воздуха происходит против часовой стрелки, в антициклоне – по часовой стрелке (в Южном полушарии циркуляция в барических образованиях противоположная). Представление об этих барических системах дает рис. 99.

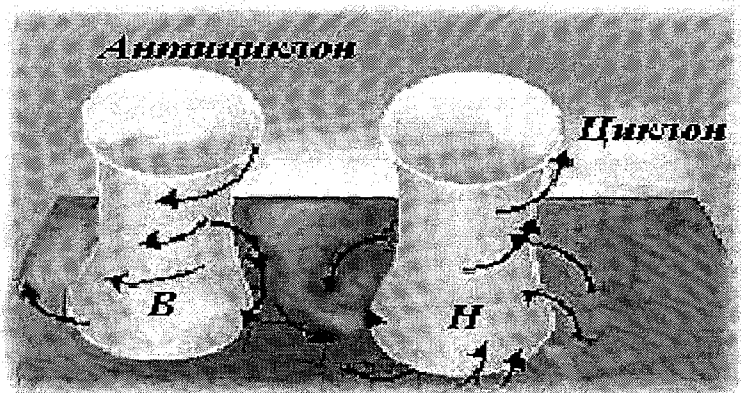


Рис.99. Основные барические образования в атмосфере (схема).

В зависимости от географического района и связанных с ним особенностей формирования различают:

- циклоны умеренных широт,
- антициклоны умеренных широт,
- тропические циклоны,
- субтропические антициклоны.

Циклоническая деятельность в умеренных широтах тесно связана с атмосферными фронтами. Обычно циклоны и антициклоны умеренных широт возникают у поверхности земли. Антициклоны образуются в холодной воздушной массе недалеко от линии фронта. Развитие циклонов, в соответствии с представлениями метеорологов, происходит непосредственно на фронтах по схеме, предложенной в начале XX в. норвежскими учеными. Основные этапы эволюции циклонов показаны на рис.100.

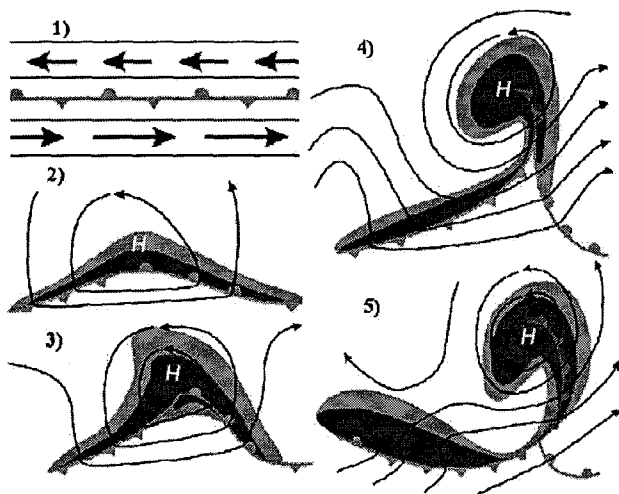


Рис.100. Стадии жизненного цикла циклонов (обозначения в тексте).

Пусть существует почти прямолинейная граница, разделяющая теплый воздух на юге и холодный на севере (1). Если над этой границей проходит волновое возмущение струйного течения, то под ним образуется фронтальная волна (2), в зоне которой начинаются осадки. Поскольку холодный участок фронтальной волны движется быстрее теплого, волна преобразуется в развитый циклон (3). Со временем холодный фронт догоняет теплый и захва-

тывает его, образуя фронт окклюзии (4). Этот процесс продолжается до тех пор, пока фронт окклюзии не отрезает большую часть теплого фронта от расположенной на юге теплой воздушной массы. После этого циклон становится холодным и постепенно размывается, а граница между теплой и холодной воздушной массой снова спрямляется (5).

Погода в барических образованиях определяется знаком свойственных им вертикальных потоков воздуха. В антициклоне господствуют нисходящие потоки, поэтому в них образуются *инверсии*. Это приводит к малооблачной погоде без осадков, а значит, к летней жаре или зимним холодам, достигающим масштаба природных катастроф, если антициклон надолго задерживается на данной территории.

В циклоне преобладают восходящие потоки, это значит, что воздух охлаждается, и возникают облака и осадки. На снимках с ИСЗ циклон обычно опознается по облачной системе в форме запятой. Погода зависит от того, как располагается наблюдатель по отношению к центру перемещающегося циклона. Если наблюдатель находится в южной половине циклона, то погода будет определяться последовательным прохождением сначала теплого фронта (обложные дожди), а несколько позже холодного (ливни, грозы, град, шквал). Между ними некоторое время будет теплая и влажная погода (туманы, морозящие дожди), характерная для *теплого сектора* циклона. Если наблюдатель находится с северной стороны, то погода будет ветреная, облачная, с осадками.

Особое значение имеют *субтропические антициклоны*. Это обширные и малоподвижные центры высокого давления. Они располагаются в конских широтах ($20 - 30^{\circ}$). Тропосфера над ними теплая и поэтому они распространяются на всю тропосферу. Именно эти антициклоны при климатологическом усреднении порождают постоянный субтропический максимум, состоящий из центров высокого давления.

На ежедневных картах погоды видно, что эти антициклоны в центрах действия не существуют непрерывно, а медленно смещаются к востоку или образуют гребни, распространяющиеся на восток. А на место центра действия смещается с северо-запада новый антициклон.

Особенности погоды субтропических антициклонов определяет высоко расположенная инверсия, которую называют пассатной инверсией. Она является следствием постоянных нисходящих потоков воздуха из верхней тропосферы. Из-за ограничивающего действия пассатной инверсии, несмотря на высокую влажность и неустойчивость пограничного слоя антициклона, в субтропических антициклонах могут существовать только плоские кучевые облака и почти полностью отсутствуют осадки. Из-за пассатной инверсии складывается климатический режим субтропических пустынь.

Тропические циркуляции

В тропических широтах обоих полушарий солнце круглый год стоит высоко над головой в течение дня. Поэтому температура там не испытывает сезонного хода. Условия погоды в тропической зоне меняются из-за возникновения мощных конвективных систем. Эти конвективные системы развиваются вдоль *зоны внутритропической конвергенции*, а также на возмущениях пассатных ветров над океанами.

Зона внутритропической конвергенции хорошо различима на снимках из космоса, благодаря широкой полосе мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. Эти облака возникают при конвекции, которая поддерживается вследствие конвергенции воздушных потоков. Конвергенция является следствием сходимости северовосточного пассата Северного полушария и юго-восточного пассата Южного полушария (см. рис. 92, б).

Вследствие близости к экватору зона внутритропической конвергенции получает самое большое количество солнечного тепла, которое расходуется на испарение воды и генерацию основного запаса атмосферной влаги. Сочетание большой влажности и динамической конвергенции дает энергию для развития мощных конвективных потоков, приводящих к образованию самых высоких кучево-дождевых облаков на Земле. Поэтому там бывают сильнейшие тропические ливни и грозы.

Поскольку зона внутритропической конвергенции следует за максимумом солнечной радиации, то она перемещается из зимнего полушария в летнее вместе с изменением склонения солнца в годовом ходе. Поэтому конвективные дожди определяют сезонность в тропической зоне, разделяя год на сухие и влажные периоды.

Важным элементом циркуляции тропической зоны являются колебания направления пассатных ветров. За счет них создаются достаточно большие по площади зоны конвергенции, которые служат генератором вертикальных потоков воздуха. Вертикальные токи пассатных волн создают такие благоприятные условия для развития кучевых облаков в пограничном слое, что они пробивают слой пассатной инверсии. Возникают конвективные комплексы мощных кучевых облаков, достигающих тропопаузы и распространяющихся в стратосферу. Они называются «горячими башнями» и играют важнейшую роль в тепло- и влагообмене низких и высоких широт.



Рис. 101. Спутниковый снимок и схема строения тропического циклона.

Если такой конвективный комплекс проходит над участком океана, температура воды которого более 27°C , то он получает дополнительную энергию и может начаться процесс формирования *тропического циклона* (рис.101). В отличие от циклонов умеренных широт тропические циклоны (их еще называют ураганами или тайфунами) не нуждаются во фронтах при образовании.

Поскольку в теплом воздухе давление с высотой падает более медленно, чем в соседних районах, над теплым ядром в верхней тропосфере образуется область повышенного давления, а под ним у поверхности земли давление окажется пониженным. Под влиянием силы градиента давления в верхних слоях начнется отток воздуха в стороны от центра, а это приведет к потере массы воздуха в атмосферном столбе и, в свою очередь, еще более понизится давление у земли под теплой областью. Так у поверхности океана возникнет сила барического градиента, направленная к центру области прогрева.

На вращающейся Земле силу барического градиента стремится уравновесить сила Кориолиса, и под действием этих сил около области пониженного давления возникнет криволинейное движение воздуха по концентрическим траекториям, направленное против часовой стрелки (в Северном полушарии). В таком движении возникает центробежная сила, которая тем больше, чем ближе к центру.

Баланс этих трех сил возможен только на определенном расстоянии от центра. На этом расстоянии формируется зона сильнейших круговых ветров. Более близкие к центру воздушные частицы отбрасываются центробежной силой к этой зоне изнутри. Более далекие от центра частицы воздуха, расположенные там, где центробежные силы меньше, чем сила градиента давления, подталкиваются к зоне сильных ветров.

Поскольку зона равновесия становится областью, куда стремится воздух с обеих сторон, втянутый туда поток начинает подниматься вверх и охлаждаться. Водяной пар, содержащийся в втянутом воздухе, конденсируется и образует кольцо кучево-дождевой облачности и осадков вокруг центра тропического циклона. Так возникает «стена» облаков, окружающая «глаз» тропического циклона (см. рис. 101). Тепло конденсации создает допол-

нительный нагрев, необходимый для дальнейшего понижения давления в нижних слоях тропосферы. В области центра, по краям которой воздух втягивается в стену, возникают компенсационные нисходящие токи, также способствующие дополнительному нагреву и дальнейшему падению давления. Давление по области глаза выравнивается, сила барического градиента уменьшается и ветер стихает. Это и будет область «глаза» тайфуна.

Воздух, втягиваемый в стену глаза от периферийной части циклона, собирает с поверхности океана испаряющуюся воду и приносит ее к зонам подъема, где она преобразуется в тепло в процессе подъема и конденсации. Так возникает почти неисчерпаемый источник энергии тропического циклона. После конденсации воздух, поднявшийся в стене, оказывается высоко над центральными областями тропического циклона, в области высокого давления. Оттуда он растекается по верхним слоям атмосферы, унося избыточное тепло.

Тропические циклоны по размеру меньше циклонов умеренных широт, но ветер и ливни в них гораздо сильнее. В сочетании с нагонными волнами тропические циклоны, выходящие на побережья океана, приносят огромные разрушения.

Метеорологи следят за обнаруженным тропическим циклоном. Для скорости идентификации каждому тропическому циклону дают индивидуальные имена из списков, принятых Всемирной Метеорологической Организацией. Каталоги тропических циклонов регулярно публикуются.

Роль планетарных процессов в формировании погоды

Если перемещение воздушных масс и фронтов контролируется циклонической деятельностью, то сама циклоническая деятельность контролируется циркуляцией планетарного масштаба. Планетарная циркуляция имеет вид волновых возмущений высотных барических полей и полярных струйных течений. Эти объекты относятся к общей циркуляции атмосферы. Поскольку планетарная циркуляция атмосферы оказывается непрерывно меняющейся, важную роль в определении преобладающих направлений перемещения циклонов и антициклонов играют *типы атмосферной циркуляции*.

Определенный тип циркуляции проявляется в том, что в течение 3–6 сут. над достаточно большими секторами Северного (Южного) полушария сохраняется определенное направление барических и термических градиентов в средней тропосфере, а значит, и направление перемещений циклонов и антициклонов у земли. В первом приближении следует различать *зональный* и *меридиональный* типы атмосферной циркуляции. Представление о различиях направлений основных воздушных потоков в этих типах можно получить с помощью рис. 102.

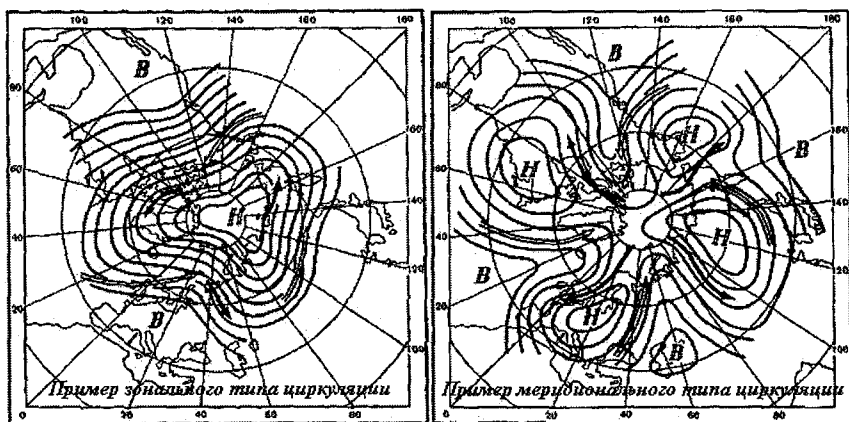


Рис. 102. Зональный и меридиональный типы атмосферной циркуляции над Северным полушарием.

