

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФГАОУВПО “КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ)
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ”
Институт экологии и географии
кафедра ландшафтной экологии**

А.В. ГУСАРОВ, Э.П. НАУМОВ

ГИДРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Конспект лекций

КАЗАНЬ – 2014

Гусаров А.В., Наумов Э.П.

Гидрология и климатология: Конспект лекций / Гусаров А.В, Наумов Э.П.; Казанский (Приволжский) федеральный университет. – Казань, 2014. – 91 с.

Курс “Гидрология и климатология” призван дать студентам, обучающимся по направлению “020700.62 Геология”, знания, необходимые для понимания основных процессов, происходящих в атмосфере и гидросфере, являющихся составными частями географической оболочки Земли. Программа дисциплины включает изучение состава и строения атмосферы и гидросферы, процессов преобразования солнечной радиации в атмосфере, особенностей теплового режима и мирового влагооборота, условий формирования климата Земли и его изменений, особенностей развития и функционирования поверхностных вод суши (рек, озёр, ледников, водохранилищ, болот) и Мирового океана. В предлагаемом электронном курсе приводится ряд практических работ по разным разделам программы, которые должны выполнить студенты с целью лучшего усвоения теоретического материала изучаемого курса.

Электронная версия курса: <http://tulpar.kpfu.ru/course/view.php?id=1337>

Принято на заседании кафедры ландшафтной экологии

Протокол № 8 от 1 апреля 2014 г.

© Казанский федеральный университет

© Гусаров А.В., Наумов Э.П.

Направление: 020700.62 “Геология” (профилизация бакалаврского направления подготовки: “Гидрогеология, инженерная геология и геокриология”)

Учебный план: Гидрогеология, инженерная геология и геокриология (очное, 2013)

Дисциплина: “Гидрология и климатология” (бакалавриат, 3 курс, очное обучение)

Количество часов: 72 ч. (в том числе: лекции – 18, лабораторные занятия – 22, самостоятельная работа – 32), форма контроля: дифференцированный зачёт

Темы: 1. Метеорология и климатология. 2. Воздух и атмосфера. 3. Радиационный режим атмосферы и земной поверхности. 4. Тепловой режим атмосферы и земной поверхности. 5. Вода в атмосфере и на земной поверхности. 6. Климатообразование. 7. Гидрология как наука. Вода как вещество. 8. Вода на Земле. 10. Гидрология рек.

Ключевые слова: гидрология, климатология, гидросфера, атмосфера, река, озеро, водохранилище, болото, солнечная радиация, температура воздуха, влажность воздуха, климат, погода.

Дата начала эксплуатации: 1 сентября 2014 года

Авторы курса: Гусаров Артём Викторович, доцент кафедры ландшафтной экологии Института экологии и географии, кандидат географических наук, email: avgusarov@mail.ru; Наумов Эдуард Петрович, доцент кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Института экологии и географии, кандидат географических наук, email: Eduard.Naumov@kpfu.ru.

URL: <http://tulpar.kpfu.ru/course/view.php?id=1337>

ОГЛАВЛЕНИЕ

ТЕМА 1: МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ	5
Лекционный материал	5
Вопросы для самоконтроля	7
ТЕМА 2: ВОЗДУХ И АТМОСФЕРА	8
Лекционный материал	8
Вопросы для самоконтроля	13
ТЕМА 3: РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ	14
Лекционный материал	14
Вопросы для самоконтроля	21
ТЕМА 4: ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ	22
Лекционный материал	22
Вопросы для самоконтроля	29
ТЕМА 5: ВОДА В АТМОСФЕРЕ И НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ	30
Лекционный материал	30
Вопросы для самоконтроля	40
ТЕМА 6: КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ	41
Лекционный материал	41
Вопросы для самоконтроля	56
ТЕМА 7: ГИДРОЛОГИЯ КАК НАУКА. ВОДА КАК ВЕЩЕСТВО	57
Лекционный материал	57
Вопросы для самоконтроля	62
ТЕМА 8: ВОДА НА ЗЕМЛЕ	63
Лекционный материал	63
Вопросы для самоконтроля	66
ТЕМА 10: ГИДРОЛОГИЯ РЕК	67
Лекционный материал	67
Вопросы для самоконтроля	77
ГЛОССАРИЙ	78
ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ	86
ВОПРОСЫ К ЗАЧЁТУ	89

ТЕМА № 1: МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ

Лекция № 1

АТМОСФЕРА, ПОГОДА И КЛИМАТ. МЕТЕОРОЛОГИЯ И КЛИМАТОЛОГИЯ. МЕТОДЫ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ. НАРОДОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ.

Аннотация. Раскрываются определения, основные понятия, методы, задачи метеорологии и климатологии, а также прикладное значение результатов исследований.

Ключевые слова: метеорология, климатология, атмосфера, погода, климат, метеорологические величины, атмосферные явления.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

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

Климатология (от греческих слов “климатос” – наклон (солнечных лучей к земной поверхности), “логос” – наука, учение) – наука о климате, закономерностях его формирования, географическом распределении и изменении во времени. Будучи тесно связанная с *метеорологией* – геофизической наукой, климатология в то же время является географической наукой (разделом физической географии), поскольку климат – один из компонентов географической среды.

Климатом, обычно, называют многолетний (за период не менее 30 лет), характерный для данного района режим погоды, которая определяется в свою очередь физическим состоянием атмосферы и его изменениями на коротких промежутках времени.

Климатологию подразделяют на *общую климатологию* (или просто *климатологию*), изучающую причины формирования климатов и *климатографию*, занимающуюся описанием климатических условий различных частей (регионов) Земли. Выделяют также *палеоклиматологию*, *теорию климата*, *аэроклиматологию (климат свободной атмосферы)*.

Прикладными ветвями климатологии являются – *агроклиматология*, *биоклиматология*, *авиационная*, *строительная*, *транспортная*, *экологическая*, *медицинская климатология* и др.

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях, обычно называют микроклиматом. Его изучением занимается раздел,

называемый *микроклиматологией*. Наряду с понятием “микроклимат” существует и понятие “мезоклимат” как промежуточное звено между макро- и микроклиматом.

Основные разделы климатологии: *методы климатологической обработки метеорологической информации, климатообразование, классификация климатов, изменения климата.*

В задачи климатологии входят выяснение генезиса климата (климатообразования) и его изменений в результате взаимодействия климатообразующих процессов (теплооборота, влагооборота и общей циркуляции атмосферы) и под влиянием географических факторов в том или ином регионе Земли. В последние десятилетия много пишут о глобальном потеплении климата и роли антропогенного фактора в этом явлении главным образом за счёт увеличения содержания парниковых газов в атмосфере (в основном углекислого газа и метана). Кроме того, потепление климата стимулирует испарение и увеличение содержания водяного пара в атмосфере, парниковый эффект от которого выше, чем от всех других парниковых примесей.

Начальные представления о климате и его закономерностях сложились в Древней Греции (Гиппарх, II век до н.э.). Климат объяснялся наклоном солнечных лучей к земной поверхности, т. е. широтой места и делением Земли на ряд поясов по продолжительности дня, также связанной с широтой. В XVII-XVIII вв. появились первые описания климатов на базе инструментальных метеорологических наблюдений. В России планомерные климатологические исследования стали проводиться в Главной физической (ныне геофизической) обсерватории, открытой в 1849 г. в Санкт-Петербурге по инициативе и активном участии первого её директора, академика А.Я. Купфера – бывшего профессора Казанского университета.

Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые метеорологические службы, для согласования работы которых служит старейшая международная организация – Всемирная метеорологическая организация (ВМО, 1873 г.). Задачами метеорологических служб являются: развитие научных исследований атмосферы, практическое обслуживание народного хозяйства и населения информацией о погоде и климате, составление и распространение прогнозов погоды.

Изучение климата опирается на многолетние наблюдения за метеорологическими величинами и атмосферными явлениями, проводимыми на сети метеорологических, актинометрических и аэрологических станций. В настоящее время широко используются и автоматические метеорологические станции, позволяющие дистанционно регистрировать основные метеорологические величины по различным программам. Для изучения особенностей микроклимата проводятся специальные “микроклиматические съёмки” обычно в экспедиционных условиях. Измеряются температура и влажность воздуха, атмосферное давление,

направление и скорость ветра, количество и формы облачности, вид и количество осадков, дальность видимости, туман, метель, гроза, а также температура почвогрунта и воды, высота и плотность снежного покрова, продолжительность солнечного сияния, потоки солнечной радиации и др.

Исходные ряды наблюдений, т.е. первичные данные, при этом предварительно уплотняются, обобщаются за некоторые временные интервалы (декады, месяцы, годы) и вычисляется сравнительно небольшое количество статистических (климатологических) характеристик (показателей климата), выражающих их основные свойства, которые приводятся в климатологических справочниках с данными за отдельные годы и средними многолетними данными. Процесс уплотнения климатологической информации и дальнейшее её представление в виде, удобном для обозрения и изучения (картирование, районирование и др.), является предметом раздела “методы климатологической обработки метеорологической информации”.

Основу климатологической обработки составляет применение вероятностно-статистического аппарата. Вместе с тем климатические данные обладают и многими специфическими свойствами, основным из которых является связность метеорологических рядов во времени и пространстве. Поэтому статистические методы разрабатываются на основе тесной привязки к климатологическому материалу. Этот раздел можно считать основой климатологии, базирующейся на материалах, доставляемых именно климатологической обработкой метеорологических данных.

Климат и его изменения влияют на хозяйственную деятельность людей, специализацию сельского хозяйства, географическое размещение промышленности, на воздушный, водный и наземный транспорт и т.д.

Вопросы для самоконтроля

Что называется атмосферой?

Какая наука называется метеорологией?

Что называется климатологией?

Что понимается под климатом?

Что такое погода, какими величинами и явлениями она характеризуется?

Что такое метеорологические наблюдения и метеорологическая сеть?

ТЕМА № 2: ВОЗДУХ И АТМОСФЕРА

Лекция № 2

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Аннотация. Приводятся сведения о составе воздуха на различных высотах. Дается характеристика методов деления атмосферы по вертикали и горизонтали. Рассматриваются особенности барического поля и ветрового режима различного масштаба

Ключевые слова: атмосферные газы, аэрозоли, гомосфера, гетеросфера, тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, экзосфера, ионосфера.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

Состав атмосферы

Атмосфера состоит из смеси газов, называемой воздухом. Воздух представляет собой механическую смесь многих газов, основными из которых являются азот, кислород и аргон. В небольшом количестве в воздухе содержатся гелий, неон, криптон, ксенон, водород и ряд других газов. Кроме них, в воздухе в переменном количестве постоянно присутствуют водяной пар, углекислый газ, озон, аммиак, метан, различные окислы азота и т.д.

В атмосфере взвешены также жидкие и твердые частицы: капли воды, кристаллы льда, пылинки. Воздух без водяного пара называют **сухим**. В нем содержится (по объему): азота 78,08%, кислорода 20,95%, аргона 0,93%. Все остальные газы, входящие в состав сухого воздуха, занимают лишь 0,03% его объема.

Однако под влиянием деятельности человека увеличивается содержание в атмосфере некоторых газов, например сернистого или диоксида серы (SO_2), угарного (CO) и различных окислов азота. В настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых не было в ее составе раньше, например некоторые хлорфторуглеводороды, в том числе фреоны, происходит глобальный рост концентрации некоторых газов. Так, по данным наблюдений с середины XIX века до конца XX века глобальное содержание CO_2 увеличилось более чем на 15%, в крупных городах его содержание может достигать 0,1 – 0,2%.

Во влажном воздухе у земной поверхности содержание водяного пара составляет в среднем от 0,2% в полярных широтах до 2,5% у экватора, а в отдельных случаях колеблется почти от нуля до 4%. От земной поверхности он распространяется вверх, а воздушными течениями переносится из одних мест Земли в другие.

Многочисленные и тщательные исследования состава атмосферного воздуха различными средствами показали, что процентное содержание составных частей сухого воздуха в нижних 100 км с высотой практически не изменяется. Этот слой атмосферы получил название **гомосферы**. Выше 100 км начинается расслоение газов по плотности, и оно постепенно увеличивается с высотой и характеризуется непрерывным изменением состава как по слоям, так и во времени. Поэтому эта часть атмосферы носит название **гетеросферы**.

Строение атмосферы

В атмосфере наблюдается пространственное изменение всех метеорологических величин. Наиболее сильное их изменение происходит по вертикали. Например, температура по вертикали изменяется в несколько сотен раз быстрее, чем по горизонтали. Рассматривая изменение по вертикали различных характеристик атмосферы, можно разделить ее на ряд слоев (сфер) (рис. 2.1). Наиболее отчетливо различие слоев атмосферы проявляется в характере распределения температуры воздуха с высотой. По этому признаку выделяют пять основных слоев: тропосфера (в среднем до высоты 11 км), стратосфера (от 11 до 50 – 55 км), мезосфера (от 50 – 55 до 90 км), термосфера (от 90 до 450 км) и экзосфера (свыше 450 км). Между этими слоями имеются прослойки относительно небольшой вертикальной протяженности. Их принято называть по нижележащему слою, заменив в его названии часть слова «сфера» на «пауза». Так между тропосферой и стратосферой находится тропопауза. Между остальными сферами располагаются соответственно стратопауза, мезопауза и термопауза.

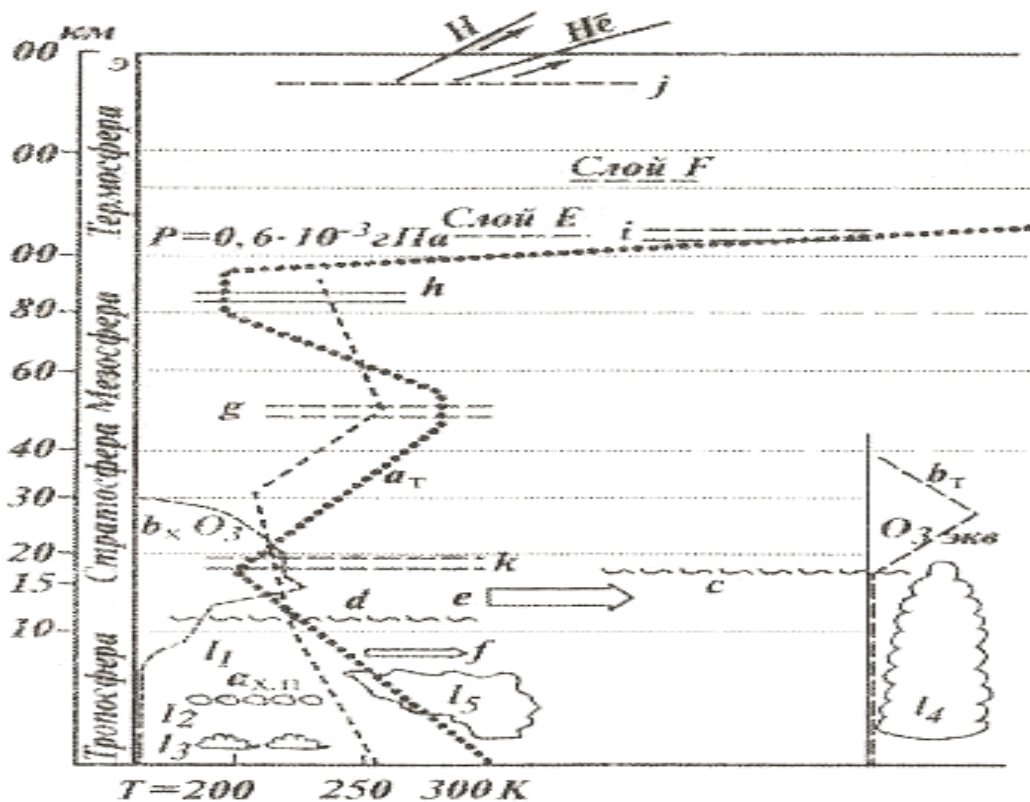


Рис. 2.1. Схема вертикального строения атмосферы

На более высоких уровнях состав воздуха заметно меняется: появляется атомарный кислород, исчезают углекислый газ и аргон, воздух здесь сильно ионизирован, поэтому эта часть термосферы от мезопаузы до высоты 800 – 1000 км называется **ионосферой**.

Атмосферные слои выше 800 – 1000 км носят название **экзосферы** (внешней атмосферы). Скорость движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велика. При этом отдельные частицы могут приобретать скорости, равные второй космической скорости (для незаряженных частиц около 11000 м/с). Такие особенно быстрые частицы покидают атмосферу и улетают в космическое пространство, двигаясь по параболическим траекториям, поэтому экзосферу называют также сферой ускользания (диссипации) газов. Ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода и гелия, являющиеся господствующими газами в наиболее высоких слоях атмосферы, которая простирается более чем на 20000 км.

Воздушные массы, фронты, барические системы, центры действия атмосферы.

Атмосфера по своим физическим свойствам неоднородна не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении. Вся тропосфера разделяется на обширные области (объемы) с относительно однородными условиями погоды, называемые **воздушными массами**. Выделяют четыре основных типа воздушных

масс с различным зональным положением очагов: массы арктического (в Южном полушарии – антарктического), умеренного (полярного), тропического и экваториального воздуха. В зависимости от поверхности, над которой сформировались воздушные массы, они разделяются на морские и континентальные воздушные массы. Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие), называют **холодными** массами. Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность (в более высокие широты), называются **теплыми** массами. Различают еще местные воздушные массы, длительно находящиеся в одном районе.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, которые носят название **атмосферных фронтов**. Фронты между воздушными массами основных географических типов называют **главными** фронтами в отличие от менее значительных **вторичных** фронтов между массами одного и того же географического типа. С фронтами связаны особые явления погоды: усиление ветра, грозы, шквалы и др. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях.

Пространственное распределение атмосферного давления называется **полем давления** или **барическим полем**. Для получения наглядного представления о распределении давления на земной поверхности строят карты изобар на уровне моря (рис. 2.2). Изобара – линия, соединяющая точки с одинаковым давлением на данной плоскости. На синоптических картах изобары обычно проводят через 5 гПа. В зависимости от распределения давления и, следовательно, формы изобар различают перечисленные ниже барические системы. Области замкнутых изобар с пониженным давлением в центре называются **циклонами** или **барическими депрессиями**. Области замкнутых изобар с повышенным давлением в центре называются **антициклонами**. На климатологических картах их называют **центрами действия атмосферы (ЦДА)**. На карте изобар обнаруживаются также **барические ложбины, гребни и седловины**. Горизонтальные размеры барических систем изменяются от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Их вертикальная протяженность достигает нескольких километров.