При зональном типе циркуляции над полушарием господствует западно-восточный перенос. При меридиональном типе циркуляции вне тропиков бок о бок располагаются малоподвижные циклоны и блокирующие антициклоны.

При различных типах циркуляции в одни и те же сезоны на одной и той же территории может быть разная погода, потому что ее будут определять синоптические объекты разных видов и с разными свойствами.

Лекция 16

ПОНЯТИЕ О КЛИМАТЕ. ТИПЫ КЛИМАТОВ ЗЕМЛИ

Климат

Климат является одной из физико-географических особенностей местности. Он представляет собой совокупность характеристик состояния атмосферы, свойственных определенному месту.

Основные климатообразующие процессы иногда называют факторами климатообразования. К ним относят следующие процессы:

1) *теплооборот:*

- приход солнечной радиации;
- излучение Земли и атмосферы;
- теплопроводность (молекулярная и турбулентная);
- адвекция тепла в атмосфере и водоемах;
- теплообмен при испарении/конденсации.

2) *лагооборот:*

- испарение и транспирация;
- конденсация и выпадение осадков;
- перенос водяного пара в атмосфере.

3) *общая циркуляция атмосферы:*

- поддержание центров действия и струйных течений в атмосфере Земли в результате процессов теплооборота и вращения Земли;
- поддержание структуры атмосферы (воздушных масс и фронтов);
- непрекращающиеся циклы возникновения и исчезновения циклонов и антициклонов;
- местные циркуляции воздуха в пограничном слое атмосферы.

Все эти процессы взаимосвязаны, поэтому каждая из метеорологических величин, описывающих климат, является результатом совместного действия всех климатообразующих факторов.

Поскольку климат места определяется его географическим положением, следует указать, как характеристики положения или

географические факторы воздействуют на климатообразующие процессы.

Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту солнца и продолжительность облучения. Это является основной причиной географической зональности. Положение солнца, а значит, *географическая широта*, определяет зональность в распределении температуры воздуха. Зональность в распределении температуры приводит к зональности других метеорологических величин климата и является основой *закона географической зональности*.

Распределение суши и моря определяет деление типов климата на морской и континентальный. Зональность климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. Расстояние от береговой линии существенно влияет на режим температуры, влажности, облачности, осадков, определяя степень континентальности климата.

Океанические течения создают особенно резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию. Теплые и холодные океанические течения обнаруживаются на средних картах температуры воздуха языками тепла или холода.

Атмосферное давление с высотой падает, солнечная радиация и эффективное излучение возрастают, температура, удельная влажность убывают. В результате климатические условия могут сильно различаться в зависимости от *высоты места*. Изменения с высотой намного больше, чем изменения в горизонтальном направлении.

На климатические условия в горах влияет не только высота местности, но и высота и направление соседних горных хребтов, экспозиция склонов, направление преобладающих ветров, ширина долин, крутизна склонов. Задерживая перенос масс холодного или теплого воздуха, горы создают резкие разделы в распределении температуры на больших географических пространствах. Таким образом, важным географическим фактором является *рельеф*.

Влияние на климат характера подстилающей поверхности (вода, снег, растительность) проявляется по-разному в зависимости от занимаемой площади. Сезонные колебания границы снежного покрова в масштабе полушария или постоянные ледники имеют планетарное значение. Но различие в видах растительного покрова в основном имеет микроклиматическое значение, распространяясь преимущественно на приземный слой воздуха и на небольших площадях.

Представление о климате места можно получить путем специальной обработки данных наблюдений метеорологических станций. Однако эти станции не охватывают всей поверхности Земли. Зависимость климата от географических условий позволяет выявить *типы климата* – сочетания климатических характеристик, свойственные определенным сочетаниям географических факторов, воздействующих на климатообразующие процессы. Зная тип климата данного места, можно указать диапазон изменения метеорологических характеристик, не имея данных наблюдений.

Классификация климатов – это выявление типов климатов и изучение распределения этих типов по Земле. При выделении типов климата могут быть приняты различные критерии сходства и различия, поэтому существует несколько классификаций климата (Кеппена, Торндайка, Алисова, Берга, Будыко). Выбор подходящей типизации производится специалистом в зависимости от решаемой задачи.

Наиболее распространена в мире количественная классификация климатов Кеппена. Для сокращения описания типа в ней применяются трехбуквенные идентификаторы. Первый идентификатор определяет главную особенность климата. Вторым, уточняющим, указывает на региональные особенности. Третий показывает важные детали, если они есть. Классификация проведена по самым доступным данным – по температуре и годовой сумме осадков, что делает ее легко применимой в любой области науки и техники.

Главная особенность климата – его зональность, выделяется в классификации Кеппена по термическим границам. Термические границы зон приняты следующими:

– А – все месяцы года имеют температуру не ниже 18°C (это зона тропических лесов, не имеющая зимы);

–С – температура самого холодного месяца ниже 18°C , но выше -3°C (это умеренно теплые зоны без регулярного снежного покрова зимой);

–D – температура самого теплого месяца в тех же пределах, но температура самого холодного месяца ниже -3°C (это зоны климата с резко выраженными зимой и летом);

–E – температура самого теплого месяца ниже 10°C (это приполярные зоны снежного климата).

Дополнительные детали температурного режима учитываются вторыми индексами:

–а – температура самого теплого месяца выше 22°C ;

–b – температура самого теплого месяца ниже 22°C , но не менее четырех месяцев имеют температуру выше 10°C ;

–с – лишь от одного до трех месяцев имеют температуру выше 10°C ;

–d – температура самого холодного месяца ниже -38°C (это область наиболее холодной зимы в Восточной Сибири).

Увлажнение – это другая главная особенность, учтенная в классификации Кеппена через годовые суммы осадков. Главная засушливая зона Земли располагается в районе тропиков и субтропиков и имеет те же границы по температуре, что и зона А. Поэтому она выделена в зону В, зону субтропических пустынь и степей.

Учет различия в сезонном характере увлажнения позволяют индексы:

–f – равномерное увлажнение весь год;

–m – увлажнение, прерываемое коротким сухим сезоном;

–s – территории с сухим летом;

–w – территории с сухой зимой;

–h – сухой при сильной жаре;

–k – сухой и при сильном холоде.

Основные типы климата Земли по Кеппену можно получить, используя следующие сочетания букв:

–Af – климат тропических дождевых лесов;

–Aw – климат саванн (климат As противоречит годовым изменениям атмосферной циркуляции);

–BW – климат тропических пустынь;

–BS – климат степей;

- Bs – климат засушливых внутриконтинентальных степей;
- Cw – умеренно теплый с сухой зимой климат муссонных областей;
- Cs – умеренно теплый с сухим летом и влажной зимой;
- Cf – умеренно теплый с равномерным увлажнением;
- Dw – холодный климат с сухой зимой;
- Dfc – холодный климат с равномерным увлажнением ;
- E – климат тундры;
- Ef – климат вечных морозов;
- H – климат высокогорных плато. Он тесно связан с климатом равнинной зоны, в которой находится, имеет те же сезоны и сухие и влажные периоды, но значительно холоднее климата равнины.

На рис.103 приведена соответствующая карта. Анализируя значения первого, второго и третьего индексов, с помощью нее можно получить исчерпывающую картину распределения климатов по Земле.

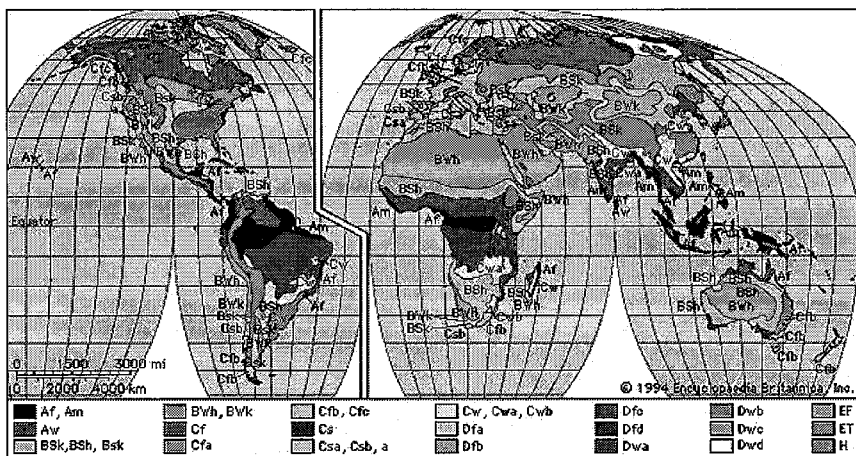


Рис. 103. Размещение климатов различных типов по классификации Кеппена.

Микроклимат

Глобальные особенности климата определяются широтой места (экватор, тропики, умеренный или полярный пояса) и положением на континенте (западная часть или восточная).

Региональные особенности климата определяются высотой места, преобладающими ветрами, расстоянием от моря и океаническими течениями.

Микроклимат возникает вследствие мелкомасштабных неоднородностей внутри климатических зон. На небольших расстояниях между точками могут существенно меняться такие факторы, как:

- 1) топография местности;
- 2) экспозиция склонов;
- 3) альbedo подстилающей поверхности;
- 4) увлажненность подстилающей поверхности;
- 5) растительность;
- 6) антропогенные факторы:
 - заселенность местности,
 - загрязненность местности.

Рассмотрим, что именно и как меняется при микроклиматических изменениях. Влияние топографии проявляется следующим образом.

– Суточный ход температуры склонов больше, чем дна долин, так как склоны быстрее нагреваются солнцем и охлаждаются эффективным излучением.

– Продолжительность солнечного освещения меняется под влиянием окружающего рельефа в долинах меньше, чем на вершинах.

– Влияние высоты сказывается в понижении температуры и влажности возвышенностей, приводит к образованию инверсий, повышению частоты туманов и низкой облачности.

– За счет стекания по склонам холодного воздуха в долинах ночью образуются «озера холода».

– Образование «озер холода» в горных долинах ведет к возникновению холодных стоковых ветров таких, как мистраль или как бора.

Влияние экспозиции склонов проявляется по отношению к положению солнца (северный склон, южный склон и т. д.) и по отношению к преобладающим ветрам (навстречный или подветренный склоны). Влияние экспозиции склонов можно систематизировать следующим образом:

- 1) по отношению к положению солнца:
 - теневой склон дольше сохраняет снег;
 - теневой склон получает меньше радиации и более холодный;
 - в тени больше влажность;
 - различие нагрева склонов приводит к образованию горно-долинных ветров.
- 2) по отношению к преобладающим ветрам:
 - наветренный склон получает больше осадков, чем подветренный;
 - долины, ориентированные по ветру, более влажны;
 - на выходе долин и на перевалах создаются условия для сильных ветров горных проходов.

Влияние неоднородностей альбедо особенно сильно проявляется при неравномерном залегании снега или льда, чередующегося с открытой водой и влажной почвой. Заснеженные участки имеют тенденцию долго сохранять снег за счет большого альбедо.

Влияние увлажненности проявляется при близости интересующего участка к водоему или при неравномерности увлажнения подстилающей поверхности. Близость к водоемам приводит к уменьшению амплитуды суточного и годового хода температуры местности. Вблизи берегов водоемов систематически образуются местные ветры (бризы). Изменение направления ветра у берегов способствует конвергенции воздушных потоков и ведет к усилению фронтальных осадков. Более влажные участки суши стимулируют выпадение дополнительных осадков. Это связано со снижением высоты уровня конденсации над ними.

Влияние растительности проявляется несколько по-разному для лесов и низкорослой растительности. Леса значительно уменьшают скорость ветра, понижают температуру на $1-2^{\circ}$ по сравнению с открытой местностью. Влажность в лесу близка к насыщающей и меняется мало. Леса очень сильно испаряют влагу.

Другая растительность также уменьшает амплитуды колебания температур, снижает скорости ветра, закрепляет почву и задерживает снеговой покров на ней, уменьшает циркуляцию воды в водоемах.

Влияние антропогенных факторов на микроклимат в настоящее время приобретает очень большое значение, так как влияет на условия проживания людей. Урбанизация сказывается через образование городских «островов тепла», т.е. рост на 2–3⁰ температуры городов по сравнению с окружающей природой. Это связано, во-первых, с повышением температуры с ростом плотности населения поселков и городов за счет обогрева зданий и тепловыделения автотранспорта и предприятий; во-вторых, с уменьшением испарения, связанным с асфальтированием и застройкой; в-третьих, с изменением альбедо поселений за счет искусственного орошения и создания парков.

Рост загрязнения приводит к необратимым изменениям характера подстилающей поверхности, а значит, и ее физических свойств. Кроме того, загрязнение вызывает опасные изменения состава воздуха. Поэтому загрязнение является причиной:

- повышения повторяемости опасных для биосферы и человека явлений (смог, кислотные дожди);
- увеличения мутности тропосферы и стратосферы, вызывающей повышение альбедо и уменьшение толщины озонового слоя;
- увеличения концентрации газов, способствующих парниковому эффекту (углекислый газ, метан).

Лекция 17

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Свидетельства изменчивости климата

При осреднении данных наблюдений за несколько десятилетий выявляются различия средних величин. Однако массовые метеорологические наблюдения ведутся еще только 100 лет. Об изменчивости климата за более длительный период свидетельствуют данные летописей и хроник. В них отмечали отдельные катастрофические аномалии погоды, приводили описания самых суровых зим или самых засушливых лет. Климатологический анализ этих источников позволяет реконструировать климат последнего тысячелетия.

Приближенные оценки изменений климата за более длительные промежутки времени получают из физических или биологических данных.

— Колонки льда, полученные при бурении ледников, позволяют установить состав воздуха захваченных в лед пузырьков. Важную информацию дают и другие свойства реликтового льда.

— Морские осадочные породы органического происхождения, например кораллы, свидетельствуют о количественных, качественных и видовых изменениях со временем флоры и фауны океанов и морей, связанных с колебаниями климата.

— Морские осадочные породы неорганического происхождения (виды глин, пыль, занесенная с континентов) также служат для идентификации палеоклимата.

— Геоморфологические и геологические данные на суше (ледниковые отложения, характер выветривания пород, вид береговой линии, ветровые, озерные и пещерные отложения, древние почвы) дают много указаний для идентификации климата.

— Большую информацию о климате содержат остатки наземной растительности (годовые кольца деревьев, реликтовая пыльца и другие остатки растений, обилие и распределение насекомых и других организмов по территории, органический состав озерных отложений).

Изучение косвенных климатических данных показывает, что температура на Земле в прошлом была на 8 – 15 °С выше, чем в настоящее время. За последний миллиард лет теплые периоды прерывались оледенениями примерно 925, 800, 680, 450, 330 и 2 млн лет назад.

Промежуток времени от 2 000 000 до 14 000 лет назад называется плейстоценовым оледенением или ледниковым периодом. В это время огромные ледники несколько раз покрывали Азию, Европу и Северную Америку. Эти ледники были нестатичны: они то отступали, то наступали. В самые холодные фазы ледникового периода температура на Земле была примерно на 4 – 5 °С ниже, чем в настоящее время.

Последняя фаза отступления ледников еще продолжается. Она началась примерно 14 000 лет назад и называется эпохой голоцена. Чередование похолоданий и потеплений отмечается в течение всей этой эпохи. Примерно от 10 000 до 8 500 лет назад возникло похолодание, а затем опять началось потепление. Оно достигло своего максимума 5000 – 3000 лет назад. Тогда климат был на 1 – 2 °С выше современного. Этот промежуток времени климатологи называют *климатическим оптимумом*.

От 3000 до 2000 лет назад опять было похолодание, которое сменило потепление от 2000 до 1500 лет назад, а затем снова похолодание, которое длилось от 1500 до 750 г. до н. э. От 750 – 150 г. до н.э. происходило потепление почти до уровня климатического оптимума.

Время существования Римской империи (150 г. до н.э. – 300 г. н.э.) характеризовалось похолоданием, которое длилось до 900 г. н.э. Период с 900 по 1200 г. н.э. называют *малым климатическим оптимумом*. Он сменился периодом сильных возмущений климата, который продолжался примерно до начала XVI в.

От 1550 до 1850 г. температура на Земле понизилась почти до значений, характерных для начала голоцена. Этот промежуток называют *малым ледниковым периодом*. Температура на Земле была примерно на 1 °С ниже, чем в настоящее время.

Температура за период инструментальных наблюдений показана на рис. 104. Как косвенные, так и инструментальные наблюдения свидетельствуют, что в конце XX в. наблюдались самые высокие температуры за 1200 лет истории человечества.

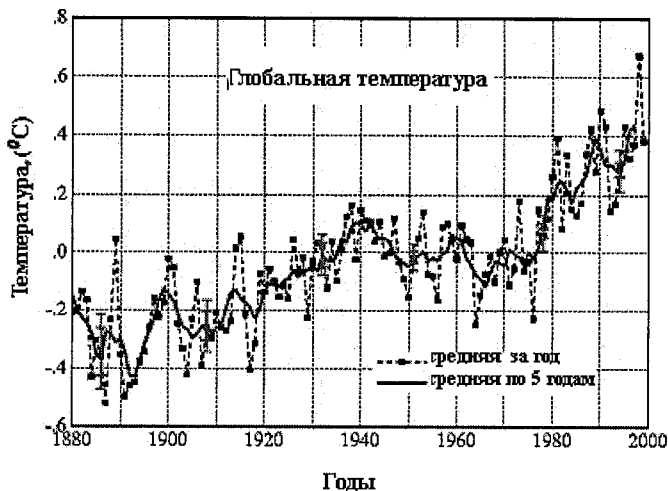


Рис. 104. Измерения температуры за период инструментальных наблюдений.

Изменения климата могут происходить под влиянием внутренних и внешних факторов.

Внешние факторы:

- 1) изменения параметров орбиты Земли,
- 2) изменения солнечного излучения,
- 3) падение небесных тел на Землю.

Внутренние факторы:

- 1) изменение состава атмосферы,
- 2) изменение альбедо:
 - атмосферы,
 - подстилающей поверхности;
- 3) изменение режима теплообмена с океаном,
- 4) извержение вулканов,
- 5) процессы горообразования,
- 6) дрейф континентов.

В настоящее время климатологи считают важнейшими факторами изменений климата: изменения параметров орбиты Земли, состава атмосферы, солнечного излучения и извержения вулканов.

Известны три циклических процесса, изменяющих параметры орбиты и приводящих к колебаниям значений солнечной постоянной.

Первый циклический процесс – это изменение формы орбиты от эллиптической к почти круговой с периодом около 100 000 лет; он называется колебанием эксцентриситета. Чем более эллиптически орбита, тем сильнее вариация солнечной энергии между моментами, когда Земля ближе всего к Солнцу или дальше всего от него. В настоящее время орбита Земли мало эллиптически и разность потока солнечной энергии около 7 %. Во время наибольшей эллиптически эта разность может достигать 20 %.

Второй циклический процесс – это колебание оси суточного вращения земного шара, называемое прецессией. Период этого колебания около 26 000 лет. В настоящее время Земля ближе к Солнцу в январе, чем в июне. Но вследствие прецессии через 13 000 лет она будет ближе к Солнцу в июне, чем в январе. Это приведет к росту сезонных колебаний температуры Северного полушария.

Третий циклический процесс – это изменение наклона земной оси к плоскости эклиптики, имеющее период около 41 000 лет. За это время наклон меняется от $22,5^\circ$ до $24,5^\circ$. В настоящее время он составляет $23,5^\circ$. Чем меньше этот наклон, тем меньше различия между зимой и летом. Более теплые зимы бывают более снежными, а более холодные лета не дают всему снегу растаять. Снег накапливается на Земле, способствуя росту ледников. При росте наклона сезоны выражены более резко, зимы холоднее и снега меньше, а лето теплее и больше снега и льда тает. Это способствует отступлению ледников в полярные районы.

Наиболее резко колебания солнечного тепла выражаются тогда, когда все эти три циклических процесса совпадают по фазе. Тогда возможны великие оледенения или полное таяние ледников на Земле. Впервые теорию астрономических колебаний климата предложил югославский ученый М. Миланкович.

Изменения состава атмосферы наиболее сильно влияют на климат через парниковый эффект. Главнейший из парниковых газов – водяной пар. Его содержание в атмосфере устанавливается в процессе влагооборота и контролируется общей циркуляцией.

Важными парниковыми газами являются также двуокись углерода и метан. Они привлекают особое внимание климатологов, так как их содержание сильно зависит от деятельности человека.

Например, за счет роста объемов сжигаемого топлива концентрация двуокиси углерода в атмосфере возросла за 150 лет примерно на 30 %. Рост концентрации парниковых газов ведет к росту температуры воздуха у поверхности Земли при падении температуры в верхней тропосфере. При этом, кроме общего потепления и таяния ледников, возможно усиление неустойчивости атмосферной циркуляции и рост количества опасных явлений.

Заметными факторами изменения климата являются те, которые изменяют количество поступающей на поверхность солнечной радиации. Например, извержения вулканов. При них возникает помутнение атмосферы двух видов.

Во-первых, пепел и пыль уменьшают прозрачность нижних слоев атмосферы и в течение нескольких месяцев после извержения ослабляют суммарную радиацию в регионе.

Во-вторых, во время мощных извержений в стратосферу падает значительное количество двуокиси серы. Этот газ вступает в реакцию с водяным паром, и в стратосфере образуется мутная пелена, сильно отражающая солнечные лучи. Она постепенно распространяется на весь земной шар и уменьшает поток солнечной радиации примерно на 1–3 года.

Физические процессы, происходящие на Солнце, приводят к образованию на его поверхности областей с температурой, пониженной по сравнению с остальной поверхностью на 6°C . Эти области называются солнечными пятнами, и когда их особенно много, возникает уменьшение инсоляции примерно на 0,1 %. Такое уменьшение в течение нескольких лет может иметь заметные климатические последствия. Поэтому процессы пятнообразования, которые называют солнечной активностью, привлекают большое внимание метеорологов.

Проявление влияния на климат изменений теплообмена между атмосферой и океаном в настоящее время связывают с явлением Эль-Ниньо. Оно ярко выражается в том, что в конце декабря на поверхности океана у побережья Эквадора и Перу вместо холодного течения иногда появляется сравнительно тонкий слой теплой воды. Промежутки, которыми разделены случаи появления Эль-Ниньо, нерегулярны – от одного до девяти лет.

При дальнейшем изучении оказалось, что в годы с развитием Эль-Ниньо в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и на западном побережье Южной Америки усиливаются дожди, в то же время возникают засухи в Индии, Индонезии, Австралии, Восточной Африке, в Центральной Америке и восточной части Южной Америки. Шторма и ураганы усиливаются в Тихом океане и субтропическом поясе Северной Америки. Умеренные широты Северной Америки и дальневосточное побережье Тихого океана характеризуются потеплением зимнего периода. Таким образом, явление Эль-Ниньо имеет планетарный масштаб.

Возникновение этого явления связано с процессом взаимодействия атмосферы и Тихого океана, который называется Южным колебанием. Этот процесс упрощенно можно представить в виде двух фаз, которые в виде схемы изображены на рис. 105.

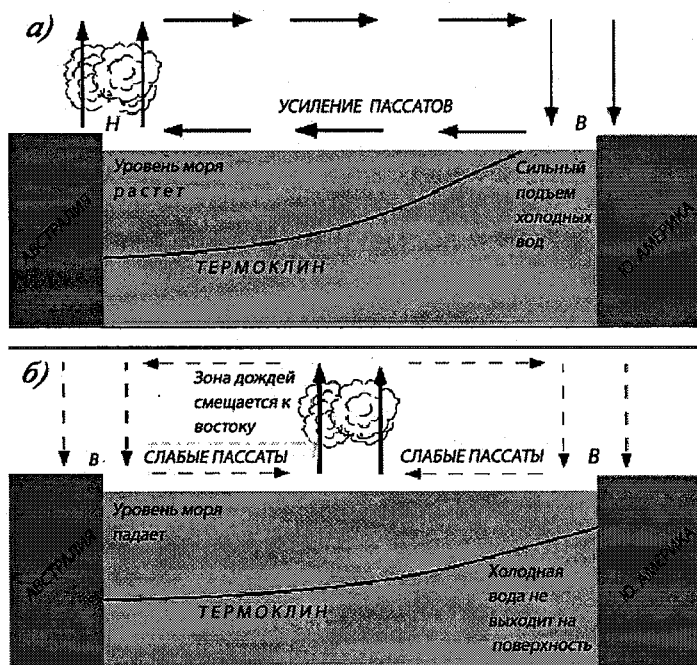


Рис. 105. Сравнение циркуляции атмосферы и океана при нормальном состоянии (а) и при Эль-Ниньо (б).

В нормальной фазе (рис. 105 а) пониженное атмосферное давление наблюдается в районе Индонезии и Австралии, а повышенное – в районе Перу. При этом восточные пассатные ветры достаточно сильны – они гонят поверхностные воды Тихого океана на запад к побережью Австралии и Индонезии. В этих районах развиваются мощные конвективные шторма. У побережья Перу, откуда оттекают поверхностные воды, поднимаются к поверхности океана холодные воды из его глубин, способствуя ясной погоде.

В годы Эль-Ниньо (рис. 105 б) атмосферное давление понижено вдоль побережья Южной Америки и в прилегающих к ней районах Тихого океана. Тогда в западной части Тихого океана возникает слабое повышение давления (именно эту смену знака отклонения давления от нормы и назвал Южным колебанием открывший его английский метеоролог Г. Уокер). В этом случае восточные пассаты ослабевают, а с ними ослабевает и экваториальный перенос вод к западу. Поэтому у побережья Перу накапливается теплая вода на поверхности океана.

Развитие Эль-Ниньо приносит засуху на западное побережье Тихого океана, дожди в экваториальную часть Южной Америки и другие уже отмеченные климатические изменения. После окончания Эль-Ниньо климатическая система обычно возвращается к нормальной фазе, но в некоторые годы происходит более сильный рост давления над побережьем Перу. Это приводит к аномально сильным пассатам и аномально большому выходу на поверхность у побережья Перу холодных глубинных вод. Тогда эти воды распространяются на запад вместе с экваториальным течением в центральную и западную части Тихого океана.