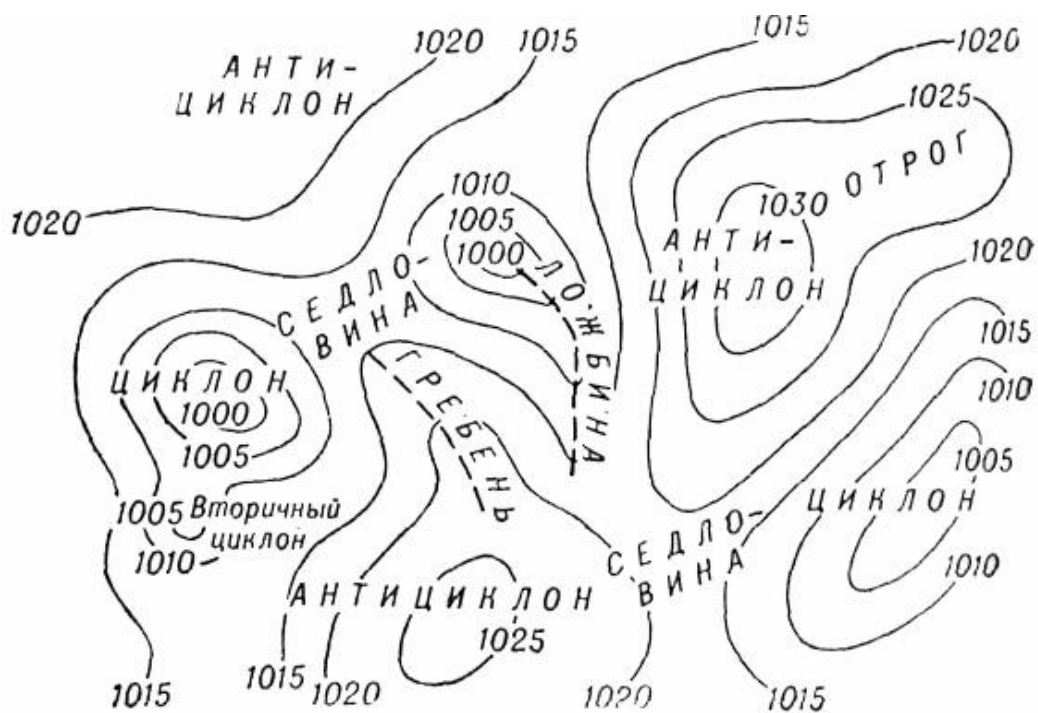


Рис. 2.2. Барические системы

Общая циркуляция атмосферы. Западный перенос в тропосфере, пассаты и муссоны, струйные течения.

Система крупномасштабных течений в атмосфере Земли, соизмеримых по своим размерам с материками и океанами, называется общей **циркуляцией атмосферы (ОЦА)**. Элементы ОЦА обнаруживаются на климатологических картах среднего распределения давления и ветра за отдельные месяцы, сезоны и за год. Распределение давления обуславливает преобладание восточных ветров в полярных и тропических широтах и западных – в умеренных широтах.

В области главных фронтов скорость ветра с высотой сильно растет, что приводит к формированию в верхней тропосфере и нижней стратосфере **струйных течений (СТ)**, т.е. узких и вытянутых в направлении фронта областей со скоростями ветра более 100 км/ч.

Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических широтах является постоянное возникновение, развитие, перемещение и разрушение крупномасштабных атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов, называемое **циклонической деятельностью и западный перенос воздуха в тропосфере**.

В тропической зоне можно различить такие циркуляционные системы, как пассаты, летний или зимний муссон. **Пассаты** – это устойчивые ветры восточной четверти, дующие в течение всего года над океанами на обращенной к экватору периферии субтропических антициклонов в каждом полушарии. **Муссоны** – это

устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме. Первоначальной причиной возникновения муссонов является различие в нагревании материков и океанов в течение года. Классическим примером тропического муссона в бассейне Индийского океана является Индийский муссон.

Циклонические атмосферные возмущения возникают и в тропиках. Диаметр такого возмущения – от сотни до нескольких сотен километров. Эти образования со штормовыми или ураганскими ветрами называются **тропическими циклонами**.

Местные ветры

Под **местными ветрами** понимают ветры, характерные только для определенных географических районов. Таковы, например, **бризы** по берегам морей и больших озер, связанные с суточным ходом температуры поверхности суши и моря, имеющие резкую суточную смену направления во внутренних частях антициклонов. Характер местной циркуляции имеют также **горно-долинные** ветры и ветры **склонов**, сходные с бризами и также имеющие суточную периодичность, дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам и долинам.

Под влиянием орографии местности образуется **фен** – теплый ветер, дующий по горным склонам в долины и возникающий, когда течение общей циркуляции переваливает через горный хребет. Влиянием орографии объясняются и различные разновидности **борь** – сильного холодного и порывистого ветра, дующего с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря.

Местными ветрами (**шквалами**) называют и резкие кратковременные усиления ветра до 20 м/с и более. Могут возникать особые вихри с вертикальной осью над морем – **смерчи**, а над сушей – **тромбы (торнадо)**.

Вопросы для самоконтроля

Какие газы входят в состав воздуха? В чем разница между сухим и влажным воздухом?

Как меняется состав воздуха с высотой?

Каково изменение средней температуры воздуха с высотой, и на какие слои разбивается атмосфера по характеру изменения температуры с высотой?

Перечислите газовые загрязнения атмосферы?

Что такое аэрозоли и как они попадают в атмосферу?

Что такое воздушная масса?

Что понимается под атмосферными фронтами?

Что такое барическое поле, изобара?

Какие существуют барические системы?

Что понимают под общей циркуляцией атмосферы (ОЦА)?

Что такое главные атмосферные фронты, какие воздушные массы они разделяют?

Что такое местные ветры? Какие причины приводят к появлению местных ветров?

В чем особенности циркуляции в тропиках?

ТЕМА № 3: РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Лекция № 3

СПЕКТР СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ. СОЛНЕЧНАЯ ПОСТОЯННАЯ. ПРЯМАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ. ПОГЛОЩЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ. ОСЛАБЛЕНИЕ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ. КОЭФФИЦИЕНТ ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ. СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ. ОТРАЖЕННАЯ РАДИАЦИЯ И АЛЬБЕДО. ПОГЛОЩЕННАЯ РАДИАЦИЯ. ИЗЛУЧЕНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, ВСТРЕЧНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ АТМОСФЕРЫ, ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ. ПАРНИКОВЫЙ ЭФФЕКТ. РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ. ПЕРИОДИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРЯМОЙ, РАССЕЯННОЙ И СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ, И РАДИАЦИОННОГО

БАЛАНСА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ.

Аннотация. Анализируется солнечная радиация, особенности ее ослабления в атмосфере, отражение и поглощение земной поверхностью. Рассматриваются особенности излучения земной поверхности и атмосферы. Объясняется понятие парникового эффекта.

Ключевые слова: солнечная постоянная, прямая, рассеянная и суммарная радиация, альbedo, продолжительность солнечного сияния, эффективное излучение, радиационный баланс, парниковый эффект.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

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

В метеорологии приходится иметь дело преимущественно с тепловой радиацией, определяемой температурой излучающего тела и его излучающей способностью. Наша планета получает такую радиацию от Солнца; земная поверхность и атмосфера в то же время сами излучают тепловую радиацию, но в других диапазонах длин волн.

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

Тело, испускающее радиацию, охлаждается; его тепловая энергия переходит в энергию радиации, в лучистую энергию. Когда радиация падает на некоторое тело и поглощается им, то она переходит в другие виды энергии, главным образом в теплоту, так тепловая радиация нагревает тело, на которое падает.

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

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую

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

Солнечной постоянной (S_0^*) называют плотность потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца. Условие «на верхней границе атмосферы» означает, что рассматривается энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. По новейшим данным солнечная постоянная составляет $S_0^* = 1367 \text{ Втм}^{-2}$ с ошибкой примерно $\pm 0,3\%$. Среднее расстояние от Земли до Солнца при этом принято равным $r = 149,6 \cdot 10^6 \text{ км}$. В течение года плотность потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы изменяется на $\pm 3,3\%$.

Прямая солнечная радиация. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере. Ослабление радиации в атмосфере. Коэффициент прозрачности атмосферы.

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют **прямой солнечной**. Максимально возможное количество радиации получает единица площади, расположенная перпендикулярно к солнечным лучам. На единицу горизонтальной площади придется меньшее количество лучистой энергии:

$$S' = S \sin h_{\odot},$$

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

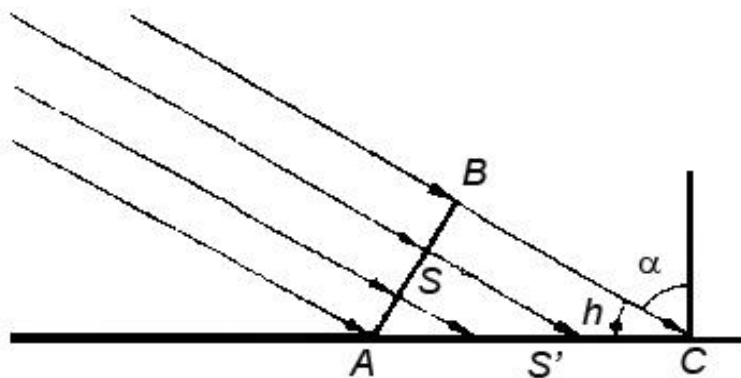


Рис. 3.1. Приток солнечной радиации на поверхность, перпендикулярную солнечным лучам, и на горизонтальную поверхность

Поток прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность называют **инсоляцией**.

На верхнюю границу атмосферы солнечная радиация приходит в виде прямой радиации. Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации

отражается назад в космическое пространство. Остальные 70% поступают в атмосферу. Проходя через атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозолями и переходит в особую форму **рассеянной радиации** и частично поглощается атмосферными газами и примесями, переходя в теплоту, т.е. идет на нагревание атмосферы.

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

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

Радиация ослабляется в атмосфере путем поглощения и рассеяния пропорционально самому потоку радиации (чем больше поток, тем при прочих равных условиях больше потеря радиации) и количеству поглощающих и рассеивающих частиц на пути лучей.

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

$$S=S_0 p^m$$

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

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

Суммарная радиация. Отраженная радиация и альbedo. Поглощенная радиация.

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности – прямую и

рассеянную – называют **суммарной** радиацией (Q):

$$Q = S \cdot \sin h_{\oplus} + D,$$

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

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

$$A = \frac{R_x}{Q}$$

где R_x – поток отраженной радиации. Обычно альбедо выражают в долях единицы или в процентах.

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

Из таблицы 1, в которой приведены значения альбедо различных естественных поверхностей, видно, что наибольшей отражательной способностью обладает свежеснеженный снег. Альбедо водных поверхностей в среднем меньше, чем альбедо поверхности суши. При отвесном падении лучей альбедо воды составляет лишь 2 – 5%, а при малых высотах Солнца – уже 30 – 70%. Очень велика отражательная способность облаков: в среднем их альбедо составляет около 80%.

Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, носит название **планетарного альбедо Земли**. В целом планетарное альбедо Земли оценивается в 30%, причем основную его часть составляет отражение солнечной радиации облаками.

Т а б л и ц а 3.1

Альбедо различных естественных поверхностей

--	--	--	--

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

Зная альbedo поверхности и суммарную радиацию, можно определить количество коротковолновой **радиации, поглощенной** данной поверхностью. Величина $1 - A$ представляет собой коэффициент поглощения коротковолновой радиации данной поверхностью. Он показывает, какая часть суммарной радиации, приходящей на данную поверхность, ею поглощается.

Излучение земной поверхности, встречное излучение атмосферы, эффективное излучение. Парниковый эффект. Радиационный баланс земной поверхности.

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

называть **длинноволновым (инфракрасным)**.

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

В естественных условиях на деятельной поверхности взаимодействуют два потока длинноволновой радиации: земное излучение E_z и поглощенная поверхностью часть встречного излучения атмосферы δE_a . Коэффициент δ характеризует поглощательную способность данной деятельной поверхности по отношению к длинноволновой радиации. Разность этих потоков есть фактическая потеря тепла деятельной поверхностью в виде лучистой энергии, называемая **эффективным излучением**: $E_{эф} = E_z - E_a$.

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

Из-за сильного поглощения длинноволновой радиации водяным паром, а в меньшей степени также углекислым газом и озоном атмосфера задерживает значительную часть излучения деятельного слоя. Днем же она сравнительно свободно пропускает к земной поверхности коротковолновую солнечную радиацию. Такое влияние атмосферы на тепловой режим называется **парниковым**, или **оранжерейным** эффектом по внешней аналогии с действием стекол теплицы.

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

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

$$B = (S' + D)(1 - A) - E_{эф}$$

Радиационный баланс представляет собой фактический приход или расход лучистой энергии на деятельной поверхности, от которого зависит, будет ли происходить ее нагревание или охлаждение. Если приход лучистой энергии больше ее расхода, то радиационный баланс положителен и поверхность нагревается. Если же приход меньше расхода, то он отрицателен и поверхность охлаждается. Радиационный баланс в целом, как и отдельные его компоненты, зависит от многих факторов. Особенно сильно на него влияет высота Солнца, продолжительность солнечного сияния, характер и состояние деятельной поверхности, замутнение атмосферы, содержание в ней водяного пара, облачность.

Периодические колебания и географическое распределение прямой, рассеянной и суммарной радиации, и радиационного баланса земной поверхности.

Поток прямой солнечной радиации зависит от высоты Солнца. Поэтому в течение дня поток солнечной радиации сначала быстро, потом медленнее нарастает от восхода Солнца до полудня, а затем медленно, потом быстро убывает от полудня до захода Солнца.

Изменение прямой радиации в течение дня при средних условиях облачности существенно отличается от изменений при ясном небе. И летом и зимой величины радиации на перпендикулярную и горизонтальную поверхность меньше, чем при ясном небе. Минимальные значения в годовом ходе прямой солнечной радиации в умеренных широтах приходятся на декабрь, когда высота Солнца меньше всего, а максимальная энергетическая освещенность – не на летние месяцы, а на весенние, так как весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен.

Рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность, также изменяется в течение дня: возрастает до полудня по мере увеличения высоты Солнца и убывает после полудня. Рассеянная радиация зависит от продолжительности дня и высоты Солнца, а также и от прозрачности атмосферы, однако уменьшение прозрачности не уменьшает, а увеличивает ее. Кроме того, рассеянная радиация в очень широких пределах меняется в зависимости от облачности; радиация, отраженная облаками, также частично рассеивается, в связи с чем общая рассеянная радиация возрастает. По той же причине отражение снежным покровом также увеличивает рассеянную радиацию, в Арктике при сравнительно тонких облаках и снежном покрове летом она может достигать 0,70 кВт/м².

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом. Частичная

облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом; полная облачность, напротив, ее уменьшает. В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию, поэтому летом приход суммарной радиации в дополуденные часы в среднем больше, чем в послеполуденные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую.

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

Вопросы для самоконтроля

Как в метеорологии принято подразделять электромагнитную радиацию?

Что такое солнечная постоянная, от чего она зависит?

Что называется прямой солнечной радиацией?

Какие изменения происходят с солнечной радиацией при проникновении ее в атмосферу?

Что называется коэффициентом прозрачности атмосферы?

Чем характеризуется и от чего зависит суточный и годовой ход прямой солнечной радиации?

Что такое альbedo поверхности, что оно характеризует?

Что такое эффективное излучение?

Что такое «парниковый эффект», какие газы его создают?

Дайте характеристику радиационного баланса земной поверхности.

ТЕМА № 4: ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Лекция № 4

ТЕПЛОВЫМ РЕЖИМОМ АТМОСФЕРЫ. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ГЛУБИНУ ПОЧВЫ. ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВОВ НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОЧВЫ. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЕМОВ. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ВОДЕ. ГОДОВАЯ АМПЛИТУДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА. ТИПЫ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА. КОНТИНЕНТАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА.

Аннотация. Рассматриваются механизмы теплообмена между атмосферой и подстилающей поверхностью. Объясняются периодические и непериодические изменения температуры почвы, водоемов и воздуха. Дается понятие континентальности климата.

Ключевые слова: температура почвы, воды и воздуха, тепловой баланс, суточная и годовая амплитуда

температуры, заморозки, континентальность климата.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

Тепловым режимом атмосферы называют характер распределения и непрерывные изменения температуры в атмосфере. Тепловой режим определяется теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой, т.е. деятельной поверхностью, соседними массами или слоями воздуха и космическим пространством. Атмосфера, за исключением верхних слоев, сравнительно слабо поглощает солнечную энергию. Непосредственное поглощение солнечной радиации в тропосфере может вызвать повышение температуры воздуха всего на величину порядка $0,5^{\circ}\text{C}$ в день.

Основным источником нагревания или охлаждения нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности или ей отдаваемое. Тонкая пленка воздуха, непосредственно соприкасающаяся с земной поверхностью, обменивается с ней теплом вследствие *молекулярной теплопроводности*. Внутри атмосферы действует другой, более эффективный механизм теплообмена – *турбулентная теплопроводность*. Перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень быстрой передаче тепла из одних атмосферных слоев в другие. Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или обратно.

Решающая роль в тепловом режиме в высоких слоях переходит к механизму *радиационной теплопроводности*, т.е. излучению из воздуха и поглощению радиации Солнца и атмосферных слоев, лежащих выше и ниже рассматриваемого слоя.

Наиболее интенсивные вертикальные перемещения воздуха возникают в результате *тепловой конвекции*, т.е. переноса отдельных объемов воздуха в вертикальном направлении, возникающего в свою очередь в результате сильного нагрева нижнего слоя атмосферы. Теплые порции воздуха как более легкие поднимаются, а их место занимают более холодные, которые затем тоже нагреваются и поднимаются.

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

Из пяти перечисленных процессов обмена теплом между деятельной поверхностью и атмосферой главная роль принадлежит турбулентному перемешиванию и тепловой конвекции. Однако температура в определенном месте может изменяться также в результате перемещения воздуха в горизонтальном направлении, т.е. при **адвекции**. Если в данное место притекает воздух с более

высокой температурой, говорят об адвекции тепла, если с более низкой – об адвекции холода.

Земная поверхность, т.е. поверхность почвы или воды (а также растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно и разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву или в воду. Алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю, что и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности:

$$B + P + G_n + LE_u = 0$$

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

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

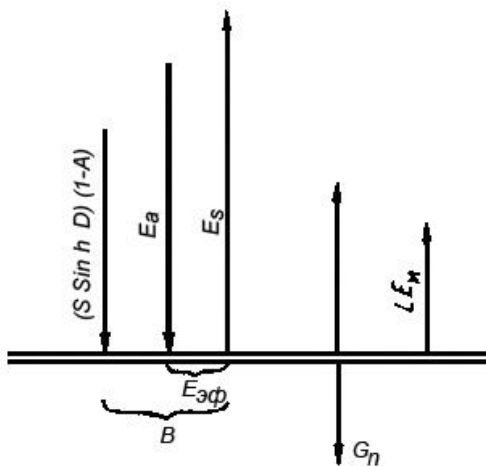


Рис. 4.1. Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток

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

вследствие чего температура поверхности падает.

Нагревание и тепловые особенности поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов существенно различны, поскольку в почве тепло распространяется по вертикали с помощью механизма молекулярной теплопроводности, а в воде – также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного. Кроме того, радиация глубже проникает в воду в сравнении с почвой и теплоемкость воды значительно больше, чем почвы, и одно и то же количество тепла нагревает массу воды до меньшей температуры, чем такую же массу почвы. Поэтому суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину порядка десятков метров, а в почве – менее 1 м. Годовые колебания температуры в воде распространяются на глубину сотен метров, а в почве – только на 10 – 20 м.

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

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

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

Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы. Распространение температурных колебаний в глубину почвы. Влияние растительного и снежного покровов на температуру почвы.

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход. Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода Солнца, когда радиационный баланс поверхности почвы становится равным нулю – отдача тепла из верхнего слоя почвы эффективным излучением уравнивается возросшим притоком суммарной радиации. Затем температура поверхности почвы растет до 13–14 ч и

достигает максимума в суточном ходе. После этого начинается ее падение. Рассмотренный характер суточного хода температуры поверхности почвы в отдельные дни может существенно искажаться за счет влияния изменяющейся облачности, осадков и непериодических (адвективных) изменений температуры воздуха.

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно выше, чем в воздухе, поскольку днем солнечная радиация нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух. Ночные минимумы, наоборот, на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как прежде почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух. Разность между суточным максимумом и суточным минимумом температуры называется **суточной амплитудой** температуры. Суточные амплитуды сильно зависят от ряда факторов, прежде всего от облачности. В облачную погоду дневной максимум понижен, а ночной минимум повышен и меньше суточная амплитуда.

Суточный ход температуры почвы зависит также от экспозиции (ориентации по отношению к странам света) склонов. Ночное излучение одинаково на склонах любой ориентации, но дневное нагревание почвы наибольшее на склонах южной ориентации и наименьшее на северных склонах. Также суточный ход температуры почвы зависит от почвенного покрова.

Растительный покров уменьшает ночное охлаждение почвы, поскольку ночное излучение происходит преимущественно с поверхности растительности. Днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы. В результате суточная амплитуда и средняя суточная температура почвы уменьшаются.

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерного охлаждения. Излучение идет с поверхности снежного покрова, почва под ним остается более теплой, чем обнаженная почва. Суточная амплитуда температуры на ее поверхности резко уменьшается. Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин порядка 40 см, а без снега – более 100 см. Таким образом, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой ее повышает, что уменьшает годовую амплитуду температуры поверхности почвы приблизительно на 10°C по сравнению с обнаженной почвой.

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

геометрической (второй закон Фурье). На некоторой глубине (около 70–100 см; в разных случаях различной) суточная амплитуда убывает практически до нуля и начинается слой постоянной суточной температуры.

Годовые колебания проникают до большей глубины, что объясняется более длительным временем их распространения. Амплитуды годовых колебаний убывают практически до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах, около 15–20 м в средних широтах, около 10 м в тропиках. На этих глубинах начинается слой постоянной годовой температуры.

Сроки наступления экстремумов как в суточном, так и в годовой ходе запаздывают с глубиной пропорционально увеличению глубины (третий закон Фурье). Суточные экстремумы запаздывают на 2,5 – 3,5 ч на каждые 10 см глубины. Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20 – 30 дней на каждый метр глубины.

Глубины слоев постоянной суточной и годовой температуры относятся между собой как корни квадратные из периодов колебаний, т.е. как:

$$1 : \sqrt{365} \text{ (четвертый закон Фурье)}$$

Это значит, что глубина, на которой затухают годовые колебания, приблизительно в 19 раз больше глубины затухания суточных колебаний.

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

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

Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов.

Распространение температурных колебаний в воде.

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

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана

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

Суточный и годовой ход температуры воздуха и его изменение с высотой. Заморозки.

Суточный ход температуры воздуха определяется суточным ходом температуры деятельной поверхности. При этом происходит некоторое запаздывание роста и понижения температуры воздуха по сравнению с изменением температуры почвы.

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

При установившейся погоде изменение температуры воздуха в течение суток выражено достаточно отчетливо. Но амплитуда суточного хода температуры воздуха над сушей всегда меньше, чем амплитуда суточного хода температуры поверхности почвы. Амплитуда суточного хода температуры воздуха зависит от широты места, времени года, характера деятельной поверхности, облачности, рельефа местности и высоты над уровнем моря.

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

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

С увеличением высоты места амплитуда суточного хода уменьшается, а моменты наступления экстремумов сдвигаются на более позднее время. На высоте 300 м над сушей амплитуда суточного хода температуры воздуха составляет около 50% амплитуды у земной поверхности, а экстремумы наступают на 1,5 – 2 ч позже, на высоте 2 – 5 км амплитуда составляет 0,5 – 1°C, а дневной максимум смещается на вечер. Небольшие суточные колебания температуры обнаружены даже в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Но там они связаны с процессами

поглощения и излучения радиации, а не с влиянием земной поверхности.

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

Годовая амплитуда температуры воздуха. Типы годового хода температуры воздуха. Континентальность климата.

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

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

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

климатом.

Средняя годовая температура воздуха в каждом отдельном пункте в разные годы различна. Средняя температура того или иного месяца от года к году изменяется в еще более широких пределах. Отклонение средней месячной температуры от климатической нормы называют **аномалией** средней месячной температуры данного месяца.

Вопросы для самоконтроля

Какие изменения температуры различают в атмосфере?

Объясните процесс нагревания или охлаждения деятельного слоя земной поверхности. Перечислите составляющие теплового баланса земной поверхности.

Как физические процессы, определяющие различие в тепловом режиме почв и водоемов, влияют на температуру поверхности суши и моря?

Что такое амплитуда суточного и годового хода температуры деятельной поверхности? Когда и почему она больше?

Как влияет почвенный покров на температуру поверхности почвы?

Как меняется суточная амплитуда с высотой?

Что такое заморозки? Какие причины приводят к их возникновению?

ТЕМА № 5: ВОДА В АТМОСФЕРЕ И НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Лекция № 5

ИСПАРЕНИЕ И ИСПАРЯЕМОСТЬ. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИСПАРЕНИЯ И ИСПАРЯЕМОСТИ. ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА. КОНДЕНСАЦИЯ И СУБЛИМАЦИЯ В АТМОСФЕРЕ. ДЫМКА, ТУМАН, МГЛА. ОБЛАКА, ИХ МИКРОСТРУКТУРА И ВОДНОСТЬ. МЕЖДУНАРОДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛАКОВ. СУТОЧНЫЙ И ГОДОВОЙ ХОД ОБЛАЧНОСТИ.

Аннотация. Рассматриваются особенности испарения, конденсации и сублимации в атмосфере и на земной поверхности. Анализируются процессы образования тумана, облачности, осадков, снежного покрова, их основные характеристики и пространственно-временные изменения.

Ключевые слова: испарение, испаряемость, конденсация, влажность воздуха, туман, облачность, осадки, влагооборот, роса, иней, снежный покров.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

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

Водяной пар непрерывно поступает в атмосферу вследствие испарения с поверхностей водоемов и почвы (физическое испарение) и транспирации (испарения растительностью). Физическое испарение и транспирацию вместе называют **суммарным испарением**. Процесс испарения заключается в отрыве молекул воды, обладающих наибольшими скоростями, от испаряющей поверхности.

Кроме испарения в атмосфере непрерывно происходит обратный процесс – переход молекул водяного пара из воздуха в воду или на поверхность почвы, растительного, снежного и ледяного покрова. Когда между испаряющей поверхностью и находящимся над ней паром устанавливается подвижное равновесие, такое состояние называют **насыщением**, водяной пар в этом состоянии – *насыщающим*, а воздух, содержащий насыщающий водяной пар, – *насыщенным*. Парциальное давление водяного пара в состоянии насыщения называют **давлением насыщенного водяного пара**.

Скорость испарения V выражается в миллиметрах слоя воды, испарившейся за единицу времени (например, за сутки) с данной поверхности. Она, прежде всего, пропорциональна разности между давлением насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности и фактическим давлением водяного пара в воздухе: $E_s - e$ (закон Дальтона). Кроме того, скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению. Наконец, испарение зависит от скорости ветра v . Таким образом:

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

где k – коэффициент пропорциональности. Для определения испарения с больших площадей прибегают к расчетным методам.

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

Характеристики влажности воздуха. Суточный и годовой ход влажности воздуха

Содержание водяного пара в атмосфере оценивают с помощью характеристик влажности воздуха (гигрометрических характеристик). В

метеорологии используются следующие основные гигрометрические характеристики, а также и другие.

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

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

$$d = E - e.$$

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

$$f = \frac{e}{E}.$$

Относительную влажность обычно принято выражать в процентах.

Точка росы – температура, при которой водяной пар, содержащийся в воздухе, при данном атмосферном давлении становится насыщенным. При насыщении точка росы равна фактической температуре.

В приземном слое атмосферы наблюдается хорошо выраженный суточный ход парциального давления водяного пара.

Над морями и их побережьями парциальное давление водяного пара имеет простой суточный ход с одним минимумом перед восходом солнца и максимумом в 14–15 ч. Минимум обусловлен уменьшением скорости испарения в это время суток. Таков же суточный ход парциального давления водяного пара и над материками зимой.

В теплое время года в глубине материков суточный ход парциального давления водяного пара имеет вид двойной волны с минимумами перед восходом солнца и в 15–16 ч и максимумами в 8–10 и 20–22 ч. После восхода солнца температура деятельной поверхности повышается, увеличивается скорость испарения и парциальное давление пара в нижнем слое атмосферы быстро растет до 8–10 ч, пока испарение преобладает над переносом пара снизу в более высокие слои. После чего парциальное давление пара в приземном слое уменьшается и достигает второго минимума в 15–16 ч, т.е. в период максимального развития турбулентности.

В годовом ходе парциального давления водяного пара в северном полушарии минимум наступает в январе, а максимум – в июле.

Суточный ход относительной влажности f зависит от суточного хода парциального давления пара e и давления насыщенного пара E . С повышением температуры испаряющей поверхности увеличивается скорость испарения и, следовательно, увеличивается e . Но E растет значительно быстрее, чем e , поэтому с

повышением температуры поверхности, а с нею и температуры воздуха относительная влажность уменьшается, и суточный ход ее вблизи земной поверхности оказывается обратным суточному ходу температуры поверхности и воздуха. Максимум относительной влажности наступает перед восходом Солнца, а минимум – в 15–16 ч. Амплитуда суточных колебаний относительной влажности на материках значительно больше, чем над водными поверхностями.

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

Конденсация и сублимация в атмосфере

Конденсация – переход воды из газообразного состояния в жидкое. При конденсации в атмосфере образуются мельчайшие капли диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капель или в результате таяния ледяных кристаллов. С понижением температуры до точки росы водяной пар достигает состояния насыщения, а при дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара сверх того, что нужно для насыщения, переходит в жидкое состояние.

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

Образование капель при конденсации в атмосфере всегда происходит на так называемых **ядрах конденсации**. Аэрозольные примеси в значительной части могут служить и ядрами конденсации. Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Солевые и вообще гигроскопические ядра попадают в атмосферу и при распылении почвы. Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частицах и капельках, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на ледяных зародышах, образующихся на инородных частицах.

Дымка, туман, мгла.

В воздухе содержатся различные примеси и мельчайшие продукты конденсации, рассеивающие проходящий свет и ухудшающие видимость. Если

помутнение воздуха невелико (дальность видимости 1–10 км), оно называется **дымкой**.

Туманом называют скопление продуктов конденсации (капель, кристаллов или тех и других) у земной поверхности и связанное с ним сильное помутнение воздуха, при котором дальность видимости становится менее 1 км. При сильном тумане дальность видимости может уменьшиться до нескольких метров. В больших городах и в индустриальных районах наблюдается опасное явление, называемое смогом (от англ. *smoke* – дым, *fog* – туман). **Смог** – сильный туман, смешанный с газообразными и твердыми примесями антропогенного происхождения. Основная причина загрязнения воздуха при дымотуманных смогах – сжигание угля и мазута, а при фотохимических – выбросы автотранспорта. Смоги вызывают удушье и раздражение глаз, повреждение растительности, ухудшение видимости и т.д.

Если сильное помутнение вызвано не продуктами конденсации, а твердыми частицами, то оно называется **мглой**. Особенно часто мгла возникает в результате пыльных бурь в пустынных и степных районах, а также из-за задымления воздуха при лесных пожарах и над промышленными центрами.

В зависимости от причин образования туманы делят на два основных класса: туманы **охлаждения** и туманы **испарения**. Первые абсолютно преобладают.

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

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

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

Туманы **испарения** возникают чаще всего осенью и зимой в холодном воздухе над более теплой открытой водой.

В суточном ходе туманы на равнине имеют максимум интенсивности и повторяемости утром.

Облака, их микроструктура и водность. Международная классификация облаков. Суточный и годовой ход облачности

В результате конденсации в атмосфере возникают скопления продуктов конденсации – капель и кристаллов, видимых невооруженным глазом. Их называют **облаками**. Облачные элементы (капли и кристаллы) настолько малы, что их вес уравнивается силой трения. Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает,

то облака испаряются.

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три группы.

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

Смешанные облака, состоящие из смеси переохлажденных капель и ледяных кристаллов. Они могут существовать, как правило, при температурах от -10 до -40°C .

Ледяные (кристаллические) облака, состоящие только из ледяных кристаллов. Они преобладают, как правило, при температурах ниже -30°C .

В теплое время года водяные облака образуются главным образом в нижних слоях тропосферы, смешанные – в средних, ледяные – в верхних. В холодное время года при низких температурах смешанные и ледяные облака могут возникать и вблизи земной поверхности. В исключительно редких случаях чисто капельное строение облака могут сохранять до температуры порядка $-30\dots -35^{\circ}\text{C}$.

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

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

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

Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. В современном варианте международной классификации облака делятся на десять основных форм (родов) по внешнему виду.

Номер	Русское название	Латинское название	Сокращение
I	Перистые	Cirrus	Ci

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

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

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

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

Степень покрытия небесного свода облаками называют количеством облаков, или **облачностью**. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба (0 – 10 баллов). Принято оценивать отдельно общее количество облаков (общую облачность) и количество нижних облаков (нижнюю облачность).

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

Суточный ход количества разных облаков неодинаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака чаще всего образуются в утренние часы, когда имеется наибольшее

радиационное выхолаживание. Максимум количества облаков вертикального развития над континентами обнаруживается в послеполуденные часы, когда конвекция достигает наибольшего развития. Поэтому над континентами в теплое время года наблюдается два максимума количества облаков – слабый утром и значительный в послеполуденные часы. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум.

Над океанами конвекция летом развивается преимущественно в ночные часы, поэтому суточный ход количества облаков здесь противоположен суточному ходу над континентами. В тропических широтах, где основным облакообразующим процессом является конвекция, весь год преобладает послеполуденный максимум количества облаков. Под влиянием местных условий суточный ход количества облаков может значительно отклоняться от описанного.

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

Образование осадков. Виды осадков, выпадающих из облаков. Суточный и годовой ход осадков. Наземные гидрометеоры.

Атмосферными осадками называют капли воды и кристаллы льда, выпадающие из атмосферы на земную поверхность. Осадки выпадают в том случае, если хотя бы часть элементов (капель или кристаллов), составляющих облако, укрупняются и становятся настолько тяжелыми, что сопротивление и восходящие движения воздуха больше не могут удерживать их во взвешенном состоянии.

Укрупнение капель до нужных размеров не может происходить путем конденсации. Более крупные капли образуются в результате взаимного слияния (коагуляции) капель, что может вызывать морось и слабый дождь. Однако для выпадения обильных осадков необходимо, чтобы в облаках находились переохлажденные капли и кристаллы льда. В этом случае из-за разных условий насыщения относительно капель и кристаллов последние будут быстро расти путем сублимации, а капли – испаряться. Укрупнившиеся кристаллы выпадают из верхней, более холодной части облака, продолжая укрупняться как путем

сублимации, так и примораживая к себе сталкивающиеся с ними капли.

Количество осадков измеряют высотой слоя воды в миллиметрах, образовавшегося в результате выпадения осадков на горизонтальную поверхность при отсутствии испарения, просачивания и стока, а также при условии, что осадки, выпавшие в твердом виде, полностью растаяли. Слой осадков 1 мм, выпавших на площадь 1 м², соответствует массе воды 1 кг. Важной характеристикой является интенсивность жидких осадков (в мм/мин). Кроме того, осадки как жидкие, так и твердые визуально делят на слабые, умеренные и сильные.

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

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

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

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

По форме различают следующие виды осадков.

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

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

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

Из облаков также выпадают *снежная и ледяная крупа, снежные зерна, ледяные иглы*. Особый характер имеет *ледяной дождь* – осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков (замерзших в воздухе капель дождя) диаметром 1–3 мм.

Летом в достаточно жаркую погоду из кучево-дождевых облаков иногда

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

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

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

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

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

Кроме конденсации водяного пара в атмосфере возможна его конденсация на холодных земной поверхности и на наземных предметах. Продукты конденсации такого типа называют **наземными гидрометеорами**. В зависимости от условий, в которых происходит конденсация, они разделяются на жидкие и твердые виды.

К жидким продуктам наземной конденсации относятся *роса* и *жидкий налет*. К твердым наземным гидрометеорам относятся *иней, твердый налет, изморозь* (рыхлые белые кристаллы, нарастающие на ветвях деревьев, проводах и других тонких предметах, нарастающие при значительных морозах и, как правило, в тумане).

Особое место среди твердых наземных гидрометеоров занимает *гололед* – образование слоя плотного льда на земной поверхности и на предметах в результате намерзания растекающихся капель переохлажденного дождя, мороси или обильного тумана. При гололеде толщина корки намерзшего льда может достигать нескольких сантиметров и вызывать поломку сучьев и обрыв проводов. Под тяжестью льда, осевшего на проводах, могут ломаться опоры. Покрытые гололедом улицы и дороги становятся очень опасными для движения. От гололеда следует отличать *гололедицу*, которая образуется в результате замерзания на горизонтальных поверхностях уже выпавшего дождя или талой воды при дальнейшем понижении температуры ниже нуля.