Эти случаи называются Ла-Нинья. Они сопровождаются развитием ураганов в Атлантическом океане, а также засушливым летом в Центральной Америке, аномально сильными муссонными дождями в Индии и юго-восточной Азии, прохладными и влажными зимами в юго-восточной Африке и восточной Австралии, холодными зимами в западной части Северной Америки и очень влажными зимами в восточной части Северной Америки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение этого общеобразовательного курса лекций о метеорологии и климатологии вкратце полезно повторить основные положения и понятия об атмосфере и происходящих в ней процессах.

Сухой атмосферный воздух – это химически устойчивая смесь газов, состав которой постоянен. В большинстве случаев воздух можно рассматривать не как смесь, а как один газ, имеющий известные физические характеристики. Молекулы газа непрерывно движутся под действием тепла, подводимого к нему, формируя давление и температуру каждом объеме воздуха. Эти свойства воздуха обычно описывают законы Бойля - Мариотта и Гей-Люссака. В метеорологии вместо объема используют удельную плотность воздуха и переходят от газовых законов для объемов к уравнению состояния бесконечно малых частиц воздуха.

Газ представляет собой в высшей степени подвижную и легко сжимаемую среду. Как физическое тело он не имеет формы, если он не заключен в сосуд. Атмосферный воздух удерживает вблизи Земли сила тяжести. Молекулы воздуха на любом уровне всегда находятся под давлением молекул воздуха, содержащегося в вышележащих слоях. Вес газовых молекул, находящихся в вертикальном столбе атмосферы, обуславливает форму атмосферы, повторяющую форму Земли, и создает атмосферное давление на поверхность планеты. На каждый квадратный метр поверхности на уровне моря давит воздушный столб массой примерно 1000 кг.

Плотность воздуха на уровне моря составляет можно принять равной $1,3 \text{ кг/м}^3$, с высотой она, как и давление, быстро уменьшается. Вследствие сжимаемости газовой среды не меньше половины общей массы атмосферы располагается на высотах до 6 км. Однако выше 6-ти км тоже находится много газовых молекул, и атмосфера простирается до высоты нескольких тысяч километров.

Лучистая энергия слабо поглощается воздухом. Различные составные части атмосферы обуславливают рассеяние и рефракцию света, проходящего через атмосферу, вызывая оптические эффекты.

Поглощает солнечную радиацию в основном земная поверхность. Количество поглощенной солнечной энергии зависит от конкретного вида каждого участка этой поверхности. Поглощенная радиация нагревает поверхность Земли, а затем снова излучается, но уже в инфракрасном диапазоне. Инфракрасное излучение сильно поглощается атмосферой и нагревает ее. Благодаря этому Земля находится в состоянии лучистого равновесия и в каждый момент времени количество поступающей от солнца энергии компенсируется энергией, излучаемой атмосферой в космос в другом диапазоне электромагнитных волн.

В поглощении и излучении лучистой энергии, а также в накоплении ее Землей важная роль принадлежит водяному пару. Вода обладает весьма необычными физическими и химическими свойствами по сравнению со многими другими веществами. Она имеет большую удельную теплоемкость и является очень устойчивой жидкостью. Она обладает также способностью растворять большинство газов и твердых веществ, встречающихся на Земле. Вода испаряется в атмосферу и круговорот ее замыкается, когда водяной пар, содержащийся в воздухе, снова конденсируется в облаках и выпадает в виде дождя или снега. Испарение основной массы воды происходит в низких широтах. Водяной пар перераспределяется воздушными потоками и конденсируется в разных широтных зонах на разных высотах. При этом выделяется огромное количество скрытой теплоты. Перенос водяного пара в атмосфере приводит к тому, что воздух в высоких широтах оказывается гораздо теплее поверхности Земли.

Воздействие на атмосферу лучистой энергии, поступающей от Солнца и от земной поверхности, усиливает молекулярное движение, повышает температуру воздуха и тем самым влияет на атмосферное давление. Поскольку разные участки Земли нагреваются неодинаково, между ними возникают перепады атмосферного давления. Эти перепады заставляют воздух перемещаться из одних районов в другие, что служит причиной возникновения ветра и, в конечном счете, всей циркуляции атмосферы на нашей планете. Атмосферная и океаническая циркуляции перераспределяют получаемое от солнца тепло. Атмосферу можно рассматривать как гигантскую тепловую машину, которую приводит в действие лучистая

энергия Солнца. Воздух в процессе атмосферной циркуляции переносит тепло в явной и скрытой формах от низких широт в высокие, сглаживая различия температур экватор - полюс, вызываемые неравномерным распределением по широте солнечной радиации.

Сила градиента давления приводит воздух в движение. На движущийся воздух действуют также сила Кориолиса и центробежная сила, а в нижних слоях атмосферы - еще и сила трения. Под действием этих сил воздух в Северном полушарии вокруг областей пониженного давления совершает циклоническое (т. е. против часовой стрелки) вращательное движение, а вокруг областей повышенного давления - антициклоническое (по часовой стрелке) движение.

Распределение континентов и океанов приводит к тому, что в определенных регионах в течение всего года преобладают либо антициклоны, либо циклоны. Такие регионы называются центрами действия атмосферы. Их расположение год от года немного меняется, но это приводит к глобальным перестройкам атмосферной циркуляции.

Сочетание сил, действующих на частицы воздуха, перемещающиеся горизонтально и вертикально, воздушные потоки располагаются в основном в трех крупных областях. Обычно первая область образуется в низких широтах, вторая - в умеренных и третья - в высоких.

В центрах действия или в обширных антициклонах, длительно пребывающих в одном и том же регионе, формируются воздушные массы. Пока воздушные массы формируются, они приобретают свойства, присущие очагам их формирования. Перемещаясь же в другие районы, воздушные массы меняют свои свойства - трансформируются. Названия воздушных масс (теплая или холодная, устойчивая или неустойчивая) позволяют определить очаг их формирования, тем самым и основные их свойства и прежде всего температуру и влажность воздушной массы сравнительно с условиями района, куда они поступают.

Температура и влажность любой воздушной массы меняется с изменением высоты. Если воздух в воздушной массе поднимается, то его температура понижается, несмотря на то, что такая масса непосредственно не теряет тепла.

Над каждым регионом в разное время года преобладают различные воздушные массы. Перемещаясь, одни воздушные массы часто встречаются с другими массами, обладающими совершенно иными свойствами. При их соприкосновении образуются фронтальные разделы, на которых могут возникать циклоны умеренных широт. В зависимости от характера воздуха, находящегося в данном районе, и воздуха, вторгающегося сюда извне, могут возникать атмосферные фронты разных типов (теплые или холодные). Чередование фронтов и воздушных масс над каждым районом является основной причиной смены погоды там.

Сбор метеорологических данных производят с помощью многих приборов. Главным и наиболее надежным источником метеорологических данных являются наблюдения наземных метеорологических станций. Метеорологические данные получают также с помощью воздушных шаров, самолетов, ракет и искусственных спутников Земли. Для обработки данных и их обобщения при анализе погоды применяются новейшие информационные технологии. Результаты наблюдений за температурой воздуха, атмосферным давлением, количеством и виде осадков, скорости и направлении ветра, влажности воздуха наносят условными значками на синоптические карты, используемые для прогноза погоды. Все этапы наблюдений, сбора и обработки метеорологической информации в мире координирует Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО).

В результате статистической обработки стандартных, точных и регулярных метеорологических наблюдений и регистрации явлений погоды складывается представление о климате определенного района. Поскольку климат меняется, очень важно определять характеристики климата за один и тот же интервал (обычно за 30 лет).

Климат регионов зависит от широты места, положения района по отношению к центрам действия атмосферы, континентальности (океаничности) региона, времени года, времени суток, высоты, топографии рассматриваемого района.

В пределах одного и того же района различия ландшафтов приводят к различию климатических характеристик. Например, местные факторы — водоемы, рельеф и другие особенности суши — в разные сезоны года создают в разных районах Земли различ-

ные устойчивые местные ветры. Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях, называются микроклиматом. Характер микроклимата зависит от свойств подстилающей поверхности, от вида растительности на ней, от высоты рельефа местности, формы его и экспозиции по отношению к солнцу и устойчивым ветровым системам.

Благодаря исследованиям климатологов, изучены типы климатов Земли и микроклимат различных ландшафтов в пределах климатических типов. Это позволяет давать важные для практики рекомендации не только для районов хорошо освещенных метеорологическими данными, но и для слабо освещенных данными районов, которых на Земле еще гораздо больше.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Важнейшие уравнения и формулы

Приводимые ниже формулы нужно знать, т. е. уметь: а) по названию записать математическое выражение, б) объяснить метеорологическое назначение формулы и смысл обозначений в ней, в) рассчитать по формуле приблизительно нужную величину с учетом размерностей и порядков постоянных множителей.

N	Название	Формула
1	Уравнение состояния	$p = \rho RT$
2	Абсолютная влажность	$a = \rho_n = \rho q = \frac{e}{R_n T}$
3	Массовая доля водяного пара	$q = \frac{R}{R_n} \frac{e}{p} \cdot 1000(\%)$
4	Формула Магнуса	$E_n = E_0 \cdot 10^{\frac{at}{b+t}}$
5	Относительная влажность	$f = \frac{e}{E_n(T)} \cdot 100\%$
6	Уравнение статики	$dp = -g\rho dz$
7	Барометрическая ступень	$\frac{dz}{dp} = h = -\frac{RT}{gp}$
8	Барометрическая формула	$p_2 = p_1 \cdot \exp \left[-\frac{g}{RT_m} (z_2 - z_1) \right]$
9	Масса атмосферы	$M = \frac{p_S}{g}$
10	Уравнение притока тепла	$c_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} = \frac{\Delta Q}{dt}$

11	Потенциальная температура	$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\kappa/c_p}$
12	Суммарная радиация	$I_s = I_0 \cdot \sin(h_c) + i$
13	Закон Стефана – Больцмана	$B(T) = \sigma T^4$
14	Эффективное излучение	$E_e = E_s - E_a$
15	Радиационный баланс	$R = (I \sin(h_c) + i) \cdot (1-A) - E_e$
16	Уравнение теплового баланса	$R + LE + H + G = 0$
17	Скорость испарения	$E = kU \frac{E_n(T) - e}{p}$
18	Турбулентный поток тепла	$H = -\rho c_p \cdot K \frac{\partial \theta}{\partial z}$
19	Поток тепла в почву	$G = -c\rho\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$
20	Условие конвективной устойчивости воздуха	$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \quad (\gamma < \gamma_a)$
21	Условие конвективной неустойчивости воздуха	$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0 \quad (\gamma > \gamma_a)$
22	Нейтральная стратификация	$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (\gamma = \gamma_a)$
23	Сила барического градиента	$G = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$
24	Сила Кориолиса	$C = 2\omega \cdot \sin \varphi \cdot V$
25	Скорость геострофического ветра	$V_g = \frac{1}{2\omega \sin \varphi \cdot \rho} \frac{\partial p}{\partial n}$

Значения основных постоянных величин

Характеристики Земли

Угловая скорость $\omega = 7,292 \cdot 10^{-5}$ рад/с.

Масса $M = 5,976 \cdot 10^{18}$ кг.

Средний радиус $R = 6371$ км.

Площадь поверхности Земли $S = 511 \cdot 10^6$ км².

Солнечная постоянная $I_0 = 1380$ Вт/м².

Ускорение свободного падения $g = 9,8066$ м/с².

Среднее расстояние Солнце–Земля (астрономическая единица)

АЕ = $149,6 \cdot 10^5$ км.

Свойства воздуха и воды

Газовая постоянная сухого воздуха $R = 287,1$ Дж/кг/К

Газовая постоянная водяного пара $R_{\text{П}} = 461,5$ Дж/кг/К.

Удельная теплоемкость воздуха (при постоянном давлении) $c_p = 1007$ Дж/кг/К.

Удельная теплоемкость воздуха (при постоянном объеме) $c_v = 719$ Дж/кг/К.

Удельная теплоемкость воды $c = 4218$ Дж/кг/К.

Удельная теплоемкость льда (снега) $c_n = 2110$ Дж/кг/К.

Скрытая теплота плавления льда $L_n = 3,34 \cdot 10^5$ Дж/кг.

Скрытая теплота парообразования $L = 2,50 \cdot 10^6$ Дж/кг.

Плотность воды $\rho = 1000$ кг/м³.

Фундаментальные физические постоянные

Универсальная газовая постоянная $R = 8,3145$ Дж/моль/К.

Постоянная Стефана – Больцмана $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/м²/К⁴.