Снежный покров и его характеристики. Климатическое значение снежного покрова.

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

Плотность снежного покрова определяется как отношение массы некоторой пробы снега к ее объему. Она меняется от 0,01 до 0,70 г/см³. Его высота (см) зависит от количества выпавшего снега и его плотности. Большое влияние на высоту снежного покрова оказывает рельеф местности и ветер, переносящий снег с возвышенностей в более низкие места. Определяется также водозапас снежного покрова (мм). Перенос снега ветром называют **метелью**. Метели ухудшают видимость и приводят к образованию снежных заносов на дорогах, поэтому их относят к опасным атмосферным явлениям.

Вопросы для самоконтроля

Что такое влагооборот?

Что такое физическое испарение, транспирация и суммарное испарение?

Что такое испаряемость и чем она отличается от испарения?

Охарактеризуйте суточный и годовой ход парциального давления водяного пара и относительной влажности?

Как происходит конденсация в атмосфере?

Какая разница между облаком и туманом?

Опишите международную классификацию облаков.
Каков суточный и годовой ход облачности?
Что называется дымкой, туманом, мглой, смогом?
Как делятся осадки в зависимости от их формы и условий образования?
Перечислите наземные гидрометеоры.
Дайте характеристику суточного и годового хода осадков.
Что такое снежный покров? Каковы его характеристики?

ТЕМА № 6: КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ

Лекция № 6

КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КЛИМАТА. ВЛИЯНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУШИ И МОРЯ НА КЛИМАТ. ОРОГРАФИЯ И КЛИМАТ. ОКЕАНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И КЛИМАТ. ВЛИЯНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА КЛИМАТ. МИКРОКЛИМАТ И МЕЗОКЛИМАТ. ВЛИЯНИЕ ВОДОЕМОВ, РЕЛЬЕФА НА МЕЗО- И МИКРОКЛИМАТ. КЛИМАТ БОЛЬШОГО ГОРОДА. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ Б.П. АЛИСОВА

Аннотация. Рассматриваются основные климатообразующие процессы и факторы, изменения климата с высотой. Объясняются особенности формирования типов микро- и мезоклимата. Анализируются принципы классификации климата и причины изменений климата в прошлом и в настоящее время.

Ключевые слова: климат, факторы климата, климатическая система, микроклимат, мезоклимат, классификация климата, изменение климата.

Методические рекомендации по изучению темы: изучить теоретическую часть и ответить на вопросы для проверки усвоения темы.

Климатическая система. Климатообразующие процессы.

Климатическая система – атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера. **Глобальный климат** – статистическая совокупность состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий.

Физические процессы, определяющие внешние воздействия на климатическую систему, а также основные взаимодействия между звеньями климатической системы называют **климатообразующими факторами**. Компоненты климатической системы и различные процессы, влияющие на формирование и изменения климата делят на *внешние* и *внутренние*.

К внешним процессам относят: приток солнечной радиации, изменения состава атмосферы, вызванные процессами в литосфере и притоком аэрозолей и газов из космоса; изменения очертаний океанов, суши, орографии, растительности.

К внутренним процессам относят: взаимодействия атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом (теплообмен, испарение, осадки), взаимодействие лед - океан, изменение газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф и очертания материков.

В современной теории климата в качестве внутренней климатической системы рассматривается совокупность двух ее подсистем – атмосферы и океана. Другие составляющие климатической системы считаются внешними. Наконец, в качестве внутренней климатической системы можно рассматривать только атмосферу. Тогда внешними климатообразующими факторами следует считать характеристики, определяющие особенности энергетического взаимодействия между атмосферой и другими компонентами климатической системы, распределение на поверхности Земли океанов и материков, особенности рельефа земной поверхности, а внутренними климатообразующими факторами – общую циркуляцию атмосферы и влагооборот.

Состоянию глобального климата соответствуют свои закономерности в теплообороте, влагообороте и атмосферной циркуляции. Эти климатообразующие факторы определяют многолетний режим метеовеличин и явлений погоды.

Распределение метеорологических величин в пространстве и во времени определяет распределение локальных климатов на земном шаре. **Локальный климат** – совокупность атмосферных условий за многолетний период, характерный для данной местности.

Теплооборот, влагооборот и атмосферная циркуляция, как
климатообразующие факторы

В атмосферных условиях **теплооборот** характеризует сложные процессы получения, передачи, переноса и потери тепла в системе Земля-атмосфера. Кроме теплообмена путем излучения, между земной поверхностью и атмосферой

происходит обмен теплом путем теплопроводности. В передаче тепла внутри атмосферы важную роль играет перемешивание воздуха в вертикальном направлении. Значительная часть тепла, поступающего на земную поверхность, затрачивается на нагревание воды. При конденсации водяного пара в атмосфере выделяется тепло, которое идет на нагревание воздуха. Существенным процессом в теплообороте является горизонтальный перенос тепла воздушными течениями.

Температура воздуха имеет суточный и годовой ход в зависимости от притока солнечной радиации по широтам, распределения суши и моря, которые имеют различные условия поглощения радиации и соответственно по-разному нагреваются, а также горизонтального переноса воздуха с океана на сушу, и с суши на океан.

Между атмосферной и земной поверхностью происходит постоянный **влагооборот**. С водной поверхности, почвы, растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла из почвы и верхних слоев воды. В реальных условиях, в атмосфере, водяной пар конденсируется, вследствие этого возникают облака и туманы. Осадки, выпадающие из облаков, уравнивают испарение в целом для всего земного шара. Неравномерное распределение тепла в атмосфере приводит к неравномерному распределению атмосферного давления, и как следствие движению воздуха. На характер движения воздуха относительно земной поверхности большое влияние оказывает суточное вращение Земли. В пограничном слое атмосферы на движение воздуха влияет трение.

Совокупность основных воздушных течений, которые реализуют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха – **общая циркуляция атмосферы**. Ее в первую очередь зависит от постоянно возникающих в атмосфере волн и вихрей, перемещающихся с различной скоростью. Это образование атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов – характерная черта атмосферной циркуляции. Общая циркуляция атмосферы является одной из характеристик состояния климатической системы. С перемещениями воздуха связаны основные изменения погоды.

Состояние глобальной климатической системы определяет характер климатообразующих процессов – атмосферной циркуляции, теплооборота и влагооборота, проявляющихся в различных географических регионах. В связи с этим типы локальных климатов зависят от широты, распределения суши и моря, орографии, почвы, растительного и снежного покрова, океанических течений.

Географические факторы климата. Влияние распределение суши и моря на климат. Орография и климат.

Влияние географической широты на климат

Географическая широта определяет зональность в распределении элементов

климата. Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту Солнца и продолжительность облучения.

Влияние географической широты на распределение метеорологических величин становится заметнее с высотой, когда ослабевает влияние других факторов климата, связанных с земной поверхностью.

Изменение климата с высотой

Атмосферное давление с высотой падает, солнечная радиация и эффективное излучение возрастают, температура, удельная влажность убывают. Ветер достаточно сложно меняется по скорости и направлению.

Климатические условия могут сильно различаться в зависимости от высоты места. При этом изменения с высотой намного больше, чем изменения с широтой – в горизонтальном направлении.

Высотная климатическая зональность определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются лежащие одна над другой климатические зоны (или пояса) с соответствующим изменением растительности. Смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. Разница, однако, в том, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры. Типы растительности в горах сменяются в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса. В сухих климатах они начинаются не от подножия гор, а с некоторой высоты, где температура падает, а осадки возрастают настолько, что становится возможным произрастание древесной растительности. Затем идут хвойные леса, кустарники, альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников. За снеговой линией следует зона постоянного снега и льда.

Влияние распределения моря и суши на климат

Распределение суши и моря определяет деление типов климата на морской и континентальный. Зональность климатических характеристик оказывается возмущенной или перекрытой влиянием неравномерного распределения суши и моря. В южном полушарии, где океаническая поверхность преобладает, а распределение суши более симметрично относительно полюса, чем в северном, зональность в распределении температуры, давления, ветра выражена лучше. Центры действия атмосферы на многолетних средних картах давления обнаруживают явную связь с распределением суши и моря: субтропические зоны высокого давления разрываются над материками летом; в умеренных широтах над материками выражено преобладание высокого давления зимой и низкого давления летом. Это усложняет систему атмосферной циркуляции, а значит, и распределение климатических условий на Земле.

Положение места относительно береговой линии существенно влияет на режим температуры, влажности, облачности, осадков, определяя степень континентальности климата.

Континентальность климата – совокупность характерных особенностей климата, определяемых воздействиями материка на процессы климатообразования.

В климате над морем (морской климат) наблюдаются малые годовые амплитуды температуры воздуха по сравнению с континентальным климатом над сушей с большими годовыми амплитудами температуры.

Годовой ход температуры воздуха на широте 62° с.ш. в Торсхавне (Фарерские острова) и Якутске отражает географическое положение этих пунктов: в первом случае – у западных берегов Европы, во втором – в восточной части Азии. Средняя годовая амплитуда в Торсхавне 8°, в Якутске 62°С.

Величина годовой амплитуды температуры воздуха зависит от географической широты. В низких широтах годовые амплитуды температуры меньше по сравнению с высокими широтами. Это положение приводит к необходимости исключения влияния широты на годовую амплитуду. Для этого предложены различные показатели континентальности климата, представленные функцией годовой амплитуды температуры и широты места.

Индекс континентальности С.П.Хромова определяется в зависимости от широты "чисто океанической амплитуды", т.е. амплитуда, обусловленная океаном свободным от материковых влияний.

В случае чисто океанической амплитуды ($A_{ок}$) принимается выражение

$$A_{ок} = 5,4 \sin \varphi,$$

$$K = \frac{A_{лок} - 5,4 \sin \varphi}{A_{лок}} \cdot 100\%,$$

где $A_{лок}$ – годовая амплитуда данного места.

Индекс континентальности показывает долю годовой амплитуды температуры воздуха в данном месте за счет суши на земном шаре.

Орография и климат

На климатические условия в горах влияет высота местности над уровнем моря, высота и направление горных хребтов, экспозиция склонов, направление преобладающих ветров, ширина долин, крутизна склонов.

Воздушные течения могут задерживаться и отклоняться хребтами. В узких проходах между хребтами скорость воздушных течений меняется. В горах возникают местные системы циркуляции – горно-долинные и ледниковые ветры.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты на наветренных склонах гор увеличиваются облачность и осадки. На подветренных склонах

возникают фены с повышением температуры и уменьшением влажности.

Океанические течения и климат.

Влияние растительного и снежного покрова на климат.

Океанические течения создают особенно резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию. Устойчивость океанических течений приводит к тому, что их влияние на атмосферу имеет климатическое значение. Гребень изотерм на картах средней температуры наглядно показывает отепляющее влияние Гольфстрима на климат восточной части северной Атлантики и Западной Европы.

Холодные океанические течения также обнаруживаются на средних картах температуры воздуха соответствующими возмущениями в конфигурации изотерм – языками холода, направленными к низким широтам.

Густой травяной покров уменьшает суточную амплитуду температуры почвы и снижает ее среднюю температуру. Следовательно, он уменьшает суточную амплитуду температуры воздуха. Более сложное влияние на климат имеет лес, который может увеличивать над собой количество осадков, вследствие шероховатости подстилающей поверхности.

Однако влияние растительного покрова имеет в основном микроклиматическое значение, распространяясь преимущественно на приземный слой воздуха и на небольших площадях.

Снежный (ледяной) покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Поверхность покрова отражает солнечную радиацию днем и охлаждается излучением ночью, поэтому она понижает температуру приземного слоя воздуха. Весной на таяние снежного покрова тратится большое количество тепла, которое берется из атмосферы.

Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет большое значение для климатического режима теплого времени года. Большое альbedo снежного покрова приводит к усилению рассеянной радиации и увеличению суммарной радиации и освещенности.

Микроклимат и мезоклимат. Влияние водоемов, рельефа на мезо- и микроклимат. Климат большого города.

Микроклимат как явление приземного слоя атмосферы

Местные особенности климата, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся на небольших расстояниях, называют **микроклиматом**.

В географическом районе с одним и тем же типом климата могут наблюдаться различные варианты микроклимата: леса, поляны, холмов, долин,

озер, болот, города.

Наряду с понятием «микроклимат» существует понятие «**мезоклимат**» как промежуточное звено между **макроклиматом** и микроклиматом.

Б.Н. Романовой были предложены критерии разделения мезо- и микроклимата, представлены в таблице 6.1.

Т а б л и ц а 6.1

**Критерии распределения мезо-, микро- и наноклимата
(по Б.И. Романовой)**

Неоднородности подстилающей поверхности		Масштаб возмущений	
Тип	характеристика	горизонтальный	вертикальный
Мезоклимат			
Горный рельеф	Система гор	} ≤ 100 км	} ≤ 1000 м
Холмистый рельеф	Массивы площадью ≥ 100 км ² Ширина > 1 км		
Реки	Площадь зеркала 50-100 км ²		
Озера, моря, океаны	Массивы площадью ≥ 100 км ² Районы города		
Почвенно-растительный покров	Большой город		
Микроклимат			
Горный рельеф	Отдельные участки	} ≤ 10 км	} 100–200 м
Холмистый рельеф	Отдельно стоящие холмы или группа холмов		
Реки	Ширина < 1 км		
Озера, пруды	Площадь зеркала < 50 км ²		
Почвенно-растительный покров	Массивы площадью < 100 км ²		
Город, поселок	Элементы застройки, отдельные здания, улицы		
Наноклимат			
Микровозвышения и микропонижения (бугры, гребни, борозды, западины)	Отдельные неровности с перепадом высот, измеряемым единицами и десятками сантиметров	1-3 м	≤ 0,5 м

Мезоклиматические особенности формируются под действием как макромасштабных, так и мезомасштабных неоднородностей достаточно большой площади. К макромасштабным неоднородностям относятся горный рельеф, океаны, моря, а мезомасштабные характеризуют холмистый рельеф, реки, озера, пестроту почвенно-растительного покрова, большие города. Существующие в природе микронеоднородности подстилающей поверхности (бугры, кочки, борозды) также влияют на метеорологический режим самого нижнего

припочвенного слоя воздуха и верхних слоев почвы. Такие вариации метеорежима предложено именовать *наноклиматическими*. Различия эти могут быть существенными, и их необходимо принимать во внимание при исследовании роста и развития растительности, животного мира.

Микроклиматы водоемов

Вследствие различий в соотношении между составляющими радиационного и теплового балансов водной поверхности и суши создается местная циркуляция (бризы), наиболее четко выраженная в теплое время года в прибрежной полосе, размеры которой зависят от площади водоемов и контрастов в температуре поверхности суши и водоема, а также от строения окружающей территории. Днем над нагретой сушей конвективные потоки поднимаются вверх, а на смену им с водоемов в нижнем слое приходит более холодный воздух, возникает дневная ветвь бризовой циркуляции. Ночью, когда суша становится холоднее водных масс, возникает обратная циркуляция. Бризы помимо морских побережий наблюдаются на больших и малых водоемах и на больших реках (например, на Волге). Существенное влияние на температурный режим оказывают и менее значительные по своим размерам водоемы: озера, водохранилища, реки. Так, например, в низовьях Волги при ветрах с реки дневные температуры понижаются на 1–2°C и приблизительно на столько же повышается ночная температура.

Влияние рельефа на микроклимат

Неровности поверхности с разностями высот порядка сотен или десятков метров влияют на мезо- и микроклимат в основном так же, как и крупномасштабный рельеф на общие условия климата.

Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит экспозиции, т.е. ориентации склонов относительно стран света, а также формам рельефа. Неравномерное распределение солнечной радиации по склонам разной крутизны и ориентации является одной из основных причин возникновения термических различий подстилающей поверхности в условиях изрезанного рельефа.

Увеличение колебаний температуры в вогнутых формах рельефа и ее уменьшение на вершинах холмов четко проявляются не только в условиях макрорельефа, но и микрорельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах. Разности абсолютных минимумов могут достигать 15°C на высоте метеорологической будки. Это объясняется стоком холодного воздуха по склону местности и ослабленным обменом воздуха в низинах.

Воздействие холмистого рельефа на ветер наиболее отчетливо прослеживается при антициклонических условиях погоды и небольших скоростях

основного потока. Ночью в холмистом рельефе с вершины и склонов воздух стекает вниз под влиянием силы тяжести и получает еще дополнительное ускорение за счет горизонтальной термической неоднородности склон – атмосфера

На количество осадков и их перераспределение оказывают влияние расчлененность рельефа, экспозиция склонов относительно влагонесущего потока, высота возвышенностей, их горизонтальная протяженность. В теплое время года в нижних частях вогнутых форм рельефа приход воды увеличивается по сравнению с вершинами и верхними частями склонов за счет воды, поступающей с вышележащих участков, что является одной из причин различий во влагозапасах почвы на пересеченной местности.

Явления, сходные с перераспределением осадков в зависимости от ветра, возникают и в результате переносов снежного покрова метелями и поземками. Зимой в пониженных формах рельефа, как правило, происходит скопление снега за счет сдувания его с возвышенных мест. Высота снежного покрова значительно больше на подветренных склонах.

Климат большого города

Город представляет протяженную мезонеоднородность. Он создает свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений, водоемов.

Солнечная радиация в условиях больших промышленных городов оказывается пониженной вследствие уменьшения прозрачности из-за дыма и пыли.

На территории города вследствие загрязнения воздушного бассейна снижено эффективное излучение и ночное выхолаживание. Изменение радиационного баланса, дополнительное поступление тепла в атмосферу за счет сжигания топлива и малый расход тепла на испарение приводят к более высоким температурам внутри города по сравнению с окрестностями.

Над городом существует «остров тепла». Интенсивность и размеры острова тепла изменяются во времени и пространстве под влиянием фоновых метеорологических условий и местных особенностей города. В центральной части больших городов располагается «пик» острова тепла, где температура воздуха максимальна.

По данным различных авторов, тепловое влияние городов четко проявляется в пределах 100 – 500-метрового слоя. Одновременно с этим в климате города обнаруживается много общих признаков иногда и до высоты 1 км. Большая шероховатость подстилающей поверхности и остров тепла обуславливают особенности ветрового режима в условиях города. При слабых ветрах (1–3 м/с) может возникнуть городская циркуляция. У поверхности Земли течения направлены к центру, где располагается остров тепла, а наверху наблюдается отток воздуха к окраинам города.