Словарь наиболее употребительных терминов

- Абсолютная влажность** – масса водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха (плотность водяного пара).
- Адвекция** – перенос воздуха, а значит, и его свойств, в горизонтальном направлении.
- Адиабатический процесс** – процесс, происходящий без теплообмена между рассматриваемой системой и окружающей средой.
- Альbedo** – отношение интенсивности солнечной радиации, отраженной поверхностью, к интенсивности этой радиации, падающей на данную поверхность.
- Амплитуда** – разность между максимальным и минимальным значениями метеорологической величины.
- Анемометр** – прибор для измерения скорости ветра.
- Антициклон** – область повышенного атмосферного давления с определенной системой ветра.
- Арктический воздух** – воздушные массы, формирующиеся над снежным и ледяным покровом Арктики или над незамерзшими арктическими морями.
- Атмосфера** – газообразная оболочка Земли.
- Атмосферное давление** – сила, с которой атмосфера действует на единицу площади.
- Атмосферный фронт** – наклонная поверхность раздела между двумя различными воздушными массами.
- Аэрономия** – наука о высоких слоях атмосферы.
- Барометр** – прибор для измерения атмосферного давления.
- Бриз** – ветер, вызванный разностью температур между водоемом и сушей, дующий днем с водоема на сушу, а ночью с суши на водоем.
- Вертикальный градиент температуры** – изменение температуры воздуха, происходящее на единицу высоты, чаще всего на 100 м.
- Влажноадиабатический процесс** – изменение состояния воздуха, содержащего насыщенный водяной пар.
- Влажность воздуха** – общее название группы физических величин, определяющих количественно содержание водяного пара в воздухе.
- Внутритропическая зона конвергенции** – широтный пояс сходимости пассатов в районе экватора, в котором встречаются пассаты Северного и Южного полушарий.
- Воздушная масса** – большая область атмосферы, обладающая сравнительно однородными свойствами воздуха.
- Геострофический ветер** – движение воздуха вдоль прямолинейных изобар, происходящее в том случае, когда уравновешены горизонтальные составляющие сил градиента давления и Кориолиса.
- Гетеросфера** – слой атмосферы выше 100 км, в котором состав воздуха изменяется с высотой в связи с расслоением газов по их относительной молекулярной массе.
- Гигроскопическое вещество** – вещество, поглощающее водяной пар.
- Гомосфера** – нижний слой атмосферы до 100 км, в котором газовый состав воздуха не меняется с высотой в связи с непрерывным перемешиванием.

- Горно-долинный ветер** – ветер, дующий ночью с гор в долины, а днем из долины вверх по склонам гор.
- Град** – атмосферные осадки в виде кусочков льда.
- Градиентный ветер** – движение воздуха вдоль криволинейных изобар, происходящее в том случае, когда уравновешены горизонтальные составляющие сил градиента давления, Кориолиса и центробежной.
- Гроза** – прохождение мощного кучево-дождевого облака, сопровождающееся сильным ветром, ливневыми осадками, молнией и громом.
- Давление** – сила, действующая на единицу площади в направлении перпендикуляра к ней.
- Давление пара** – давление, производимое молекулами водяного пара, находящегося в воздухе.
- Дождемер** – прибор для измерения количества выпавших осадков.
- Изобара** – линия на синоптической карте, соединяющая точки с одинаковым значением давления.
- Изотерма** – линия, соединяющая точки с одинаковым значением температуры.
- Инверсия** – возрастание температуры воздуха с высотой вместо обычного ее убывания.
- Инсоляция** – поступление солнечной радиации на земную поверхность.
- Ионосфера** – слой атмосферы выше 50 км, содержащий значительное число электронов и ионов.
- Испарение** – переход жидкости или твердого тела в газообразное состояние.
- Катабатический ветер** – ветер, вызванный стеканием холодного воздуха из высоко расположенных местностей.
- Классификация Кеппена** – классификаций климатов Земли, имеющая наиболее широкое распространение.
- Климат** – общий характер погоды, установленный по результатам ежедневных метеорологических наблюдений не менее чем за 30 лет и являющийся важной физико-географической характеристикой данного района.
- Климатический режим** – сравнительно однородный климат определенного широтного пояса или другой географической области.
- Климатология** – наука о климате.
- Конвекция** – перенос тепла движущейся жидкостью или газом (в метеорологии перенос свойств воздуха в вертикальном направлении).
- Конденсация** – переход водяного пара в жидкое состояние.
- Континентальный воздух** – воздушные массы, формирующиеся над поверхностью суши.
- Круговорот воды** – полный цикл изменений состояния и переносов воды на Земле.
- Магнитосфера** – область атмосферы, в которой проявляется действие магнитного поля Земли.
- Массовая доля водяного пара** – масса водяного пара, содержащегося в единице массы влажного воздуха (концентрация водяного пара в воздухе).
- Мезосфера** – слой атмосферы, расположенный над стратосферой на высотах от 50 до 80 км, температура в нем слабо понижается с высотой.
- Метель** – сильный холодный ветер, переносящий снег, основная часть которого поднимается с поверхности земли.

- Метеорология** – наука о земной атмосфере и происходящих в ней процессах.
- Молния** – электрический разряд в атмосфере, обычно возникающий во время грозы и проявляющийся в виде яркой вспышки света.
- Морось** – капли осадков диаметром менее 0,5 мм.
- Морской воздух** – воздушные массы, формирующиеся над океаном.
- Морской климат** – климат, обусловленный в первую очередь ветром, дующим с океана на сушу.
- Муссон** – сезонная система ветров, обычно наблюдающаяся над северной частью Индийского океана и над Южной и Юго-Восточной Азией и связанная с разностью температур суши и океана.
- Насыщенный пар** – пар, давление которого является максимально возможным при данной температуре, так что он уже не может содержать большего числа молекул.
- Неустойчивый воздух** – воздух, в котором вертикальный градиент температуры больше адиабатического.
- Норма** – многолетнее среднее значение метеорологической величины.
- Облако** – система капель воды, кристаллов льда или же смешанная система капель и кристаллов, находящаяся во взвешенном состоянии в атмосфере на некоторой высоте.
- Озон** – трехатомный кислород, обозначаемый O_3 .
- Озонасфера** – слой атмосферы от 10 до 50 км, отличающийся высоким содержанием озона.
- Окклюзия** – атмосферный фронт, возникающий при подтекании холодного фронта под теплый.
- Оранжерейный (парниковый, тепличный) эффект** – воздействие поглощения и излучения радиации в атмосфере на температуру земной поверхности и воздуха.
- Орографический подъем** – подъем воздуха по склонам гор.
- Осадки** – любая форма воды, выпадающая из облаков или осаждающаяся на земной поверхности или предметах в результате конденсации.
- Относительная влажность** – отношение парциального давления водяного пара, находящегося в воздухе, к давлению насыщенного пара при данной температуре.
- Пар (водяной)** – вода в газообразном состоянии.
- Переохлаждение** – охлаждение ниже обычной точки замерзания данного вещества, не приводящее к изменению его фазового состояния.
- Пересыщение** – повышение относительной влажности выше 100 %.
- Плавуемость** – свойство вещества всплывать в окружающей его среде при различии их плотностей.
- Плотность** – масса единичного объема вещества.
- Полосы падения** – полосы на фоне небосвода или облаков, образуемые осадками, не доходящими до земной поверхности из-за испарения на пути падения.
- Полярный воздух** – воздушные массы, формирующиеся в умеренных широтах.
- Прецессия** – изменение положения земной оси в пространстве.
- Психрометр** – прибор для измерения влажности воздуха.
- Пустыня** – область с исключительно засушливым климатом.

Равноденствия – даты (21 марта и 23 сентября), в которые на всей Земле продолжительность дня и ночи одинакова. В полдень этих дат Солнце находится в зените точно над экватором.

Радиация – поток энергии электромагнитного излучения.

Радиозонд – комплект метеорологических приборов, поднимаемых воздушным шаром и передающих радиосигналы, отвечающие измеренным на высотах значениям метеорологических величин.

Рассеяние – результат взаимодействия лучистой энергии с молекулами и атомами атмосферных газов и частицами примесей.

Рефракция – искривление луча света при прохождении слоев атмосферы, имеющих неодинаковую плотность.

Сила Кориолиса – инерционная сила, вызванная вращением Земли и приводящая к кажущемуся отклонению предметов, движущихся по земной поверхности или над ней, от прямолинейной траектории.

Синоптическая карта – карта, на которую нанесены результаты метеорологических наблюдений на обширной территории.

Синоптический анализ – общее исследование и одновременное обозрение большого числа метеорологических данных на обширной территории.

Скрытая теплота – тепло, выделяемое или поглощаемое при изменении фазового состояния вещества.

Смешанное облако – облако, содержащее одновременно все три фазы воды (водяной пар, капли воды и кристаллы льда).

Смог – туман, смешанный с дымом и выхлопными газами.

Солнечная постоянная – количество солнечной радиации, поступающей за единицу времени на единичную площадку, находящуюся на внешней границе атмосферы при среднем расстоянии между центрами Солнца и Земли.

Солнцестояния – даты (21 июня и 21 декабря), в которые Солнце в полдень находится в зените точно над тропиком. 21 июня в Северном полушарии самый длинный день, а в Южном – самый короткий, 21 декабря – наоборот.

Среднее значение – результат нахождения среднего арифметического отдельных значений метеорологической величины.

Степь – травянистая равнинная местность, обычно расположенная в недостаточно увлажненной климатической области.

Стратопауза – прослойка, расположенная между стратосферой и мезосферой на высотах, близких к 50–55 км.

Стратосфера – слой атмосферы, расположенный непосредственно над тропосферой на высоте от 8–16 до 45–50 км.

Струйное течение – узкая полоса сильного западного ветра на высотах.

Схема наноски – расположение условных обозначений элементов погоды вокруг станции на синоптической карте.

Тайфун – название тропических циклонов, зарождающихся в Южно-Китайском море и в северной части Тихого океана к востоку от о. Гуам.

Температура – мера теплосодержания тела.

Теплота испарения – энергия, необходимая для перехода жидкого или твердого вещества в газообразное состояние.

Теплота плавления (таяния) – энергия, необходимая для перехода твердого вещества в жидкое состояние.

- Термик** – поднимающаяся порция теплого воздуха.
- Термосфера** – расположенный над мезосферой слой верхней атмосферы (от 80 до 500 км), в котором температура возрастает с высотой.
- Торнадо** – сильнейший, разрушительный вихрь, имеющий небольшую горизонтальную протяженность.
- Точка росы** – температура, при которой в воздухе при данном давлении начинается конденсация водяного пара.
- Тропический воздух** – воздушные массы, формирующиеся в тропических широтах.
- Тропический циклон** – атмосферная область сильно пониженного давления и штормовых скоростей ветра, возникающая в тропических широтах.
- Тропопауза** – прослойка, отделяющая тропосферу от стратосферы.
- Тропосфера** – слой атмосферы, простирающийся от земной поверхности до высоты 10 – 20 км, в котором развиваются основные явления погоды.
- Туман** – мельчайшие капли воды или кристаллы льда, взвешенные в воздухе у земной поверхности и снижающие дальность горизонтальной видимости до значений менее 1 км.
- Турбулентность** – беспорядочное движение атмосферных вихрей.
- Удельная теплоемкость** – количество тепла, необходимое для нагревания единицы массы данного вещества на 1°C .
- Ураган** – название тропических циклонов в Атлантике и прилегающей к Северной Америке части Тихого океана. Также называют и сильный продолжительный ветер, дующий со скоростью более 30 м/с.
- Уровень конденсации** – высота, на которой водяной пар в адиабатически поднимающемся воздухе становится насыщенным.
- Устойчивый воздух** – воздух, в котором вертикальный градиент температуры меньше сухоадиабатического.
- Холодное вторжение (адвекция холода)** – быстрое и сильное понижение температуры воздуха в течение суток.
- Центробежная сила** – сила, действующая на тело, совершающее криволинейное движение, и направленная по радиусу траектории в сторону от центра или от оси вращения.
- Циклон** – область пониженного атмосферного давления с определенной системой ветра.
- Черное тело** – идеальный источник лучистой энергии, излучение которого является максимально возможным при данной температуре.
- Шкала Кельвина** – абсолютная термодинамическая температурная шкала.
- Шкала Цельсия** – температурная шкала с реперными точками замерзания (0°C) и кипения (100°C) воды.
- Экваториальный воздух** – воздушные массы, формирующиеся вблизи экватора.
- Экстремум** – самое высокое (самое низкое) значение некоторой величины или наибольшая (наименьшая) интенсивность какого-либо явления.
- Ядра конденсации** – взвешенные в воздухе мельчайшие частицы примесей, на которых происходит конденсация насыщенного водяного пара в атмосфере.

Контрольные вопросы по курсу «Основы метеорологии и климатологии»

Вопросы, приводимые ниже, подготовлены в форме, удобной для проведения тестирования знаний по курсу «Основы метеорологии и климатологии». Они имеют двоякое значение. Во-первых, они могут быть выборочно заданы в качестве дополнительных вопросов на экзамене для студентов первого курса географических факультетов. Во-вторых, могут быть использованы для периодического тестирования знаний у студентов старших курсов, проходящих обучение по специальностям гидрометеорологического профиля. Такое тестирование позволяет укреплять базовые знания на протяжении всего цикла обучения, что заметно улучшает успеваемость. Именно поэтому некоторые вопросы требуют привлечения материала, изложенного в учебнике С.П. Хромова и М.А. Петросянца «Метеорология и климатология» [6].