Ветровой режим крупных городов характеризуется снижением скорости ветра в городе по сравнению с пригородом. В некоторых случаях в городе возможно усиление скорости ветра: при направлениях ветра, совпадающих с направлением улицы, ограниченной многоэтажными зданиями.

Влажность воздуха в крупных городах ниже, чем в окрестностях, что связано с повышением температуры и общим понижением влаги в атмосфере над городом вследствие уменьшения испарения.

В зимний период года различия в суммах осадков обычно незначительны. В летнее время наибольшие суммы осадков выпадают над городом, но не в центральной его части, а на окраинах.

Туманов в городе в связи с повышением температуры и понижением относительной влажности может быть меньше, чем за городом.

Исследования грозовой деятельности в различных районах показали, что средняя суммарная продолжительность всех гроз за год в городе в 1,5 – 2,5 раза меньше, чем в его окрестностях.

Генетическая классификация климатов Б.П. Алисова

Принципы классификации климатов

В зависимости от задачи исследования существуют различные подходы к классификации климатов. Если это делается для целей анализа происхождения самого климата или для увязки с комплексом природных условий (ландшафтно-географических зон), то такое разделение климатов называется **климатической классификацией**, а если для прикладных целей (обслуживание сельского хозяйства, строительства, транспорта) - **климатическим районированием**.

Классификации климатов и районирования многочисленны, и определяются различными задачами.

Современные классификации и районирования не ограничиваются разделением климатов, они также выявляют их систему, тем самым обращая внимание и на их сходство.

Генетическая классификация климатов Б.П. Алисова

В основу генетической классификации климатов положено деление земной поверхности на климатические зоны и области в соответствии с условиями общей циркуляции атмосферы, выражающимися в преобладании воздушных масс определенного географического типа, в течение года или в один из двух основных сезонов. Кроме сезонности условий циркуляции, в каждой зоне выделяются две разновидности: климат низин и климат высокогорий. Это дает основание на увязку циркуляционных границ с ландшафтными. При определении климатических границ учтено удаление различных частей материка от океана. Значительно сложнее ситуация с термическими границами в теплую половину года, которая во внетропической зоне сильно зависит от радиационных условий.

Формальные границы распространения воздушных масс в условиях их непрерывной термической трансформации не всегда соответствует ландшафтным границам.

Широтные зоны и типы климатов по Алисову, их особенности даны на карте (рис. 6.1).

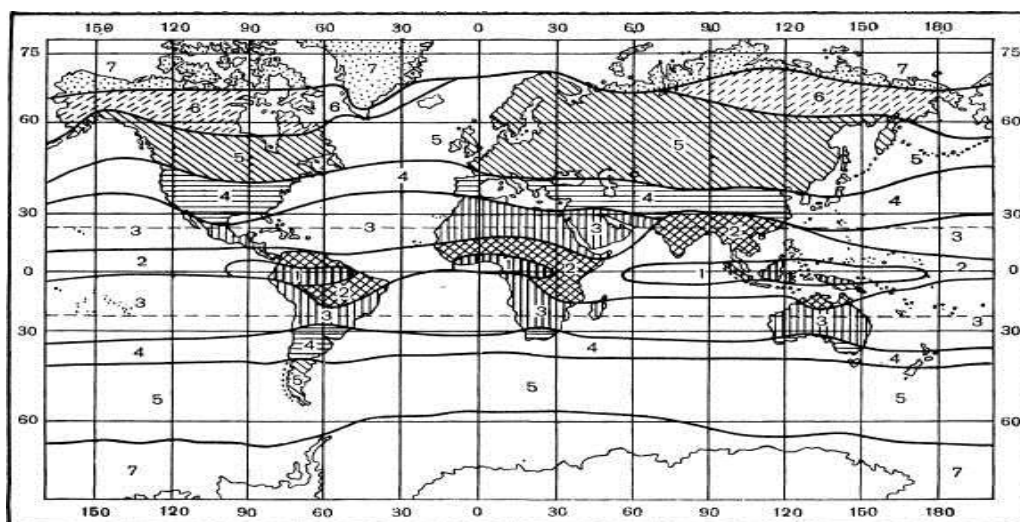


Рис. 6.1. Климатические зоны Земли (по Б.П. Алисову)
(см. обозначения зон ниже в тексте)

Широтные климатические пояса представляют четыре зоны, где преобладает какая-то одна воздушная масса (ЭВ, ТВ, УВ, АВ), и три зоны, где летом преобладают воздушные массы более низких, а зимой более высоких широт.

Б.П.Алисов выделяет семь главных климатических (циркуляционных) зон: экваториальная (1), две тропические (3), две умеренные (5), арктическая и антарктическая (7). Каждая зона характеризуется постоянным преобладанием воздушных масс географического типа, одноименного с зоной. Затем различаются промежуточные зоны: две зоны экваториальных муссонов с зимним преобладанием тропического и летним экваториального воздуха (2), две субтропические с зимним преобладанием полярного и летним тропического воздуха (4), субарктическая с зимним преобладанием арктического воздуха и летним – воздуха умеренных широт (6).

В умеренных широтах западные районы подвержены влиянию ветров с океанов, создающих увлажнение в течение года. Восточные берега подвержены действию муссонов, определяющих различие температуры океана и суши.

Изменения климата в прошлом и в современный период инструментальных наблюдений. Теория климата.

Непостоянство климата, возможные причины его колебаний

На протяжении геологической истории Земли (4,65 млрд. лет) вместе с земной природой менялись состав атмосферы, ее масса и климат. За этот период времени многократно изменялись очертания материков, конфигурация и высота горных систем, площадь суши и океана, происходили изменения светимости Солнца, колебания эксцентриситета земной орбиты и наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики, а также замедление скорости вращения Земли. Следовательно, происходили изменения теплооборота, влагооборота и атмосферной циркуляции.

Временные масштабы возможных причин климатических изменений необычайно широки. С другой стороны, внутренняя изменчивость климатической системы определяется различными механизмами прямых и обратных связей между составляющими системы: атмосферой, океаном, криосферой, поверхностью суши и биосферой, которые могут действовать во временных масштабах от 10 до 10^2 лет. Таким образом, изменения климата могли происходить в любых геологических эпохах.

Климат голоцена. Изменение климата за последнее тысячелетие

Нижней границей голоцена принято считать рубеж 10 тыс. лет назад. Повышение температуры, таяние ледников и разрушение ледниковых покровов началось 14 тыс. лет назад. Это потепление климата имело глобальный характер. Оно сопровождалось деградацией вюрмских ледниковых покровов Европы и Северной Америки, но этот процесс не был монотонным. На его фоне происходили колебания температуры, частые наступления ледников, изменения уровня Мирового океана, высоты снеговой линии в горах, площади долинных ледников, распространения растительности. Исчезновение Скандинавского ледникового покрова произошло около 9 тыс. лет назад, а Северо-Американского – 7 тыс. лет до н.э. Периодизация голоцена основана на палеоботанических признаках.

Период раннего Средневековья (от VIII в. до XIV в.) называется эпохой викингов. В это время климат стал более мягким и теплым, произошло резкое уменьшение ледовитости северных морей. В период между 750 г. и 1200 г. викинги открыли и заселили Исландию и Гренландию, достигли Ньюфаундленда, беспрепятственно плавали до Шпицбергена, торговали и совершали набеги в устье Северной Двины. В XII–XIII вв. на Балтийском побережье и в Англии выращивали виноград, что на 4–5° широты севернее, чем в настоящее время.

В XIII–XIV вв. началось новое похолодание климата, постепенно увеличилась ледовитость северных морей, морские пути в Гренландию стали непроходимыми для утлых судов викингов. Ледники Гренландии начали наступать и уничтожать их поселения. В XIII–XIV вв. увеличилась и внутрисезонная изменчивость климата. Наметился переход к так называемому **малому ледниковому периоду**, который, по мнению одних, продолжался с XIV до

середины XIX в., а, по мнению других, с XVII в. до середины XIX в. Характерная черта малого ледникового периода – поведение горных ледников. В XVI в. стало заметным наступление альпийских ледников, в конце XVI в. и в XVII в. достигло максимума. Новый глобальный максимум горного оледенения в Альпах, Исландии, Норвегии, Северной Америке, Британской Колумбии и Патагонских Андах Южной Америки был отмечен в 1850 г. Наступление 1850–1860 гг. было последним глобальным наступлением горных ледников и оно знаменовало конец малого ледникового периода.

Изменение климата в период инструментальных наблюдений

Колебания климата в последней четверти XIX и в XX в. можно определить на основе обработки прямых метеорологических измерений. В настоящее время имеются многочисленные свидетельства того, что потепление, последовавшее за малым ледниковым периодом, продолжалось в конце XIX – первой половине XX в. Это не только отступление горных ледников в Европе, Северной Америке и Азии, но и обработанные ряды метеорологических измерений за 100 лет. С конца XIX в. по 1940 г. происходило потепление на всем северном полушарии, величина которого составило не менее $0,6^{\circ}\text{C}$, затем началось новое потепление, продолжающееся и в настоящее время.

На рис. 6.2 представлены ход изменения аномалий глобальной средней годовой приземной температуры воздуха и сглаженная кривая, полученная 10-летним скользящим осреднением. Наблюдается рост средней глобальной температуры земного шара с конца XIX столетия до 40-х годов XX в. Последующее похолодание 50–60-х годов менее заметно. Это скорее колебание около некоторого значения температуры. Новый рост температуры начался со второй половины 70-х годов. За период инструментальных наблюдений средняя глобальная температура земного шара увеличилась на $0,5^{\circ}\text{C}$.

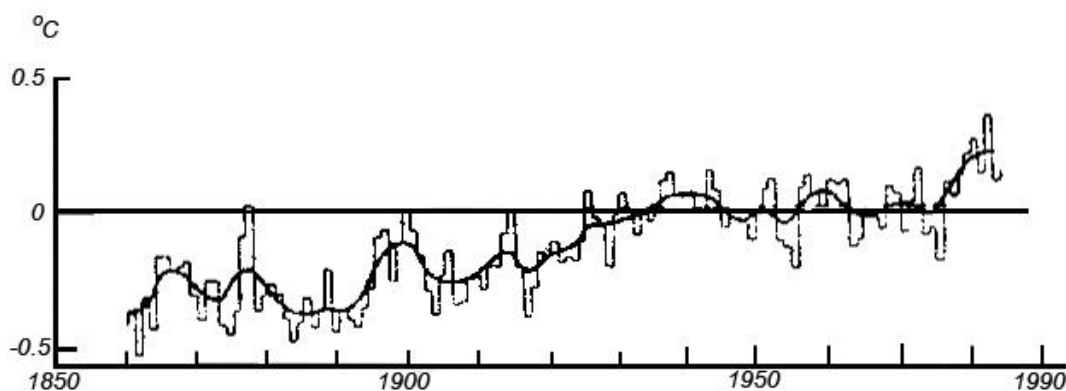


Рис. 6.2. Вековой ход глобальной средней годовой температуры воздуха у поверхности Земли

Данные наблюдений за изменением уровня моря, полученные с начала века, действительно показывают, что уровень Мирового океана повышается. Средняя скорость повышения уровня Мирового океана 4–5 см за 100 лет. Таким образом, последние 100 лет можно назвать периодом потепления климата. Изучение причин современного потепления показало следующее: ход средней годовой температуры северного полушария с удовлетворительной точностью можно объяснить колебаниями фактической прозрачности атмосферы и парникового эффекта из-за изменения концентрации CO_2 в атмосфере.

Непреднамеренное воздействие человека на климат. Изменение подстилающей поверхности, техногенное увеличение концентрации углекислого газа и их последствия для климата.

Воздействие человека на климат проявляется в процессе динамичного развития производственной деятельности. Изменения в природной среде (вырубка лесов, распашка земель, мелиорация) приводят к уменьшениям радиационного, влажностного, ветрового режима. В конечном итоге атмосферная циркуляция распространяет эти изменения и за пределы района, где производится воздействие.

Преобразования в окружающей природе (насаждение и вырубка лесов, осушение болот, создание водоемов, городская застройка) обуславливают изменения микроклимата и климата. Леса существенно меняют ветровой режим, распределение снежного покрова и промерзание почвы, увеличивают количество осадков, радиационный баланс и испарение. При вырубке лесов меняется альbedo системы Земля–атмосфера на 1% глобальная температура понизится на 2°C . В настоящее время температура у земли за счет вырубленных лесов понизилась на $0,6^\circ\text{C}$.

Известно, что удвоение концентрации CO_2 в атмосфере повышает температуру воздуха на 3°C . Количество CO_2 , которое может выделиться при разложении древесины повысит температуру на $0,7^\circ\text{C}$, что компенсирует понижение температуры, обусловленное ростом альbedo.

Современные представления о причинах изменения климата Земли

Повышение концентрации парниковых газов и аэрозолей обычно рассматриваются как главные вкладчики в климатические изменения.

Еще в конце XIX века была указана возможность потепления климата из-за увеличений в атмосфере CO_2 в результате сжигания каменного угля и другого топлива.

В середине 60-х гг. XX столетия глубоко и всесторонне разработал эту проблему М.И. Будыко. Он первым высказал предположение об антропогенном изменении климата, указал на связь потепления с выбросами углекислоты в атмосферу и на основании расчетов теплового баланса предсказал глобальное

потепление. Согласно прогнозу М.И. Будыко, сделанному в начале 70-х гг. XX века, предполагалось, что за 120 лет концентрация углекислого газа увеличится примерно в два раза, а температура воздуха должна повыситься почти на 2.5°C. В этом же прогнозе был сделан вывод о том, что повышение температуры обусловит сокращение площади морских полярных льдов, а значит, вызовет подъем уровня Мирового океана.

Содержание парниковых газов в течение XX века выросло более чем на 30%. В течение того же периода средняя температура на Земле существенно повысилась. По самым осторожным оценкам (IPCC) Межправительственной комиссии по изменению климата ООН повышение глобальной температуры составило около 0.6°C. Десять из десяти самых жарких лет имели место после 1990 года. Количество атмосферных осадков в XX веке увеличилось на 5-10% в большинстве районов, расположенных в средних и высоких широтах Северного полушария.

Потепление климата сопровождается среднеглобальным повышением уровня моря в результате теплового расширения морской воды и подтаивания материкового льда. Происходит сокращение снежного покрова и распространности льда. Существенный и все больший ущерб вызывают экстремальные погодные явления, связанные с климатом и превращающиеся в серьезную проблему.

Потепление во второй половине XX века связывается, в основном, с антропогенным влиянием. Естественные вариации солнечной и вулканической активности признаются в качестве лишь второстепенных факторов.

Глобальный тепловой баланс Земли серьезно зависит от парникового эффекта, а региональные особенности климата определяются прежде всего колебаниями циркуляции вод океана в масштабах десятилетий. Океан играет важную роль в меридиональном переносе тепла к полюсам, меняя глобальный климат.

Современные изменения климата на территории Северного полушария

Парниковые газы усиливают внешнее радиационное воздействие, что привело к повышению средней температуры у земной поверхности за последние 100 лет на $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$. Темпы роста температуры в последние десятилетия, начиная с 1976 г., в три-пять раз превышают таковые за последнее столетие и достигают $0,3^\circ\text{C}/10$ лет. Девять из десяти самых теплых лет за всю историю метеорологических наблюдений имели место после 1990 г.

Согласно спутниковым данным, с конца 1960-х годов произошло уменьшение площади снежного покрова на 10 %, площадь морского льда в Северном полушарии в весенний и летний периоды сократилась почти на 10-15 %, уровень Мирового океана в течение XX столетия повысился на 10-20 см. Важно отметить, что уровень атмосферных осадков в XX в. увеличился на 5-10 % в большинстве районов средних и высоких широт Северного полушария и т.п.

Особенностью нынешнего потепления климата является то, что оно охватывает все широтные зоны Земли, но скорость повышения температуры воздуха над сушей вдвое превышает аналогичный показатель над океаном. Предсказывается также дальнейшее глобальное потепление климата, что подтверждается также последним докладом Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), сделанным в Париже в феврале 2007 г., согласно которому глобальная температура приземного слоя воздуха к концу XXI в. может увеличиться на 2-4°С при определенных сценариях эмиссии ПГ. Естественно, что на региональном уровне (в первую очередь в умеренных и высоких широтах) этот показатель может быть превзойден. Подобная нестабильность климатической системы представляет определенную угрозу, как окружающей природной среде, так и человечеству. На 15 саммите АТЭС (Сидней, сентябрь 2007 г.) была принята декларация о сокращении на 25 % выбросов парниковых газов в атмосферу к 2030 г.

Однако, учитывая всю сложность климатической системы и все многообразие действующих между ее компонентами – атмосферой, океаном, сушей, криосферой и биосферой нелинейных связей, рассчитывать на скорое решение этой проблемы не приходится. Изменения климата в XX столетии представляются самыми аномальными и экстремальными за последние, по меньшей мере, 3000 лет.

Таким образом, проблема современного глобального потепления климата неразрывно связана с происходящими глобальными изменениями всей природной среды.

Вопросы для самоконтроля

- Из каких компонентов состоит климатическая система?
- Какие внешние и внутренние факторы могут влиять на изменение климатической системы?
- Перечислите географические факторы климата.
- Каково влияние географической широты на климат?
- Как влияет на климат высота места над уровнем моря?
- Как влияет на климат распределение на земном шаре суши и моря?
- Каким образом влияет на климат растительный и снежный покровы?
- Что понимается под микро- и мезоклиматом?
- Какими факторами определяются микроклиматические различия?
- Какие факторы формируют микроклимат водоемов и пересеченной местности?
- Каковы особенности микроклимата города?
- Что такое «остров тепла»?
- В чем задача классификации климатов?
- Какой главный принцип положен в основу классификации климатов Б.Н.Алисова?
- Как менялся климат в историческое время?
- Какими климатическими условиями характеризовался малый климатический оптимум?
- Какой период называется малым ледниковым периодом?
- Какие изменения климата наблюдались в период инструментальных наблюдений?
- Каковы основные причины возможных антропогенных изменений климата?

Какие существуют оценки изменения средней глобальной температуры воздуха у поверхности Земли в связи с увеличением CO₂ и других радиационноактивных газов и как эти изменения могут повлиять на увеличение уровня океана?

ТЕМА № 7: ГИДРОЛОГИЯ КАК НАУКА. ВОДА КАК ВЕЩЕСТВО

Лекция № 7

ГИДРОЛОГИЯ И ЕЁ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ. МЕТОДЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИИ.