Состав атмосферы

1. На какую высоту от поверхности земли распространяется закон постоянства состава: до высоты 10, 30, 50, 100 или 200 км? Ответ: (100 км).
2. Для какой атмосферы выполняется закон постоянства состава: а) для влажной, б) для безоблачной, в) для сухой и г) для устойчивой? Ответ: (в).
3. Какой из газов составляет у экватора главную добавку к двум основным газам, входящим в состав атмосферного воздуха при обычных условиях: H_2O , Ar , O_2 или CO_2 ? Ответ: (H_2O).
4. Какой из газов атмосферного воздуха больше всего поглощает инфракрасную радиацию: O_2 , O_3 , CO_2 , H_2O , или N_2 ? Ответ: (H_2O).
5. У земной поверхности в 1 м^3 воздуха содержится 78 % азота и 21 % кислорода. Как измениться их соотношение на высоте 50 км: а) кислорода будет больше, б) азота будет больше, в) соотношение не изменится? Ответ: (в).
6. У земной поверхности в 1 м^3 воздуха содержится 78 % азота и 21 % кислорода. Как измениться их соотношение на высоте 200 км: а) кислорода будет больше, б) азота будет больше, в) соотношение не изменится? Ответ: (а).
7. Где в воздухе больше водяного пара: а) в пустыне Сахара при относительной влажности 25 % и температуре 40 °С; б) над Северным Ледовитым океаном при относительной влажности 100 % и температуре 0 °С? Ответ: (а).
8. В полярных широтах массовая доля водяного пара около 2 ‰. Это больше или меньше средней концентрации CO_2 в атмосфере Земли? Ответ: (больше).
9. Выберите наиболее правдоподобную оценку общего содержания озона в атмосфере Земли: а) 0,2 мм, б) 2 мм, в) 20 мм. Ответ: (б).

Основные метеорологические величины (без влажности)

1. Считая, что плотность ртути $13,595\text{ г/см}^3$, а ускорение свободного падения $9,8\text{ м/с}$, определить какое, число лучше всего соответствует давлению в антициклоне, равному 1030 гПа: а) 753 мм.рт.ст.; б) 719 мм.рт.ст.; в) 773 мм.рт.ст.; г) 783 мм.рт.ст.? Ответ: (в).

2. Абсолютный максимум температуры Калифорнийской Долины Смерти достигает 135°F . Какому значению абсолютной температуры это соответствует: а) 320 K ; б) 330 K ; в) 340 K ; г) 350 K ? Ответ: (б).
3. Ртутный термометр, применявшийся персонажами Джека Лондона во время «золотой лихорадки» на Аляске, замерзает при -37°F . Какой абсолютной температуре это соответствует: а) 225 K ; б) 235 K ; в) 245 K ; г) 255 K ? Ответ: (б).
4. Какое значение плотности сухого воздуха имеет место при давлении 400 гПа и температуре -35°C : а) $1,29\text{ кг/м}^3$; б) $0,845\text{ кг/м}^3$; в) $0,586\text{ кг/м}^3$; г) $0,432\text{ кг/м}^3$? Ответ: (в).
5. Какое значение плотности можно приписать воздуху изотермической стратосферы на уровне 100 гПа , если температура тропопаузы 220 K : а) $0,586\text{ кг/м}^3$; б) $0,251\text{ кг/м}^3$; в) $0,158\text{ кг/м}^3$; г) $0,102\text{ кг/м}^3$? Ответ: (в).
6. Плотность сухого воздуха при $p = 1000\text{ гПа}$ и $t = 25^{\circ}\text{C}$ равна $1,169\text{ кг/м}^3$. Какую плотность имеет воздух при той же температуре и давлении, если он насыщен водяным паром: а) $1,155\text{ кг/м}^3$; б) $1,169\text{ кг/м}^3$; в) $1,181\text{ кг/м}^3$? Ответ: (а).
7. Если в воздухе, насыщенном водяным паром, поместить воздушный шарик, надутый сухим воздухом при том же давлении и температуре, то этот шарик: а) будет подниматься; б) будет опускаться; в) останется на том же уровне? Ответ: (б).
8. Какому румбу соответствует ветер с направлением 135° : С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З или СЗ? Ответ: (ЮВ).
9. Какую скорость имеет штормовой ветер 9 баллов Бофорта: а) $12 - 15\text{ м/с}$, б) $18 - 21\text{ м/с}$, в) $22 - 25\text{ м/с}$, г) $>29\text{ м/с}$? Ответ: (б).

Характеристика влажности

1. Выбрать наиболее правдоподобное значение массовой доли водяного пара при $p=1000\text{ гПа}$ и $t = 20^{\circ}\text{C}$. Варианты: а) $0,6\%$, б) 12% , в) 25% . Ответ: (б).
2. Измеренная температура смоченного термометра равна 12°C . Каким из трех предлагаемых может быть значение температуры точки росы: а) 8°C , б) 12°C , в) 15°C ? Ответ: (а).
3. Дефицит точки росы ($>$, $<$, $=$) психрометрической разности. Вставьте правильный знак отношения. Ответ: ($>$).
4. Если в одном и том же пункте и в один и тот же день в точке А, расположенной на морском берегу, и в точке В, расположенной тоже на берегу, но на плато высотой 2 км , температура воздуха одинакова ($t_A = t_B$), то какое соотношение парциального давления (e) водяного пара будет правильным: а) $e_A > e_B$, б) $e_A = e_B$, в) $e_A < e_B$, г) не определить? Ответ: (б).
5. Если в одном и том же пункте и в один и тот же день в точке А, расположенной на морском берегу, и в точке В, расположенной тоже на берегу, но на плато высотой 2 км , температура воздуха и относительная влажность одинаковы ($t_A = t_B$ и $f_A = f_B$), то какое соотношение для массовой доли водяного пара (q) будет правильным: а) $q_A > q_B$, б) $q_A = q_B$, в) $q_A < q_B$, г) не определить? Ответ: (в).

Давление

1. В каком широтном поясе в среднем за год самое низкое давление у земли: а) полярном, б) умеренном, в) субтропическом, г) тропическом, д) экваториальном? Ответ: (б).
2. В каком широтном поясе в среднем за год самое высокое давление у земли: а) полярном, б) умеренном, в) субтропическом, г) тропическом, д) экваториальном? Ответ: (в).
3. В каком широтном поясе в стратосфере на одной и той же высоте будет в среднем за год самое высокое давление: а) полярном, б) умеренном, в) субтропическом, г) тропическом, д) экваториальном? Ответ: (д).
4. Какое давление характерно для антициклона: а) 990 гПа, б) 1000 гПа, в) 1010 гПа, г) 1020 гПа? Ответ: (г).
5. Какое давление характерно для циклона: а) 990 гПа, б) 1000 гПа, в) 1010 гПа, г) 1020 гПа? Ответ: (а).

Статика атмосферы

1. Как изменится сферическая форма воздушного шара, поднимающегося вверх, где давление уменьшается с высотой: а) сплющивается, б) вытягивается вверх, в) останется неизменной? Ответ: (в).
2. Почему воздушный шар, наполненный газом меньшей плотности, чем плотность воздуха на уровне, где он находится, обязательно поднимается: а) на него действует сила Архимеда; б) он имеет свойство «плавучести»; в) давление, действующее изнутри на его дно, меньше, чем атмосферное; г) давление воздуха в шаре больше, чем атмосферное? Ответ: (а или в).
3. Как называется условная атмосфера, в которой температура убывает от значения у земли 15°C со скоростью $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$ до высоты 11 км, а далее не изменяется: а) политропной, б) изотермической, в) однородной, г) стандартной? Ответ: (г).
4. Чему равна барическая ступень: а) $6^{\circ}/\text{км}$, б) 8000 м, в) 6,11 гПа, г) 8 м/гПа? Ответ: (г).
5. Как ведет себя барическая ступень в стандартной атмосфере с ростом высоты: а) растет, б) уменьшается, в) не изменяется? Ответ: (а).
6. Чему в среднем равно давление на высотах 0 км, 5 км, 10 км, 15 км, 20 км: а) 1013, 50, 0, 10, 0 гПа; б) 1013, 500, 250, 120, 50 гПа; в) 1013, 750, 500, 250, 0 гПа; г) 1013, 800, 600, 400, 200 гПа? Ответ: (б).
7. Чему равна масса атмосферы при давлении 1000 гПа, ускорении свободного падения $10\text{ м}/\text{с}^2$ и площади земной поверхности $5 \cdot 10^{14}\text{ м}^2$: а) $5 \cdot 10^{18}\text{ кг}$, б) $5 \cdot 10^{19}\text{ кг}$, в) $5 \cdot 10^{20}\text{ кг}$? Ответ: (а).

Тепловой режим атмосферы

1. Какое сочетание значений удельной теплоемкости воздуха при постоянном давлении и постоянном объеме является правильным: а) 1005 и 718 кДж/(кг К), б) 718 и 287 кДж/(кг К), в) 287 и 718 кДж/(кг К), г) 718 и 1005 кДж/(кг К). Ответ: (а).

2. Какой термодинамической системой является планета Земля: а) изолированной, б) замкнутой, в) открытой? Ответ: (б).
3. Если считать воздушный шарик изолированной термодинамической системой, то как изменится в нем температура при повышении атмосферного давления: а) понизится, б) повысится, в) не изменится? Ответ: (б).
4. Воздушная частица адиабатически поднимается. Как за счет этого изменяется ее температура: а) понижается, б) повышается, в) измениться не может? Ответ: (а).
5. Если изолированная воздушная частица опустится на 1 км, то как изменится ее температура: а) возрастет на 6°C , б) понизится на 6°C , в) возрастет на 10°C , г) понизится на 10°C ? Ответ: (в).
6. Если частица воздуха при подъеме на 1 км охладилась на 8°C , то что это значит: а) она поднималась адиабатически, б) в нее поступало тепло из окружающей атмосферы, в) она отдавала тепло окружающей атмосфере? Ответ: (б).
7. Если частица воздуха при подъеме на 1 км охладилась на 5°C , то что это значит: а) она поднималась адиабатически, б) в нее поступало тепло из окружающей атмосферы, в) она отдавала тепло окружающей атмосфере? Ответ: (в).
8. Если частица адиабатически поднимается на 2 км, то как при этом изменяется ее потенциальная температура: а) возрастает, б) убывает, в) не меняется? Ответ: (в).
9. Если частица адиабатически опускается на 2 км, то как при этом изменяется ее потенциальная температура: а) возрастает, б) убывает, в) не меняется? Ответ: (в).
10. Частица влажного воздуха с температурой 25°C адиабатически поднимается на 1,5 км и на этой высоте начинает образовываться облако. Если частица поднимется еще на 1 км влажноадиабатически, то какой будет ее температура: а) 0°C , б) больше 0°C , в) меньше 0°C ? Ответ: (б).
11. Если частица воздуха поднимается влажноадиабатически, то как изменяется ее потенциальная температура: а) убывает, б) возрастает, в) не меняется? Ответ: (б).
12. Температура в атмосфере с высотой падает на 6° на 1 км, как при этом изменяется потенциальная температура: а) убывает, б) возрастает, в) не изменяется? Ответ: (б).
13. Если потенциальная температура слоев атмосферы возрастает с высотой, то конвекция в сухом воздухе: а) всегда возможна, б) невозможна, в) невозможна без начального перегрева частицы? Ответ: (в).
14. Как может изменяться с высотой температура в частице при конвекции: а) с градиентом, большим сухоадиабатического; б) с градиентом, равным сухоадиабатическому; в) с градиентом, меньшим сухоадиабатического? Ответ: (б).
15. Для того, чтобы была возможна конвекция с заданной высоты, температура чего должна падать с высотой с градиентом, большим сухоадиабатического: а) частицы воздуха, б) окружающей частицу атмосферы? Ответ: (б).
16. Какой должна быть температура частицы воздуха, чтобы ускорение конвекции было положительным: а) больше температуры окружающей атмосферы, б) меньше температуры окружающей атмосферы, в) равна ей? Ответ: (а).

17. Градиент температуры поднимающихся воздушных частиц в облаке равен влажноадиабатическому. Каков он по сравнению с градиентом температуры в атмосфере: а) больше, б) меньше, в) примерно равен? Ответ: (б).
18. Какова термическая стратификация пограничного слоя атмосферы в ясный солнечный день: а) устойчива, б) неустойчива, в) устойчива или безразличная, г) неустойчива или безразличная? Ответ: (г).
19. Какова термическая стратификация пограничного слоя атмосферы в ясную ночь: а) устойчива, б) неустойчива, в) устойчива или безразличная, г) неустойчива или безразличная? Ответ: (а).
20. Выберите правильную характеристику термического градиента в приземном слое в ясный летний день из следующих: а) больше $0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, б) меньше $-0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, в) больше $0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, г) меньше $-0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Ответ: (а).
21. Выберите правильную характеристику термического градиента в ночных приземных инверсиях из следующих: а) больше $0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, б) меньше $-0,1 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, в) больше $0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, г) меньше $-0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Ответ: (б).
22. В пограничном слое атмосферы по сравнению со средней тропосферой температура изменяется по вертикали: а) сильнее, б) слабее, в) так же как в средней тропосфере. Ответ: (а).

Строение и горизонтальная неоднородность атмосферы

1. «Стратосфера над экватором ..., чем над полюсом». Какой вариант заполнения пропущенных слов правилен: а) выше и теплее, б) ниже и холоднее, в) выше и холоднее, г) ниже и теплее? Ответ: (в).
2. В каком порядке атмосферные слои располагаются выше стратосферы: а) тропосфера, экзосфера, мезосфера, б) мезосфера, экзосфера, ионосфера, в) экзосфера, ионосфера, мезосфера, г) мезосфера, ионосфера, экзосфера? Ответ: (г).
3. В каких слоях атмосферы температура падает с высотой: а) в ионосфере и тропосфере, б) в мезосфере и ионосфере, в) в мезосфере и тропосфере, г) в стратосфере и ионосфере, д) в стратосфере и мезосфере?. Ответ: (в).
4. На какую величину изменяются температуры по вертикали в средней тропосфере: а) $-0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, б) $0,01 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, в) $-0,006 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$, г) $0,006 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$? Ответ: (в).
5. Какую часть атмосферы охватывают суточные колебания температуры: а) всю тропосферу, б) только приземный слой, в) весь пограничный слой, г) большую часть приземного слоя, д) большую часть пограничного слоя, е) большую часть атмосферы? Ответ: (в).
6. Как называется часть атмосферы, которая, перемещаясь, сохраняет свойства, связанные с районом их формирования (потенциальную температуру, мутность): а) центром действия, б) воздушной массой, в) атмосферным фронтом? Ответ: (б).
7. Какая из величин в атмосфере быстрее всего падает с высотой: а) давление, б) температура, в) плотность, г) влажность? Ответ: (г).
8. Как плотность воздуха убывает с высотой по сравнению с давлением: а) медленнее, б) также, в) быстрее? Ответ: (а).

Солнечная радиация

1. К какому спектральному диапазону принадлежит световая электромагнитная волна длиной 0,39 мкм: а) ультрафиолетовому, б) видимому, в) инфракрасному? Ответ: (а).
2. К какому спектральному диапазону принадлежит световая электромагнитная волна длиной 0,5 мкм: а) ультрафиолетовому, б) видимому, в) инфракрасному? Ответ: (б).
3. Какое из тел – Земля или Солнце – имеет максимум излучения на длине волн около 10 мкм? Ответ: (Земля).
4. Какой цвет человек видит при длине электромагнитных волн 0,4 мкм: а) красный, б) зеленый, в) фиолетовый, г) не видит никакого? Ответ: (в).
5. Современная ТЭЦ занимает территорию приблизительно 1 км^2 и вырабатывает 1 ГВт электроэнергии. Если допустить, что на эту же площадь падает поток солнечной радиации с интенсивностью солнечной постоянной, то какова будет мощность этого потока по сравнению с мощностью ТЭЦ: а) много больше, б) больше, в) меньше, г) много меньше? Ответ: (б).
6. Под каким углом к горизонту должен быть наклонен лежак, ориентированный на солнце, чтобы на тело загорающего приходилось больше всего солнечной радиации: а) под углом, равным высоте солнца h ; б) под углом, равным $90^\circ - h$; в) под углом, равным 90° ? Ответ: (б).
7. Что является в атмосфере основным поглотителем радиации с длиной волн 0,35 мкм: а) водяной пар, б) углекислый газ, в) озон, г) эта радиация не поглощается, а рассеивается? Ответ: (в).
8. Что является в атмосфере основным поглотителем радиации с длиной волн 1 мкм: а) водяной пар, б) углекислый газ, в) озон, г) эта радиация не поглощается, а рассеивается? Ответ: (а).
9. Что является в атмосфере основным поглотителем радиации с длиной волн 0,5 мкм: а) водяной пар, б) углекислый газ, в) озон, г) эта радиация не поглощается, а рассеивается? Ответ: (г).
10. Высота солнца h , регулирующая инсоляцию по формуле $J = J_0 \sin h$, зависит от широты φ , склонения δ и часового угла солнца τ по формуле $\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau$. На какой широте в полдень инсоляция максимальна: а) $\varphi = \delta$, б) $\varphi = 90 - \delta$, в) $\varphi = 0$, г) данных не хватает? Ответ: (а).
11. Какой из волновых диапазонов видимого света рассеивается сильнее: а) желтый, б) зеленый. Ответ: (б).
12. Почему с увеличением концентрации CO_2 в атмосфере ученые связывают эффект потепления: а) потому, что CO_2 сильно поглощает солнечную ИК радиацию, б) потому, что CO_2 сильно поглощает земную ИК радиацию, в) потому, что CO_2 сильно поглощает ИК радиацию в окне прозрачности водяного пара? Ответ: (в).

Длинноволновая радиация

1. Каким обычно бывает знак эффективного излучения поверхности земли: а) положительным, б) отрицательным, в) разным в зависимости от времени суток? Ответ: (а).

- В какое примерно время радиационный баланс переходит через нуль от положительных значений: а) с началом вечерней зари; б) в момент захода солнца; в) ко времени окончания гражданских сумерек? Ответ: (а).
- Рассмотрев рис. 106, ответьте на вопрос, чему равно альbedo системы: а) 23 %, б) 8 %, в) 12 %, г) 25 %, д) 35 %? Ответ: (д).

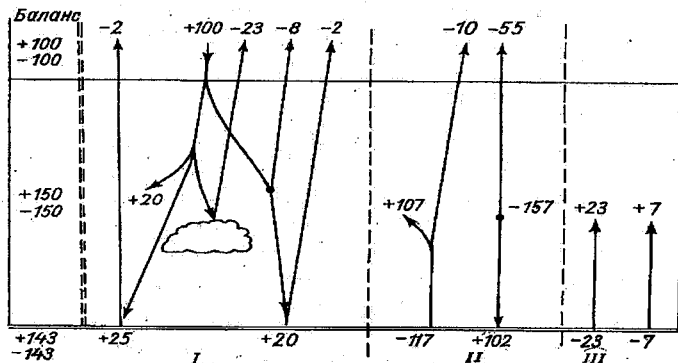


Рис.106. Тепловой баланс земной поверхности и атмосферы.
 I – коротковолновая радиация, II – длинноволновая радиация,
 III – нерadiационный теплообмен.

- Рассмотрев рис.106, ответьте на вопрос, каково значение прямой радиации: а) 100, б) 20, в) 25, г) 27, д) 45? Ответ: (г).
- Рассмотрев рис.106, ответьте на вопрос, каково значение суммарной радиации, усваиваемой деятельной поверхностью: а) 100, б) 20, в) 25, г) 27, д) 45? Ответ: (д).
- Рассмотрев рис. 106, ответьте на вопрос, чему равно эффективное излучение деятельной поверхности: а) 102, б) 117, в) 65, г) 107, д) 15? Ответ: (д).
- Рассмотрев рис. 106, ответьте на вопрос, чему равен радиационный баланс деятельной поверхности: а) 45, б) 147, в) 143, г) 30, д) 0. Ответ: (г).

Уравнение теплового баланса

- Какие размерности имеют величины входящие в уравнение теплового баланса подстилающей поверхности: а) Вт, б) Дж, в) Вт/м², г) Дж/м²? Ответ: (в).
- Чем в первую очередь компенсируется поток солнечной энергии, поступающей на подстилающую поверхность: а) эффективным излучением, б) затратой тепла на испарение, в) турбулентным потоком тепла в атмосферу, г) потоком тепла в почву? Ответ: (а).
- Чем в уравнении теплового баланса уравновешивается радиационный баланс в пустынях: а) затратами тепла на испарения, б) турбулентным потоком тепла в атмосферу, в) потоком тепла в почву? Ответ: (б).
- Чем в уравнении теплового баланса уравновешивается радиационный баланс поверхности болота: а) затратами тепла на испарения, б) турбулентным потоком тепла в атмосферу, в) потоком тепла в глубь воды? Ответ: (а).

Тепловой режим почвы и водной среды

1. Какая из характеристик температурных волн в почве не изменится с увеличением глубин: а) амплитуда, б) период, в) фаза? Ответ: (б).
2. Если на глубине 0,2 м амплитуда суточных колебаний температуры 5°C , то какова амплитуда суточных колебаний на глубине 0,4 м: а) 6°C , б) 3°C , в) 1°C , г) $0,1^{\circ}\text{C}$. Ответ: (в).
3. Какой глубины достигали суточные колебания температуры в дождливое лето по сравнению с засушливым: а) большей, б) меньшей, в) той же глубины? Ответ: (а).
4. В какое время почва на глубине 10 см бывает самой холодной: а) за 2 ч до восхода солнца, б) на восходе солнца, в) через 2 ч после восхода солнца? Ответ: (в).
5. Если установлено, что в данной местности температура в течение года постоянна на глубине 3,8 м, то на какой из глубин приблизительно постоянна температура в течение суток: а) 0,38 м, б) 0,76 м, в) 1,52 м? Ответ: (а).
6. За счет какого свойства воды в водоемах суточные температурные колебания в них распространяются на большие глубины, чем во влажной почве: а) плотность воды много больше плотности почвы, б) теплоемкость воды много больше теплоемкости почвы, в) коэффициент температуропроводности воды много больше коэффициента температуропроводности почвы? Ответ: (в).
7. Какова амплитуда суточного хода температуры поверхности воды в океанах: а) $0,1^{\circ}\text{C}$, б) 1°C , в) 5°C , г) 10°C ? Ответ: (а).
8. В каких единицах измеряется поток энергии: а) в Дж, б) в Дж/кг, в) в Вт/м³, г) в Вт/м² д) в К/с? Ответ: (г).
9. В каких единицах измеряется изменение внутренней энергии в уравнении первого начала термодинамики для частицы воздуха: а) в Дж, б) в Дж/кг, в) в Вт/м³, г) в Вт/м², д) в К/с? Ответ: (б).
10. В каких единицах измеряются притоки энергии к частице воздуха, которые являются слагаемыми в уравнении притока тепла в атмосфере: а) в Дж, б) в Дж/кг, в) в Вт/м³, г) в Вт/м², д) в К/с? Ответ: (в).

Водный режим атмосферы

1. Согласно результатам измерений $p = 1013$ гПа, $t = 20^{\circ}\text{C}$, $e = 14$ гПа. При каком изменении условий возрастает парциальное давление насыщения: а) $p = 1013$ гПа, $t = 20^{\circ}\text{C}$, $e = 15$ гПа, б) $p = 1020$ гПа, $t = 20^{\circ}\text{C}$, $e = 14$ гПа, в) $p = 1013$ гПа, $t = 22^{\circ}\text{C}$, $e = 14$ гПа, г) $p = 1014$ гПа, $t = 20^{\circ}\text{C}$, $e = 15$ гПа? Ответ: (в).
2. Что происходит с поверхностью почвы при испарении воды: а) охлаждается, б) нагревается, в) сохраняет постоянную температуру? Ответ: (а).
3. Что происходит при образовании росы: а) трава выделяет тепло в воздух, б) трава отбирает тепло из воздуха, в) не происходит обмена теплом между воздухом и травой? Ответ: (б).
4. Какое примерно количество тепла теряет 1 м² водной поверхности за 1 с при испарении 2 мм воды за сутки ($L \approx 2500$ кДж/кг): а) $0,05$ кДж/м², б) $0,5$ кДж/м², в) 5 кДж/м², г) 50 кДж/м², д) $0,05$ кВт/м², е) $0,5$ кВт/м², ж) 5 кВт/м², з) 50 кВт/м²? Ответ: (а).

5. Если поток энергии, равный солнечной постоянной, затратить на испарение воды с площади 1 м^2 , то сколько воды может испариться за 1 с ($L \approx 2500 \text{ кДж/кг}$): а) 0,5 г, в) 5 г, г) 50 г, д) 500 г? Ответ: (а).
6. Где при одинаковых метеорологических условиях можно ожидать наибольшей испаряемости: а) на Красном море, б) в пустыне Сахара, в) на полях по берегу Нила? Ответ: (б).
7. Где при одинаковых метеорологических условиях можно ожидать наибольшего испарения: а) на Красном море, б) в пустыне Сахара, в) на полях по берегу Нила? Ответ: (в).
8. В каком из помещений следует ожидать наибольшего испарения воды с температурой $90 \text{ }^\circ\text{C}$: а) в холодном, при относительной влажности 50 %, б) в холодном, при относительной влажности 80 %, в) в теплом, при относительной влажности 50 %, г) в теплом, при относительной влажности 80 %? Ответ: (а).
9. Какая из величин – давление, температура, абсолютная влажность, плотность – быстрее всего убывает с высотой в атмосфере? Ответ: (абсолютная влажность).
10. Какое значение реально по отношению к амплитуде суточных колебаний парциального давления водяного пара у земной поверхности в умеренных широтах летом: а) 0,02 гПа, б) 0,2 гПа, в) 2 гПа, г) 20 гПа? Ответ: (в).
11. Для какого из городов характерно годовое изменение парциального давления водяного пара от 3 гПа (зима) до 16 гПа (лето): а) Москва, б) Париж, в) Пекин, г) Джакарта? Ответ: (а).
12. Для летних условий каких районов характерно значение относительной влажности воздуха 40%: а) океана, б) побережий, охваченных муссоном, в) континентальных районов Европы, г) азиатских пустынных районов? Ответ: (г).
13. Какой из процессов является причиной образования крупных облачных капель: а) конденсация, б) сублимация, в) коагуляция, г) транспирация, д) иризация? Ответ: (в)
14. Какой из процессов является причиной образования изморози: а) конденсация, б) сублимация, в) коагуляция, г) транспирация, д) иризация? Ответ: (б).

Ветер

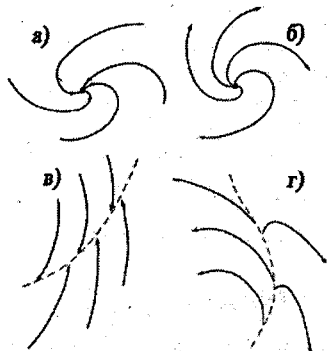


Рис.107. Примеры линий тока воздуха.