Аннотация. В данной лекции рассматривается суть гидрологии как географической науки, её структура и применяемые методы исследования, связь гидрологии с другими науками о Земле, науками естественного и физико-математического направлений. Дается характеристика гидрологии с позиций её практической значимости.

Ключевые слова: гидрология, структура гидрологии, методы исследования в гидрологии, гидрология и практика.

Методические рекомендации по изучению темы: при изучении данного лекционного материала необходимо чётко понять суть гидрологии как науки и её место в системе наук о Земле, а также связь с другими науками. Предлагаемые методы изучения в гидрологии объединены в группы, каждая из которых содержит большое множество своих частных методов, заметно отличающихся друг от друга в зависимости от объекта, предмета изучения и их характеристик. Всё многообразие этих методов не нашло отражения в данном лекционном материале. Оно предлагается студентам для самостоятельного поиска и изучения.

В завершении даётся список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Гидрология (от греческих слов “гидро” – вода, “логос” – наука, учение) – комплекс наук, изучающих природные воды на Земле и происходящие в них процессы. Однако надо понимать, что гидрология занимается изучением не воды как таковой (физическое вещество или химическое соединение), а изучением

закономерностей распространения и режима природных вод на планете. В самостоятельную науку со своим набором методов исследования и своей теоретической базой гидрология оформилась в 1920–1930 гг.

В гидрологии в зависимости от направленности и методов исследования выделяются следующие разделы:

- *общая гидрология*, изучающая самые общие закономерности гидрологических процессов и явлений;
- *гидрография*, занимающаяся изучением и описанием конкретных водных объектов;
- *прикладная (инженерная) гидрология*, разрабатывающая методы расчёта и прогноза различных гидрологических характеристик;
- *гидрометрия*, разрабатывающая методы измерений и наблюдений при изучении природных вод;
- *физика природных вод (гидрофизика)*;
- *химия природных вод (гидрохимия)*;
- *биология природных вод (гидробиология)*;

Общая гидрология по объектам исследования подразделяется на следующие три части:

- *гидрология морей и океанов*;
- *гидрология поверхностных вод суши*;
- *гидрология подземных вод*;

Гидрология поверхностных вод суши, являясь наиболее изученной частью общей гидрологии, по объектам исследования подразделяется на следующие темы:

- гидрология рек;
- гидрология озёр;
- гидрология водохранилищ и прудов;
- гидрология болот;
- гидрология ледников;
- гидрология морских устьев рек.

Современная гидрология располагает множеством взаимодополняющих друг друга методов исследования гидрологических процессов. Выделяют следующие основные группы методов исследования:

Методы полевых исследований. В настоящее время без использования или учёта результатов полевых работ не обходится ни одно гидрологическое исследование. Полевые исследования подразделяются на:

- *экспедиционные* – проведение относительно кратковременных (от нескольких дней до нескольких лет) экспедиций на водных объектах (в океане, на леднике, реке, озере, водохранилище);

– *стационарные* – проведение длительных (обычно многолетних) наблюдений в отдельных местах водных объектов на специальных гидрологических станциях или постах.

Методы дистанционных исследований: наблюдения и измерения с помощью локаторов, аэрокосмические съёмки и наблюдения и т.д., автономные регистрирующие системы (автоматические гидрологические посты на реках, буйковые станции в океане и т.д.).

Методы экспериментальных исследований:

– *эксперименты в лабораториях* – на специальных лабораторных установках проводят эксперименты в условиях, контролируемых экспериментатором;

– *эксперименты в природе (натурные эксперименты)* – исследования проводятся на небольших участках природных объектов, специально выбранных для детальных исследований (экспериментальные площадки, водосборы и т.д.)

Статистические методы исследований помогают установить связи между различными гидрологическими характеристиками, определить силу влияния на них со стороны определяющих факторов (высота местности, количество атмосферных осадков, температура и т.д.) в конкретных природных условиях, а также оценить вероятность наступления того или иного гидрологического процесса или явления.

Теоретические методы исследований: завершающим этапом исследований во многих случаях становится теоретическое обобщение и анализ (математическое моделирование, системный анализ, гидролого-географические обобщения и т.д.).

Гидрология относится к географическим наукам. Её связь с такими отраслями географии как климатология, геоморфология, гляциология, картография, ландшафтоведение и др. очень тесная, что отражает объективно существующее единство природы, проявляющееся во взаимосвязи всех компонентов природной среды, а вода – один из ведущих и динамичных её компонентов. Связана гидрология и с другими естественными науками – геологией, биологией, почвоведением, геохимией, геофизикой. Кроме того, гидрология не может активно развиваться без опоры на фундаментальные науки – физику, химию, математику. Всё более возрастает взаимодействие гидрологии с информатикой и техническими науками. На стыке с экологией активно развивается такая часть гидрологии как экологическая гидрология (экогидрология).

Результаты гидрологических исследований применяются в разнообразных научных исследованиях, промышленном и коммунальном хозяйствах, орошаемом земледелии, строительстве в береговой зоне рек (мосты, набережные и дамбы, причалы, переходы трубопроводов и линий высоковольтных передач и т.д.) и в шельфовой зоне морей и океанов (нефте- и газодобывающие установки и пр.), навигации речного и морского транспорта, гидроэнергетике, рыбном хозяйстве, министерствах по чрезвычайным ситуациям, природоохранных организациях, в рекреационных целях и т.д.

Лекция № 8

МОЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ВОДЫ. ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ.

Аннотация. В данной лекции рассматриваются основные физические и химические свойства воды и их значения для Географической оболочки.

Ключевые слова: вода, физико-химические свойства воды

Методические рекомендации по изучению темы: при изучении данного лекционного материала необходимо усвоить знания об основных физико-химических свойствах, их значении для процессов и явлений, происходящих в Географической оболочке Земли.

В завершении даётся список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Вода – самое распространённое вещество на Земле. Только вода в нормальных земных условиях может находиться в трёх агрегатных состояниях: твёрдом, жидком и газообразном. И в этих состояниях вода резко отличается от всех других веществ. Она обладает следующими основными физико-химическими свойствами:

- [1] Вода – это простейшее устойчивое химическое соединение водорода с кислородом – H_2O . Химически чистая вода – это вещество без цвета, запаха и вкуса.
- [2] Молекула воды несимметрична и образует равнобедренный треугольник с двумя ядрами водорода в основании и ядром кислорода в вершине. Данное строение молекулы воды наделяет её свойствами *электрического диполя*, что обуславливает большую *диэлектрическую проницаемость воды* – величину, показывающую, во сколько раз силы взаимодействия электрических зарядов уменьшаются в воде по сравнению с силами их взаимодействия в вакууме. В этой связи, высокая диэлектрическая проницаемость воды обуславливает её высокую растворяющую способность по отношению к другим веществам. В природе вода не бывает химически чистой, и поэтому она представляет собой *слабый раствор*. Это всегда газово-солевой раствор различной концентрации, т.е. различной солёности.
- [3] Химически чистая вода в условиях нормального атмосферного давления кипит при температуре $+100^{\circ}C$, замерзает при $0^{\circ}C$ и имеет наибольшую плотность при температуре $+4^{\circ}C$ (точнее – $+3.98^{\circ}C$). Характерно, что при охлаждении воды ниже $+4^{\circ}C$ плотность воды уменьшается (а не повышается, как у других веществ!), а объём её увеличивается, при этом в момент замерзания химически чистой воды при температуре $0^{\circ}C$ отмечается резкое увеличение объёма почти на 10% от объёма воды в жидкой фазе. Эти аномальные свойства воды имеют огромное гидрологическое значение, т.к. лёд легче воды и поэтому располагается выше жидкой воды в водных объектах. Более того, водные объекты в зимнее время, как правило, не промерзают до дна, поскольку пресная вода, охлаждённая до

температуры ниже $+3.98^{\circ}\text{C}$, становится менее плотной и “всплывает” ближе к поверхности водных объектов. Плотность воды изменяется также в зависимости от содержания в ней растворённых веществ и увеличивается с ростом солёности. Некоторое влияние на плотность воды оказывает также давление: хотя сжимаемость воды очень мала, но на больших глубинах в Мировом океане она уже ощутима. Так, на каждые 1000 м погружения плотность воды вследствие давления столба воды возрастает на $4.5\text{--}4.9\text{ кг/м}^3$. Если бы вода была несжимаема, то уровень Мирового океана стоял бы на 30 м выше, чем это имеет место в действительности.

- [4] Для воды характерна высокая *удельная теплоёмкость* (количество теплоты, необходимое для нагревания единицы массы воды на один градус) по сравнению с другими жидкостями и твёрдыми веществами. С увеличением в воде растворённых солей её теплоёмкость немного снижается, поэтому теплоёмкость солёной морской воды немного меньше, чем пресной. Теплоёмкость воды в 2 раза больше, чем у дерева, в 5 раз больше, чем у песка, в 10 раз больше, чем у железа, в 3000 раз больше, чем у воздуха. Это значит, что, охлаждая на 1°C один кубический сантиметр воды, можно нагреть на столько же градусов 3000 см^3 воздуха. Это свойство воды играет огромную теплорегулирующую роль на планете.
- [5] Для воды характерна малая *теплопроводность* (меньшую теплопроводность имеет лишь воздух). С уменьшением температуры и давления и увеличением солёности теплопроводность воды немного уменьшается. С понижением температуры и уменьшением плотности льда и снега их теплопроводность также уменьшается. Малая теплопроводность воды способствует её медленному нагреванию и охлаждению. В итоге: снег предохраняет почву, а лёд – водоёмы от промерзания.
- [6] По сравнению с другими жидкостями вода имеет невысокую *молекулярную вязкость (внутреннее трение)*. Вязкость воды уменьшается с ростом её температуры. Поэтому в холодное время вязкость воды несколько выше, чем в тёплое время. Увеличение минерализации несколько повышает её вязкость. С ростом давления вязкость воды уменьшается, а не повышается, как у других жидкостей. Благодаря малой вязкости вода текуча, и даже небольшие внешние силы приводят её в движение.
- [7] Для воды характерно высокое по сравнению с другими жидкостями *поверхностное натяжение*. С ростом температуры оно немного уменьшается. Необычно высокое поверхностное натяжение воды способствует размыву почвогрунтов: дождевые капли благодаря поверхностному натяжению упруги и обладают высокой кинетической энергией и, следовательно, разрушительной силой. Это свойство воды играет большую роль в вертикальном поднятии воды в порах и капиллярах почв и растений, обеспечивая их водным питанием.

- [8] Свет от поверхности воды частично отражается, на границе раздела вода–воздух преломляется, а в толще воды рассеивается и поглощается и в результате этого ослабляется.
- [9] Вода хорошо проводит звук. В толще воды при определённых условиях звук может распространяться на огромные расстояния и с большой скоростью. При этом скорость распространения звука (1400–1600 м/с) в воде в 4–5 раз выше скорости распространения звука в воздухе. Скорость звука в воде увеличивается с повышением её температуры (в среднем около 3.0–3.5 м/с на 1°C), солёности (1.0–1.3 м/с на 1‰) и с ростом давления (в среднем около 1.5–1.8 м/с на 100 м погружения).
- [10] Химически чистая вода – плохой проводник электричества. Электропроводность льда примерно в 10 раз ниже, чем у жидкой воды. Электропроводность воды немного увеличивается с повышением её температуры, но резко возрастает с увеличением минерализации. Электропроводность воды относительно слабо возрастает с ростом давления воды.
- [11] Вода имеет немало изотопных разновидностей (всего может быть 42 изотопа воды), так как водород и кислород, образующие водную молекулу, имеют несколько природных изотопов. Известны три изотопа водорода (H^1 – протий (самый лёгкий), H^2 – дейтерий (D – тяжёлый) и H^3 – тритий (T – сверхтяжёлый)) и три изотопа кислорода (O^{16} , O^{17} , O^{18}). Молекулы воды разного изотопного состава есть в любой капле воды, но преобладают в ней лёгкие изотопы водорода и кислорода. Практически (на более чем на 99.7%) природная вода – это $H_2^1O^{16}$ (“обычная” или “лёгкая” вода) с примесями. Вода, попавшая в атмосферу, богаче протием и беднее дейтерием, чем поверхностная вода. O^{18} в ней в 500 раз меньше, чем O^{16} . При этом переход воды из одной оболочки в другую сопровождается постоянными изменениями её изотопного состава. $H_2^2O^{16}$ (или D_2O^{16}) – это т.н. “тяжёлая” вода без цвета, вкуса и запаха, но удельный вес её на 10% выше, чем обычной воды, и кипит она при +101.4°C, а замерзает при +3.8°C; максимальная плотность такой воды отмечается при +10°C. Тяжёлая вода не взрывоопасна, не горит. Она активно поглощает влагу, как бы стараясь разбавиться. В чистой тяжёлой воде семена растений не произрастают, не живут ни черви, ни рыбы. Однако тяжёлая вода не является ядом для биоты: в ней могут существовать микроорганизмы. В природе тяжёлой воды примерно в 5000 раз меньше, чем обычной. В атмосфере её нет. Вода с изотопным составом $H_2^3O^{16}$ (или T_2O^{16}) – это т.н. “сверхтяжёлая” вода. Её на Земле, по разным оценкам, от 15 до 20 кг.

Вопросы для самоконтроля

Что изучает гидрология?

Какова структура гидрологической науки?

Какова структура гидрологии поверхностных вод суши?

Назовите основные группы методов исследования в гидрологии.
Какова связь гидрологии с другими науками?
Какова практическая значимость гидрологии?
Что такое диэлектрическая проницаемость воды и что она обуславливает?
Каковы аномальные свойства воды по плотности и их роль в гидросфере?
Назовите основные физические свойства.
Назовите основные изотопные разновидности воды.

ТЕМА № 8: ВОДА НА ЗЕМЛЕ

Лекция № 9

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ. КОЛИЧЕСТВО ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ. КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ

Аннотация. В данной лекции даётся понятие о гидросфере Земли и её составных частях. Вводится понятие круговорота воды (гидрологического цикла), рассматриваются основные причины его вызывающие (солнечная энергия и сила тяжести на Земле), а также выделяются два основных вида этого цикла – глобальный и внутриматериковый – со своей внутренней структурой (набором звеньев).

Ключевые слова: гидросфера, структура гидросферы, круговорот воды в природе, гидрологический цикл, коэффициент влагооборота.

Методические рекомендации по изучению темы: при изучении данного лекционного материала необходимо понимать суть круговорота воды в природе и причинах, вызывающих его, усвоить знания о главных видах круговорота воды в природе и их внутренней структуре. Студентам рекомендуется самостоятельное изучение более детальной структуры (соотношения разных звеньев) водных круговоротов как по отдельным океанам Земли, так и по отдельным её континентам.

В завершении даётся список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Общий объём воды на планете оценивается примерно в 1.388 млрд. км³, при этом на долю Мирового океана приходится свыше 96.4%. Из водных объектов суши наибольшее количество воды содержится в ледниках – свыше 28.6 млн. км³ (1.86% всех вод планеты). Далее следуют озёра (0.176 млн. км³ (0.013% всех вод планеты)), реки (0.091 млн. км³ (0.007% всех вод планеты)), болота (0.011 млн. км³

(0.0008% всех вод планеты)), водохранилища (0.006 млн. км³ (0.0004% всех вод планеты)) и реки (0.002 млн. км³ (0.0002% всех вод планеты)).

На долю вод, заключённых в верхней толще литосферы Земли, приходится около 23.7 млн. км³ (около 1.7% всех вод планеты).

Масса воды, заключённая в атмосфере и живых организмах, сравнительно невелика – в сумме около 0.014 млн. км³ (0.0011% всех вод планеты)).

Все перечисленные выше воды образуют *гидросферу* – водную оболочку Земли, включающую всю химически не связанную воду независимо от её фазового состояния. Земля – самая водная планета Солнечной системы, т.к. около 71% её поверхности покрыто водами Мирового океана. Общая площадь водных объектов суши Земли (ледники, озёра, водохранилища, реки и болота) составляет около 21.5 млн. км². Таким образом, суммарная поверхность водных объектов (Мировой океан + воды суши) оценивается в 382.5 млн. км² (или 75% поверхности планеты).

Круговорот воды в природе (гидрологический цикл) – процесс циклического перемещения воды в Географической оболочке, состоящий из испарения, конденсации, осадков и поверхностного и подземного стока воды с суши, и создающий основной механизм перераспределения на планете вещества и энергии. Он объединяет в единое целое не только водные объекты гидросферы, но и разные компоненты Географической оболочки (атмосферу, гидросферу, литосферу, биоту). Физическая основа различных гидрологических циклов на Земле – лучистая энергия Солнца и силы тяжести нашей планеты.

Солнечная энергия – практически главнейший источник тепла на поверхности Земли. Радиация, поступающая от звёзд и Луны (отражённая солнечная радиация) в десятки миллионов раз слабее солнечной, а поток тепла к поверхности из недр Земли в 5000 раз меньше, получаемого от Солнца. Роль солнечной энергии в круговороте воды на Земле проявляется через нагревание и последующее испарению воды, формирование воздушных и водных потоков в атмосфере и Мировом океане и других водных объектах суши через неравномерное прогревание этих сред. Это приводит, в свою очередь, к перемещению воды: водяного пара в воздухе, водных масс в виде течений в океанах, морях, озёрах и пр.

Сила тяжести обуславливает выпадение сконденсированной в атмосфере воды на земную поверхность в виде атмосферных осадков, а также стекание поверхностных и подземных вод снова в Мировой океан или внутренние водоёмы суши.

В Географической оболочке принято выделять два главных гидрологических цикла (круговорота воды): *глобальный* и *внутриматериковый*.

Глобальный гидрологический цикл связывает миграцию воды между океанами и сушей Земли. В нём выделяют два пространственных звена – *океаническое* и *материковое*.

Океаническое звено представляет собой повторяющийся цикл – “Испарение с поверхности Океана – перенос водяного пара над Океаном – осадки на поверхности Океана – океанические течения – испарение”.

Материковое звено – повторяющийся цикл – “Испарение с поверхности суши – перенос водяного пара – осадки на поверхности суши – поверхностный и подземный стоки воды – испарение”.

Оба этих звена связаны друг с другом переносом водяного пара с Океана на сушу и, напротив, переносом жидкой воды поверхностных и подземных стоков с суши в Океан.

С поверхности Мирового океана ежегодно испаряется объём воды, оцениваемый примерно в 505 тыс. км³, а возвращается в виде атмосферных осадков лишь около 458 тыс. км³ (чуть менее 91%). Разность в 47 тыс. км³ (чуть более 9%) – это воды (водяной пар), переносимые воздушными потоками с Океана на сушу.

На поверхности же суши ежегодно выпадает около 119 тыс. км³ атмосферных осадков, из которых 72 тыс. км³ (60.5%) – это собственно “местные” осадки, образовавшиеся вследствие испарения воды с суши, и 47 тыс. км³ (39.5%) – осадки, обусловленные отмеченным выше переносом водяного пара с Океана. Отметим, что из 72 тыс. км³ “местных” осадков примерно около 60% обусловлены физическим испарением с поверхности водных объектов и почво-грунтов, и около 40% – транспирацией растительного покрова суши.

Из 47 тыс. км³ воды в виде водяного пара, поступившего на сушу с Мирового океана, в том же объёме возвращается в Океан в виде поверхностного и подземного стока с осушенной части земной коры. Из этого объёма около 95% приходится на поверхностный (речной и ледниковый (таялая ледниковая вода, откалывающиеся от покровных ледников айсберги)) сток и около 5% – на подземный.

Изложенная выше в общих чертах схема глобального гидрологического цикла представлена на рисунке 8.1. Рассмотренная схема круговорота воды в действительности куда более сложная.



Рис. 8.1. Общая схема глобального гидрологического цикла
(по материалам Геологической службы США)

При гидрологических расчётах важно учитывать, что суша подразделяется на две части – области внешнего стока, с которой выпавшие атмосферные осадки поступают с поверхностным или подземным стоками в Мировой океан (около 80% площади суши), и области внутреннего стока (бессточные области), не дающие стока в Мировой океан (около 20% площади суши). Примерами крупнейших областей внутреннего стока являются водосборный бассейн Каспийского и Аральского морей, пустыни Центральной Азии (Алашань, Гоби и Такла-Макан), часть пустыни Сахара, Ливийской пустыни и пустыни Калахари в Африке, Большой бассейн в Северной Америке, Западная и Центральная Австралия и др.

Внутриматериковый гидрологический цикл – сложный многократно повторяющийся процесс перераспределения воды над конкретным участком суши Земли. На любом участке суши осадки складываются как из продуктов конденсации водяного пара, пришедшего извне на данный участок, так и водяного пара “местного” происхождения (продуктов физического испарения с водных объектов и почво-грунтов, а также транспирации на данном участке) (рис. 8.2.).

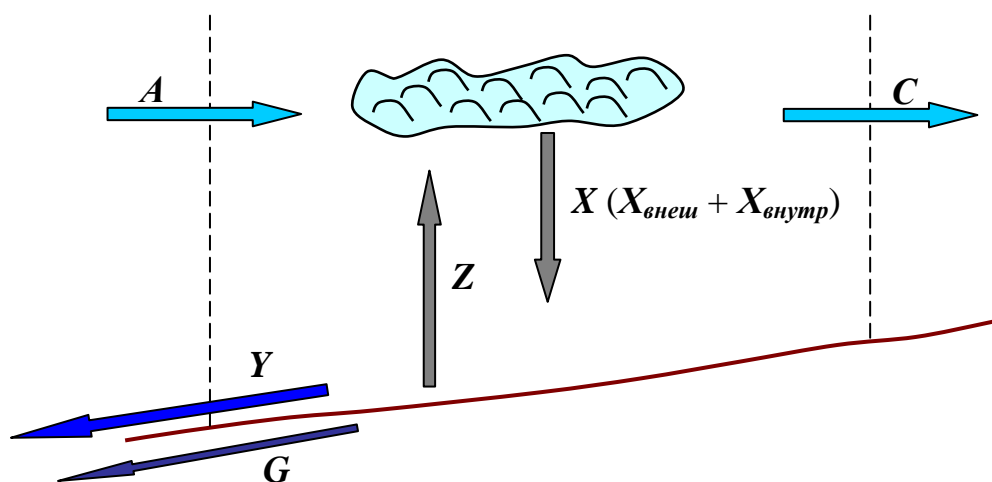


Рис. 8.2. Схема внутриматерикового гидрологического цикла

A – объём воды, поступивший с воздушными потоками на участок суши извне, C – объём воды, вынесенный воздушными потоками за пределы участка суши, X – объём воды в виде осадков (осадки из водяного пара, пришедшего извне ($X_{внеш}$), + “местные” осадки ($X_{внутр}$)), Z – объём воды, испарившийся с поверхности, Y и G – объём воды с поверхностным и подземным стоками.

Объём воды, выносимый за пределы участка суши с воздушными потоками может быть рассчитан следующим образом:

$$C = A - X + Z$$

или

$$C = A - (Y + G)$$

В оценке внутриматерикового цикла важной характеристикой является **коэффициент влагооборота** ($K_{вл}$) – отношение внешних ($X_{внеш}$) и внутренних ($X_{внутр}$) осадков:

$$K_{вл} = 1 + (X_{внеш} / X_{внутр})$$

Для небольших по площади участков суши $K_{вл}$ приближается к единице. Данный коэффициент показывает потенциал влагообеспечения территории за счёт местных ресурсов воды. В аридных (засушливых) регионах планеты данный коэффициент меньше, во влажных – больше, и изменяется от 1.1 до 1.7 по усреднённым оценкам для разных континентов Земли (Михайлов и др., 2005).

Вопросы для самоконтроля

- Что такое гидросфера Земли?
- Какова структура гидросферы Земли?
- Что такое круговорот воды в природе?
- Каковы источники энергии круговорота воды?
- Что такое глобальный гидрологический цикл?
- Что такое внутриматериковый гидрологический цикл?
- Что такое коэффициент влагооборота?

ТЕМА № 10: ГИДРОЛОГИЯ РЕК

Лекция № 10

ТИПЫ РЕК. ВОДОСБОР И БАСЕЙН РЕКИ. МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАСЕЙНА РЕКИ. РУСЛО РЕКИ. ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ РЕКИ. РЕЧНАЯ СЕТЬ

Аннотация. В данной лекции вводится понятие “река” и даётся самая общая типизация рек по различным критериям. Ключевыми понятиями при изучении данной темы также являются “водосбор реки” и “бассейн реки” (с описанием их основных морфометрических характеристик), “русло реки”, “продольный профиль реки”, “речная сеть” и их морфологические элементы и характеристики.

Ключевые слова: река, водосбор реки, бассейн реки, русло, продольный профиль реки, речная сеть.

Методические рекомендации по изучению темы: предлагаемый лекционный материал содержит лишь самые общие представления о реке и её бассейне. В этой связи студентам рекомендуется самостоятельная глубокая проработка разделов о типизации рек, морфологическом строении русел рек, классификациях речных русел, о типизациях продольных профилей рек.

В завершении даётся список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Река – естественный постоянный водный поток, текущий в сформированном им русле.

К рекам относят лишь постоянные водотоки с водосборной площадью не менее 50 км². Водоток меньшего размера называют **ручьями**.

Встречаются реки, не имеющие стока в определённую непродолжительную часть года по причине их промерзания или пересыхания. Если же водоток не имеет

стока бóльшую часть года, то такой водоток к рекам не относится. Не являются реками даже крупные водотоки (протоки), соединяющие лагуны с морем. Не могут считаться реками каналы.

Исток реки – это место, где начинается река (родник, выход из озера, ледника и пр.).

Устье реки – это место впадения реки в другой водный объект (океан, море, озера, водохранилище, река).

ТИПЫ РЕК

Существуют следующие типизации (классификации) рек:

По **размеру** выделяют реки *большие* (с площадью водосбора более 50000 км²), *средние* (с площадью водосбора от 2000 до 50000 км²) и *малые* (с площадью водосбора менее 2000 км²).

По **условиям протекания** реки подразделяются на *равнинные*, *полугорные* и *горные*.

По **источникам (видам) питания** реки подразделяются на реки с преимущественно *снеговым*, *дождевым*, *ледниковым* и *подземным* питанием.

По **водному режиму (по характеру внутригодового распределения стока воды)** выделяют реки с *весенним половодьем*, с *половодьем в тёплую часть года*, с *паводочным режимом*.

По **степени устойчивости русла реки**: *устойчивые* и *неустойчивые*.

По **ледовому режиму**: *замерзающие* и *незамерзающие*.

ВОДОСБОР И БАСЕЙН РЕКИ

Водосбор реки – часть поверхности суши толщи почво-грунтов, с которой река получает своё питание. Выделяют водосборы *поверхностные* и *подземные*.

Бассейн реки – это часть суши, включающая данную речную систему и ограниченная орографическим водоразделом.

Обычно понятие водосбор и бассейн реки совпадают, однако случаются и несовпадения. Так, если в пределах речного бассейна часть его оказывается бессточной, то она, оставаясь частью бассейна, уже перестаёт быть частью водосбора.

Несовпадение границ бассейна, выделяемых по орографическому водоразделу, и границ водосбора может быть и в тех случаях, когда границы поверхностного и подземного водосборов не совпадают, т.е. когда часть подземного стока поступает из-за пределов данного бассейна, либо уходит за его пределы.

Для каждого речного бассейна определяют следующие морфометрические характеристики:

- 1) *Площадь бассейна*;

- 2) *Длина бассейна* – прямая, соединяющая устье реки и точку на водоразделе, прилегающую к истоку;
- 3) *Максимальная ширина бассейна* – прямая, проведенная перпендикулярно к длине бассейна в наиболее широкой его части;
- 4) *Средняя ширина бассейна* – отношение площади бассейна реки к его длине;
- 5) *Длина водораздельной линии*;
- 6) *Гипсографическая кривая*, показывающая распределение площади бассейна по высотам местности;
- 7) *Средняя высота бассейна*;
- 8) *Средний уклон поверхности бассейна*.

РУСЛО РЕКИ

Наиболее типичными мезоформами рельефа русел меандрирующих рек являются (рис. 10.1):

Пережат – крупная аллювиальная русловая гряда, отличающаяся наименьшими глубинами и наибольшими скоростями течения воды в реках; обычно пережаты пересекают русло реки под углом 20-30°. Верхний по течению склон пережата более пологий, противоположный склон, обращенный по направлению течения (т.н. *подвалье пережата*) – более крутой; наиболее глубокая часть пережатов, расположенная между соседними плёсами, где проходит линия наибольших глубин русла, называется *корытом пережата*. Пережаты по своему строению бывают трёх видов: *перевалы* – пережаты с плавными или небольшими изменениями отметок дна без резко выраженного подвалья, *нормальные* – пережаты с хорошо выраженным подвальем, *перекошенные (сдвинутые)* – с резким искривлённым фарватером (рис. 10.2).

Плёт (плёсовая ложина) – наиболее глубокий участок (депрессия) русла реки, расположенный вдоль подмываемых (вогнутых) водотоком берегов, отличающийся относительно меньшими скоростями течения воды.

Прирусловые отмели – мелководные участки русла реки, расположенные на выпуклых берегах реки, где происходит активная аккумуляция речных наносов, переносимых рекой преимущественно с её противоположного берега.

В свою очередь все вышеотмеченные мезоформы рельефа русла усложняются формами рельефа меньшего порядка (микроформами), делающими строение русел рек ещё более сложным. К таким микроформам рельефа относят: *рифели, донные дюны, песчаные стоячие волны, антидюны* и др.

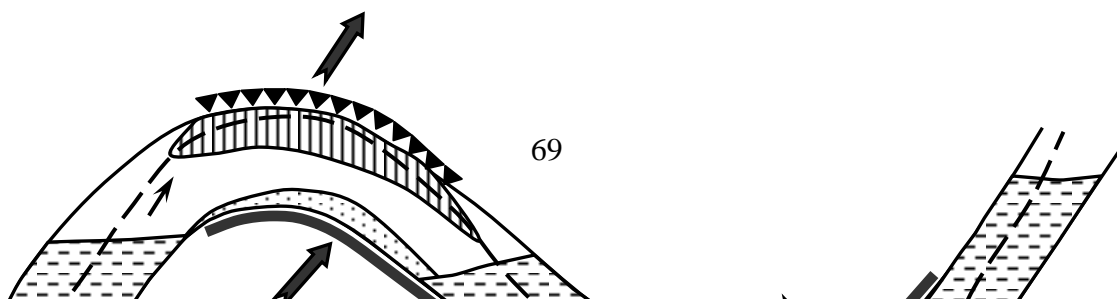


Рис. 10.1. Схема строения участка русла меандрирующей реки
 1 – плёсовая лощина, 2 – прирусловая отмель, 3 – пережат, 4 – линия наибольших глубин реки и направление её течения, 5 – берег, подвергающийся интенсивной боковой эрозии, 6 – берег с интенсивной аккумуляцией наносов, 7 – направление миграции русла реки (речных излучин).

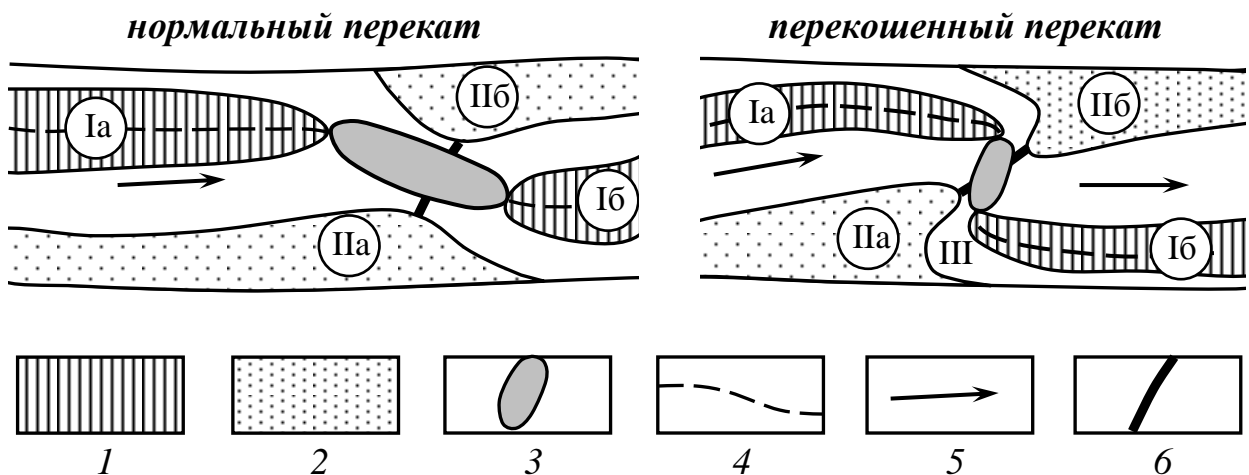


Рис. 10.2. Схема строения русловых пережатов двух разных типов
 1 – плёсовая лощина (Ia – верхняя, Ib – нижняя), 2 – побочни пережата (IIa – верхний, IIб – нижний), 3 – корыто пережата, 4 – линия наибольших глубин реки, 5 – направление течения реки, 6 – гребень пережата, III – затон (затонская часть) нижней плёсовой лощины.

ПРОДОЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ РЕКИ

Продольный профиль реки – это график изменения отметок дна и водной поверхности вдоль русла. На горизонтальной оси графика откладываются расстояния по длине реки, на вертикальной – абсолютные или относительные высоты дна русла (обычно по линии наибольших глубин) или уровня воды реки.

Разность отметок дна или водной поверхности реки на каком либо её участке называется **падением реки**. Разность высот истока и устья реки составляет **полное**

падение реки. Продольные профили рек могут быть *плавновогнутыми*, *прямолинейными*, *выпуклыми* и *ступенчатыми*. Характер продольных профилей рек определяется особенностями геологического строения и рельефа речного бассейна, а также эрозионно-аккумулятивной деятельности самой реки.

РЕЧНАЯ СЕТЬ

Совокупность всех естественных водотоков в речном бассейне составляет **речную сеть**. Она образуется главной рекой, впадающей в приёмный водоём (море, озеро, другая крупная река и пр.), и всеми впадающими в неё притоками различного порядка. В качестве главной реки в разных случаях считают либо наиболее длинную реку в бассейне, либо наиболее полноводную.

Основными количественными характеристиками речной сети являются:

Протяжённость речной сети – сумма длин всех рек сети в пределах речного бассейна ($\sum L_i$), выраженная в км или тыс. км;

Густота речной сети – отношение протяжённости речной сети ($\sum L_i$) к площади речного бассейна (F), выражаемое в км/км². Густота речной сети той или иной территории определяется сложным сочетанием климатических и геолого-геоморфологических условий речного бассейна. Понять происхождение структуры современной сети рек невозможно без знания геологических, палеогеоморфологических и палеогидрологических условий её формирования.

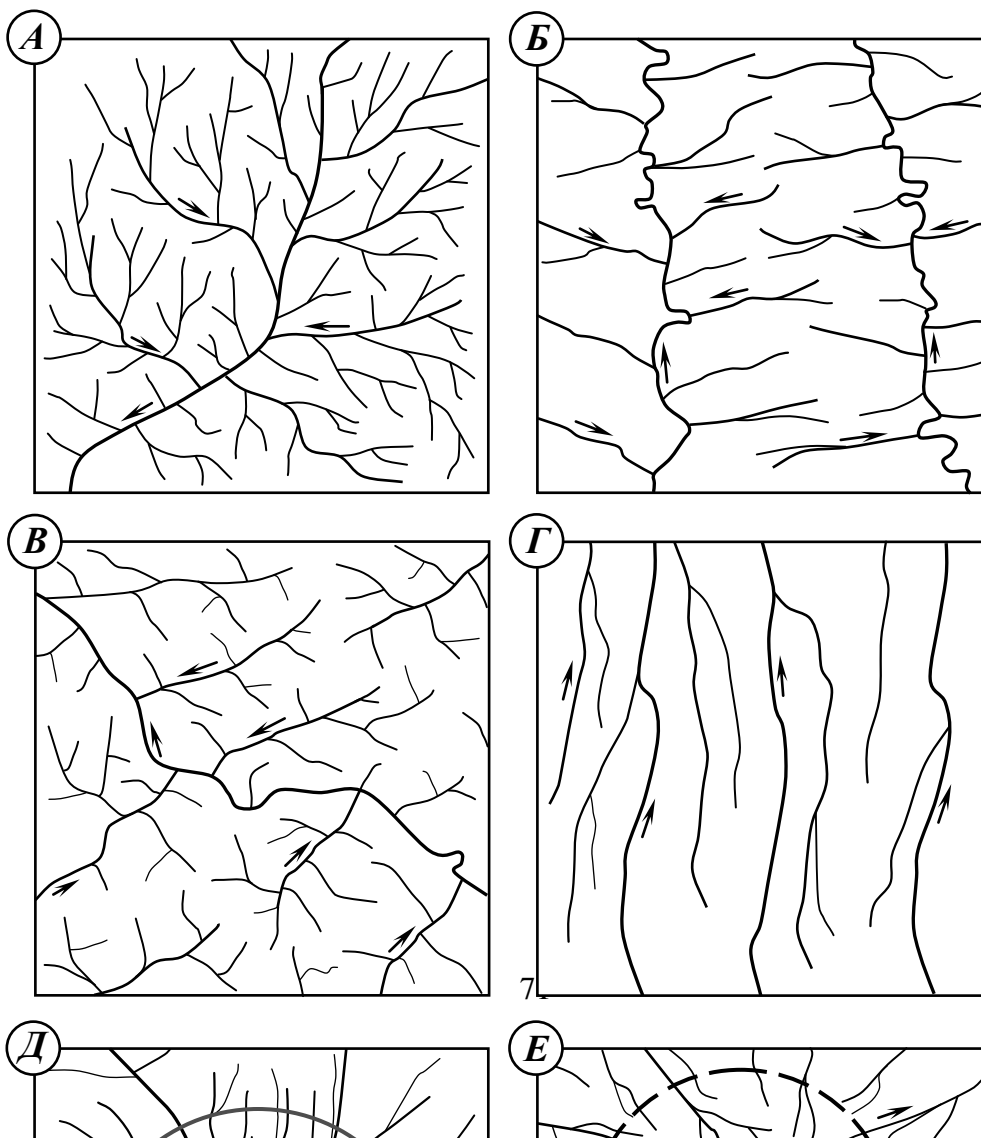


Рис. 10.3. Типы речной сети по характеру рисунка (*А* – древовидный, *Б* – перьевидный, *В* – решётчатый, *Г* – параллельный, *Д* – центростремительный, *Е* – центробежный)
1 – река и направление её течения, *2* – область тектонического опускания,
3 – область тектонического поднятия.