1. Выберите на рис. 107 пример, который изображает конвергенцию воздушного потока. Ответ: (а) или (в).
2. Когда воздух начинает подниматься: а) при дивергенции, б) при конвергенции? Ответ: (б).
3. Если считать, что плотность воздуха равна $1,3 \text{ кг/м}^3$ и барический градиент равен $1,3 \text{ гПа/100 км}$, то чему равна сила барического градиента: а) 10 м/с^2 , б) 10^{-1} м/с^2 , в) 10^{-2} м/с^2 , г) 10^{-3} м/с^2 , д) 10^{-4} м/с^2 ? Ответ: (г).
4. Чему равна сила Кориолиса, действующая на движущиеся со скоростью 10 м/с частицы воздуха на широте 30° : а) 10 м/с^2 , б) 1 м/с^2 , в) 10^{-1} м/с^2 , г) 10^{-2} м/с^2 , д) 10^{-3} м/с^2 , е) 10^{-4} м/с^2 ? Ответ: (д).
5. Какой угол с вектором ветра составляет сила Кориолиса в Южном полушарии, если поворот отсчитывать влево: $0^\circ, 30^\circ, 160^\circ, 90^\circ, 120^\circ, 180^\circ, 225^\circ, 270^\circ, 315^\circ$? Ответ: (90°).
6. Какой угол с вектором ветра составляет сила трения: $0^\circ, 30^\circ, 160^\circ, 90^\circ, 120^\circ, 180^\circ, 225^\circ, 270^\circ, 315^\circ$? Ответ: (180°).
7. Куда направлена центробежная сила, действующая на частицу, движущуюся по криволинейной траектории: а) вдоль радиуса кривизны в сторону выпуклости траектории, б) вдоль радиуса кривизны в сторону вогнутости траектории, в) по касательной к траектории? Ответ: (а).
8. Если на некотором уровне барический градиент и термический градиент образуют угол, меньше 180° , то куда с ростом высоты от этого уровня будет поворачивать ветер: а) влево, б) вправо, в) к направлению термического градиента, г) к направлению изотермы? Ответ: (в).
9. Сила трения вместе с силой Кориолиса уравнивают силу барического градиента при движении воздушной частицы, поэтому ветер отклоняется от изобары на некоторый угол. В какую из областей: а) пониженного давления, б) повышенного давления? Ответ: (а).
10. Ветер в циклоне под влиянием трения направлен под углом к изобаре. В какую сторону: а) к центру, б) от центра? Ответ: а).
11. Ветер в антициклоне под влиянием трения направлен под углом к изобаре. В какую сторону: а) к центру, б) от центра? Ответ: (б).
12. Под влиянием трения ветер по направлению отклоняется от изобар. Где это отклонение самое слабое: а) над пустыней, б) над морем, в) над горами? Ответ: б).
13. На рис. 108, изображающем спираль Экмана, указать, какая из букв (а, б, в, г) относится к самой большой высоте. Ответ: (г).

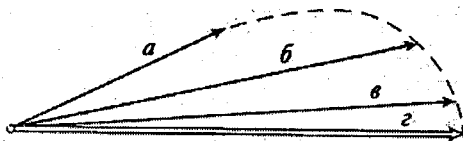


Рис. 108. Изменение вектора ветра в пограничном слое, соответствующее «спирали Экмана».

14. На рис.108, изображающем спираль Экмана, указать, какая из букв (а, б, в, г) относится к самой малой высоте. Ответ: (а).

15. Закончите формулировку барического закона. «Если встать спиной к ветру, то наиболее низкое давление окажется: а) справа, б) впереди, в) слева, г) сзади».
 Ответ: (в).

Барическое поле и ветер

1. Какое из приведенных соотношений между значениями широтной $\partial p / \partial \varphi$, долготной $\partial p / \partial \lambda$ и вертикальной $\partial p / \partial z$ составляющими вектора барического градиента является справедливым для крупномасштабных атмосферных движений:

$$\begin{array}{ll}
 \text{а) } \frac{\partial p}{\partial \varphi} \gg \frac{\partial p}{\partial \lambda} > \frac{\partial p}{\partial z} & \text{б) } \frac{\partial p}{\partial \varphi} \approx \frac{\partial p}{\partial \lambda} > \frac{\partial p}{\partial z} \\
 \text{в) } \frac{\partial p}{\partial \varphi} \approx \frac{\partial p}{\partial \lambda} \ll \frac{\partial p}{\partial z} & \text{г) } \frac{\partial p}{\partial \varphi} \ll \frac{\partial p}{\partial \lambda} < \frac{\partial p}{\partial z}
 \end{array}$$

Ответ: (в).

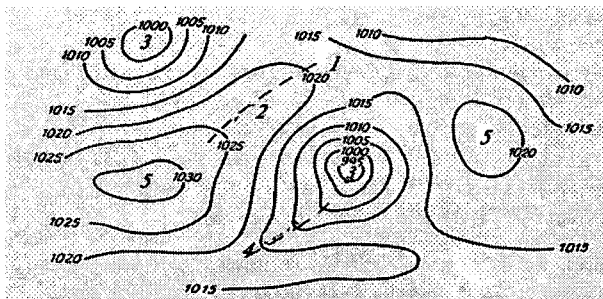


Рис. 109. Виды барических систем.

2. Введите наименования барических систем, приведенных на рис.109, заменив вопросительные знаки: а) 1 – ?, б) 2 – ?, в) 3 – ?, г) 4 – ?. Ответ: (1 – седловина, 2 – гребень, 3 – циклон, 4 – ложбина, 5 – гребень).

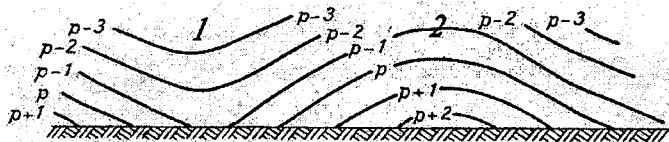


Рис.110. Схематические вертикальные разрезы основных барических систем.

3. Укажите наименования барических систем, заданных на рис.110 их вертикальными разрезами: а) 1 – ?, б) 2 – ? Ответ: (1 – циклон, 2 – антициклон).
 4. Если давление в точке А больше, чем давление в точке В, то куда направлена сила горизонтального барического градиента: а) от А к В, б) от В к А. Ответ: (а).
 5. Если горизонтальный барический градиент направлен от А к В и над точкой А воздух более теплый, чем над точкой В, то как меняется барический градиент с высотой: а) возрастает, б) убывает, в) не меняется. Ответ: (а).

6. Если циклон является высоким, т.е. замкнутые изобары прослеживаются до больших высот тропосферы, то температура воздуха в этом циклоне (выше, ниже), чем в окружающей атмосфере. Ответ: (ниже).
7. Какое из приведенных значений приземного давления (в гПа) может быть самым низким в центре внутритропических циклонов: а) 1000, б) 990, в) 970, г) 950, д) 930, е) 910? Ответ: (д).
8. Какое из приведенных значений приземного давления (в гПа) может быть самым высоким в центре внутритропических антициклонов: а) 1020, б) 1030, в) 1040, г) 1050, д) 1060, е) 1070? Ответ: (в).
9. Если обозначить через Δp_c – суточную изменчивость давления, Δp_{mc} – между-суточную изменчивость давления, Δp_r – годовую изменчивость давления, Δp_{ma} – месячные аномалии (отклонения от средних за месяц), то какие из соотношений правильны: а) $\Delta p_c > \Delta p_{mc} > \Delta p_{ma} > \Delta p_r$, б) $\Delta p_{ma} > \Delta p_r > \Delta p_c > \Delta p_{mc}$, в) $\Delta p_r > \Delta p_{mc} > \Delta p_{ma} > \Delta p_c$, г) $\Delta p_{mc} > \Delta p_{ma} > \Delta p_m > \Delta p_r$? Ответ: (в).
10. В каких единицах измеряется сила барического градиента $1/\rho \, dp/dn$: а) гПа/км, б) н/м³, в) н/кг, г) м/с²? Ответ: (в или г).

Элементы атмосферной циркуляции

1. В каком широтном поясе в среднем за год располагается струйное течение: а) 0 – 20°, б) 20 – 40°, в) 40 – 60°, г) 60 – 90°? Ответ: (б).
2. На каких высотах располагается ось струйного течения: а) 0 – 23 км, б) 3 – 8 км, в) 8 – 12 км, г) 12 – 15 км? Ответ: (в).
3. Куда полетит воздушный шар, уравновешенный в струйном течении: а) на север, б) на запад, в) на юг, г) на восток? Ответ: (г).
4. В каком широтном поясе располагаются пассаты: а) 0 – 20°, б) 20 – 40°, в) 40 – 60°, г) 60 – 80°? Ответ: (б).
5. Куда в любой сезон перемещаются парусные корабли под влиянием пассата в широтной зоне 20 – 40°: а) на юг, б) на восток, в) на север, г) на запад? Ответ: (г).
6. В каком направлении корабли арабских купцов пересекали Аравийское море под влиянием тропического муссона: а) летом – в Бомбей, зимой – в Гонконг; б) летом – в Бомбей, зимой – в Басру; в) летом – в Басру, зимой – в Бомбей; г) летом – в Гонконг, зимой – в Бомбей? Ответ: (б).
7. Тропический ураган задевает своей северной частью Кубу и движется к Флориде. Какое направление и скорость ветра на Кубе можно ожидать: а) 18 – 33 м/с, северный; б) > 33 м/с, южный; в) 18 – 33 м/с, юго-западный; г) > 33 м/с, северо-восточный? Ответ: (г).
8. Центр циклона диаметром 1500 км располагается в районе Москвы. Какое направление ветра можно ожидать в Санкт-Петербурге (различным широт можно пренебречь): С, СВ, В, ЮВ, ЮЗ, З, СЗ? Ответ: (СЗ).
9. Для какой из частей циклона характерна пасмурная погода с возможным морозящим дождем: а) передняя часть, б) теплый сектор, в) тыл циклона? Ответ: (б).
10. Если в течение 2–3 недель стоит жаркая и сухая погода летом, то какой тип циркуляции господствует в данном регионе: а) зональный, б) меридиональный? Ответ: (б).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверкиев М.С.* Метеорология.– М: Изд-во Московского университета, 1951.
2. *Матвеев Л.Т.* Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Изд. 2-е.–Л.: Гидрометеиздат, 1976.
3. *Тверской П.Н.* Курс метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1962.
4. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. Ч.1 и 2. Изд. 2-е – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
5. *Хромов С.П., Петросяну М.А.* Метеорология и климатология.– М.: Наука, 2006.
6. *Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Лекция 1. Метеорологические характеристики и наблюдения	9
Лекция 2. Состав атмосферы. Характеристики влажности воздуха	16
Лекция 3. Атмосферное давление	24
Лекция 4. Термодинамика атмосферы. Температура и ее изменения	35
Лекция 5. Вода в атмосфере	46
Лекция 6. Облака, дождь, снег	57
Лекция 7. Солнечная радиация	69
Лекция 8. Радиация и атмосфера	79
Лекция 9. Излучение Земли и атмосферы	88
Лекция 10. Тепловой режим подстилающей поверхности	96
Лекция 11. Турбулентный теплообмен и температура воздуха	108
Лекция 12. Причины движения воздуха	119
Лекция 13. Местные ветры	128
Лекция 14. Сведения об общей циркуляции атмосферы	138
Лекция 15. Основные синоптические объекты	145
Лекция 16. Понятие о климате. Типы климатов Земли	156
Лекция 17. Изменения климата	164
Заключение	171
Приложения	176
Важнейшие уравнения и формулы	176
Значения основных постоянных величин	178
Словарь наиболее употребительных терминов	179
Контрольные вопросы по курсу «Основы метеорологии и климатологии»	184
Литература	196

CONTENTS

Foreword	3
Introduction	5
Lecture 1. Meteorological characteristics and observations	9
Lecture 2. Structure of an atmosphere. Characteristics of humidity of air	16
Lecture 3. Atmospheric pressure	24
Lecture 4. Thermodynamics of the atmosphere. Temperature and its variations.	35
Lecture 5. Water in an atmosphere	46
Lecture 6. Clouds, rains, snows	57
Lecture 7. Solar radiation	69
Lecture 8. Radiation and the atmosphere	79
Lecture 9. Radiation of the ground and the atmosphere	88
Lecture 10. A thermal mode of the earth surface	96
Lecture 11. Turbulent heat exchange and air temperature	108
Lecture 12. The reasons of movement of air	119
Lecture 13. Local winds	128
Lecture 14. Some about the general circulation of the atmosphere	138
Lecture 15. The basic synoptic objects	145
Lecture 16. Concept about a climate. Types of climates of the ground	156
Lecture 17. Changes of a climate	164
Conclusion	171
Appendices	176
The Major equations and formulas	176
Values of the basic constants	178
The Dictionary of the most common terms	179
Control questions at the rate «Fundamentals of meteorology and climatology»	184
Literature	196

Учебное издание

И.Н. Русин, П.П. Арапов

**ОСНОВЫ
МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ**

Курс лекций

Редактор: Л.В. Ковель

ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 03.03.08. Формат 60x90 1/16. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ.л. 12,5 Уч.-изд.л. 12,5. Тираж 700 экз. Заказ № 24/08
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 80/2.

115=60