Густота речной сети в пределах Восточно-Европейской равнины в целом закономерно уменьшается с севера на юг: в лесных зонах она составляет 0.4–0.6 км/км², в степной зоне – 0.2–0.3 км/км², а на крайнем юго-востоке равнины в пределах Прикаспийской низменности – не более 0.05 км/км², что отражает общую тенденцию уменьшения количества атмосферных осадков в этом направлении. В горах Кавказа, к примеру, с ростом количества осадков и усложнением геолого-геоморфологического строения территории, густота заметно возрастает – до 0.8–1.2 км/км², а иногда и до 1.7–2.0 км/км².

Необходимо понимать, что сложившаяся речная сеть той или иной территории – не есть результат современной её увлажнённости атмосферными осадками, поскольку речная сеть образовалась в более ранние геологические эпохи, с иными климатическими условиями, сформировав долинную сеть, унаследованную современными реками. В большинстве случаев современные осадки либо поддерживают существование той палеосети рек, либо, напротив, сокращают её (в случае иссушения климата в более позднее время).

Речная сеть по характеру рисунка может быть следующих основных типов (рис. 10.3).

Лекция № 11

ВИДЫ ПИТАНИЯ РЕК. КЛАССИФИКАЦИЯ РЕК ПО ВИДАМ ПИТАНИЯ. ФАЗЫ ВОДНОГО РЕЖИМА РЕК (ПОЛОВОДЬЕ, ПАВОДКИ, МЕЖЕНЬ)

Аннотация. В данной лекции изложена информация об основных видах водного питания рек и их вклад в суммарный речной сток воды в различных физико-географических условиях. Рассматриваются основные факторы, оказывающие влияние на структуру водного питания рек. Дается понятие об основных фазах водного режима рек (половодье, паводки, межень).

Ключевые слова: река, водное питание реки, гидрологический режим реки, половодье, паводок, межень.

Методические рекомендации по изучению темы: предлагаемый лекционный материал содержит лишь самые общие представления о водном питании рек. В этой связи студентам рекомендуется самостоятельная глубокая проработка разделов о типизации рек по видам питания и классификации рек по гидрологическому (прежде всего водному) режиму рек.

В завершении дается список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Виды питания рек

При единстве атмосферного происхождения, в конечном счёте, всех речных вод непосредственные пути поступления воды в речные потоки могут быть различны. Выделяют четыре основных вида питания рек.

Дождевое питание. Для рек, протекающих в условиях тёплого климата, главный вид питания – дождевое. Этот вид питания в глобальном масштабе является главнейшим. В умеренных широтах дождевое питание наиболее заметно в тёплое время года. В районах с муссонным климатом дождевое питание повышенное: его доля составляет до 60–70%. В регионах, расположенных в низких широтах, где нет сезонного снежного покрова, доля дождевого питания увеличивается до 80–90%.

(!) Чем больше интенсивность, площадь распространения и продолжительность дождей, тем больше (при прочих равных условиях) величина дождевого паводка.

(!) Чем больше отношение между площадью распространения дождя и площадью речного бассейна, тем больше величина возможного паводка.

(!) Чем меньше влажность воздуха и суше почва в период выпадения дождя, тем больше затраты воды на испарение и инфильтрацию, и тем меньше величина дождевого паводка.

Подземное питание. Оно определяется характером взаимодействия грунтовых (шире – подземных) и речных вод. Этот вид питания наиболее устойчив, и в умеренных широтах является единственным источником питания рек в зимнее время. Велика его роль в летне-осенней межени. В случае постоянной гидравлической связи реки и подземных вод с переменным направлением их движения реки получают подземное питание в течение всего года, кроме пика половодья, когда речные воды подпирают подземные воды.

Подземное питание во многом зависит от: климата, особенностей строения бассейна, состава пород, слагающих бассейн.

Снеговое питание. В умеренных широтах основным источником питания рек служит вода, накапливающаяся в снежном покрове. Снег в зависимости от толщины снежного покрова и плотности на момент таяния может давать разный слой воды (H_B):

$$H_B = a \times (H_c \times \rho_c) \times \rho_B$$

где H_c – толщина снега, ρ_c – плотность снега, ρ_B – плотность воды, a – переходный коэффициент: если слой воды H_B выражается в мм, а толщина снега в см, то $a = 10$, если в одинаковой размерности, то $a = 1$.

Плотный мокрый снег может иметь плотность до $600-700 \text{ кг/м}^3$, свежеснеженный снег – $80-140 \text{ кг/м}^3$, слежавшийся снег – $140-300 \text{ кг/м}^3$ (до начала таяния), $250-350 \text{ кг/м}^3$ (в начале таяния) и $300-450 \text{ кг/м}^3$ (в конце таяния). Снежинки во время таяния имеют плотность $400-600 \text{ кг/м}^3$, лавинный снег – $300-450 \text{ кг/м}^3$.

Запасы воды в снеге в бассейне зависят от величины зимних осадков, которая определяется климатическими условиями территории.

Запасы воды в снежном покрове распределяются по площади бассейна неравномерно, находясь в зависимости от высоты местности, экспозиции склонов, неровностей рельефа, характера растительного покрова и т.д. Так, по причине переноса ветром в понижениях рельефа (лощинах, балках, оврагах, долинах рек и пр.) снега накапливается больше, чем на ровной поверхности. Много снега накапливается в лесах, кустарниках и т.д.

Ледниковое питание. Это питание имеют лишь реки, берущие начало в районах с высокогорными ледниками и снежниками. В среднем на Земле величина ледникового питания составляет не более 1% общего объема речного стока. Однако у некоторых крупных рек, стекающих с покрытых ледниками гор, доля ледникового питания может достигать 10-15%, а у малых рек в непосредственной близости от ледников – до 50-60%.

Вклад ледникового стока в суммарный сток рек будет пропорционален относительной площади оледенения в речном бассейне.

Большое влияние на питание рек оказывают:

1. *Рельеф*, который проявляет себя через уклоны водосбора, абсолютные и относительные высоты, расчленённость водосбора (от абсолютной и относительной высоты зависит тип и количество атмосферных осадков; уклон бассейна определяет скорость стекания воды: чем меньше уклон, тем выше, при прочих равных условиях, потери воды на испарение осадков и велико просачивание их в грунт; в сильно расчленённых речных бассейнах доля дождевого питания резко возрастает).
2. *Состав горных пород*, слагающих бассейн, который определяет степень фильтрации воды.

3. *Закарстованность водосбора* (в сильно закарстованных бассейнах, дождевое и снеговое питание меньше, и огромная масса воды теряется, уходя в карстовые пустоты; зато на периферии карстовых массивов могут отмечаться мощные выходы подземных вод).
4. *Растительный покров*, который определяет степень шероховатости поверхности, по которой происходит стекание. Кроме того, наличие леса может вызвать повышенное испарение, т.к. заметно возрастает транспирация растений. В лесу таяние снега чуть продолжительнее и, следовательно, половодье сильно растянуто во времени и происходит сильная инфильтрация воды в почво-грунты. На безлесной территории отмечается, напротив, быстрое и высокое половодье и низкая межень.

Основные фазы водного режима рек

Во внутригодовом (сезонном) режиме рек выделяют ряд характерных периодов (фаз) в зависимости от изменения условий питания и особенностей водного режима. Для большинства рек мира различают следующие фазы водного режима: половодье, паводки и межень.

Половодье – фаза гидрологического (водного) режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон года и характеризующаяся наибольшей водностью и продолжительно высоким уровнем воды. Формируется как талыми снеговыми, так и дождевыми водами. Таяние снега на равнинах вызывает интенсивное весеннее половодье.

Паводок – фаза гидрологического (водного) режима, которая может многократно повторяться в различные сезоны года, и характеризуется интенсивным, обычно кратковременным увеличением расходов и уровней воды. Паводки вызываются либо дождями, либо снеготаянием во время оттепелей. В отдельных случаях расход воды в паводок может превышать расход воды в половодье, особенно на малых реках. Различают одно- и многопиковые паводки, одиночные паводки и паводочные периоды. Кратковременные резкие паводки относят не к сезонным фазам гидрологического (водного) режима, а к кратковременным его нарушениям.

Межень – фаза гидрологического (водного) режима, ежегодно повторяющаяся в один и тот же сезон года. Она характеризуется малой водностью с длительным стоянием низкого уровня и возникает вследствие уменьшения водного питания реки. В межень реки обычно питаются только за счёт подземных вод. На многих реках России различают зимнюю и летнюю (летне-осеннюю) межень.

Лекция № 12

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ РЕК

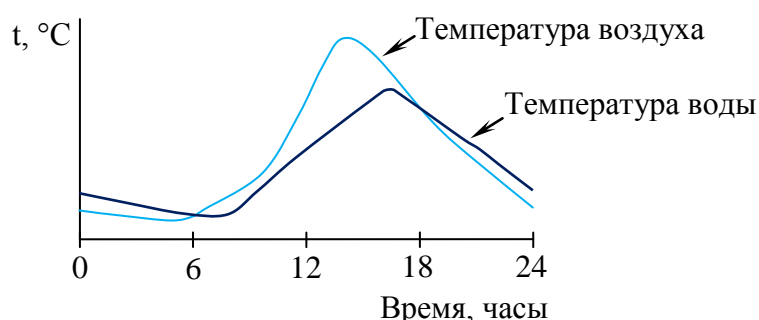
Аннотация. В данной лекции изложена информация об основных особенностях суточного и сезонного термического (температурного) режима рек умеренного пояса Северного полушария Земли. Вводится понятие “тепловой сток реки”.

Ключевые слова: река, температурный режим реки, тепловой сток реки.

Методические рекомендации по изучению темы: предлагаемый лекционный материал содержит лишь самые общие представления о термическом режиме рек. В этой связи студентам рекомендуется самостоятельная глубокая проработка разделов о суточном и сезонном ходе температуры воды на больших и малых реках, о зональных и азональных факторах температурного режима рек, о температурном режиме рек различных регионов Земли.

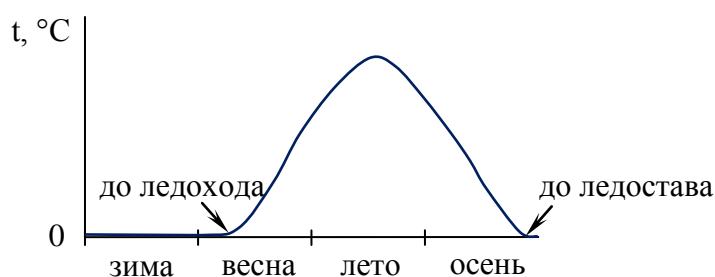
В завершении даётся список вопросов для самоконтроля усвоения лекционного материала.

Температурные изменения воды в реках носят суточный и сезонный характер, при этом изменения температуры вполне закономерно и определяется условиями нагрева воды:



Воздух остывает и нагревается быстрее, чем вода, поэтому минимум и максимум температуры воды этих двух сред не совпадают. Амплитуда колебаний температуры воздуха больше, чем у воды. Обычно ход температуры воды более плавный, чем воздуха. При этом величина амплитуды зависит от размера реки: чем меньше река, тем больше колебания температуры её воды в течение суток. Этот ход температуры в течение суток выражен практически всегда, но наиболее чётко — при безоблачной погоде.

Годовой ход температуры воды в реках коррелируется с температурой воздуха:



На поперечном сечении реки температура выравнивается довольно быстро. На малых и средних реках нет различий температуры у берегов, не стрежне и плёсах — она практически везде одинакова (колебания до $0.1-0.3 ^\circ\text{C}$).

На крупных реках температура у берегов летом выше, чем на стрежне (разница до $5-6 ^\circ\text{C}$). По вертикали температура более или менее однородна.

Изменения температуры воды по длине реки зависит от географического положения:

(!) Субширотные реки больших колебаний по длине своей не испытывают.

(!) Реки, текущие в умеренном поясе Северного полушария с юга на север, понижают свою температуру плавно, и разница между температурой воды в верхнем и нижнем течениях составляет не более 5–6 °С.

(!) Реки, текущие в умеренном поясе Северного полушария с севера на юг, имеют разницу температур воды в верхнем и нижнем течениях до 10–11 °С.

На малых реках немалую роль в определении поля температур воды играют выходы подземных вод вдоль берегов.

Вместе с водой проносится определенное количество тепла – т.н. **тепловой сток** (Q):

$$Q = C \times \rho \times W \times t$$

где C – удельная теплоемкость воды, ρ – плотность воды (зависящая от температуры, минерализации и пр.), W – расход воды в реке в створе, t – средняя температура воды в створе.

Тепловой сток имеет большое гидрологическое значение для рек, текущих на север.

Вопросы для самоконтроля

Что такое река?

Что такое ручей?

Что такое исток реки?

Что такое устье реки?

Какие выделяют группы рек по водному режиму?

Что такое бассейн реки?

Что такое русло реки?

Что такое русловой перекаат?

Что такое русловой плёс?

Что такое падение реки?

Что такое речная сеть?

Что такое густота речной сети?

Назовите основные типы рисунков речной сети.

Что такое дождевое питание реки?

Какие географические факторы влияют на дождевое питание рек?

Что такое подземное питание реки?

Какие географические факторы влияют на подземное питание рек?

Что такое снеговое питание реки?

От чего зависят запасы воды в снежном покрове?

Что такое ледниковое питание реки?

Что такое половодье?

Что такое паводок?

Что такое межень?

Назовите основные закономерности суточного хода температуры воды в реках.

Чем можно объяснить более плавный суточный ход температуры воды рек по сравнению с суточным ходом

температуры воздуха?

Назовите основные закономерности годового хода температуры воды в реках.

Как географическое положение реки сказывается на изменениях температуры воды по её длине?

Что такое тепловой сток реки? От чего он зависит?

ГЛОССАРИЙ

перечень основных терминов, используемых в электронном курсе (по материалам <http://ru.wikipedia.org/wiki>)

Аллювий – несцементированные отложения постоянных водных потоков (рек, ручьев), состоящие из обломков различной степени обкатаности и размеров (валун, галька, гравий, песок, суглинок, глина). Гранулометрический и минеральный состав и структурно-текстурные особенности аллювия зависят от гидродинамического режима реки, характера пород, которые намываются, рельефа и площади водосбора. Дельты рек полностью состоят из аллювиальных отложений и являются аллювиальными конусами выноса. Наличие аллювиальных отложений в разрезе является признаком континентального тектонического режима территории.

Антициклон – область повышенного атмосферного давления с замкнутыми концентрическими изобарами на уровне моря и с соответствующим распределением ветра. В низком антициклоне – холодном, изобары остаются замкнутыми только в самых нижних слоях тропосферы (до 1,5 км), а в средней тропосфере повышенное давление вообще не обнаруживается; возможно также наличие над таким антициклоном высотного циклона.

Атмосфера – газовая оболочка небесного тела, удерживаемая около него гравитацией. Поскольку не существует резкой границы между атмосферой и межпланетным пространством, то обычно атмосферой принято считать область вокруг небесного тела, в которой газовая среда вращается вместе с ним как единое целое.

Атмосферное давление – давление атмосферы на все находящиеся в ней предметы и земную поверхность. Атмосферное давление создаётся гравитационным притяжением воздуха к Земле. Атмосферное давление измеряется барометром. Атмосферное давление, равное давлению столба ртути высотой 760 мм при температуре 0 °С, называется нормальным атмосферным давлением. (Международная стандартная атмосфера – МСА, 101 325 Па).

Атмосферные осадки (гидрометеоры) – вода в жидком или твёрдом состоянии, выпадающая из облаков или осаждающаяся из воздуха на земную поверхность и какие-либо предметы. Различают: *обложные* осадки, связанные преимущественно с тёплыми фронтами; *ливневые* осадки, связанные преимущественно с холодными фронтами. Осадки измеряются толщиной слоя выпавшей воды в миллиметрах. В среднем на земном шаре выпадает около 1000 мм осадков в год, а в пустынях и в высоких широтах – менее 250 мм в год.

Атмосферный фронт – переходная зона в тропосфере между смежными воздушными массами с разными физическими свойствами. Атмосферный фронт возникает при сближении и встрече масс холодного и тёплого воздуха в нижних слоях атмосферы или во всей тропосфере, охватывая слой мощностью до нескольких километров, с образованием между ними наклонной поверхности раздела. Выделяют тёплые фронты, холодные фронты, фронты окклюзии, стационарные фронты. Основными атмосферными фронтами являются: арктические, полярные, тропические.

Аэрозоль – дисперсная система, состоящая из взвешенных в газовой среде (*дисперсионной среде*), обычно в воздухе, мелких частиц (*дисперсной фазы*). Аэрозоли, дисперсная фаза которых состоит из капелек жидкости, называются туманами, а в случае твёрдых частиц, если они не выпадают в осадок, говорят о дымах (*свободнодисперсных аэрозолях*), либо о пыли (*грубодисперсной аэрозоли*). Размеры частиц в аэрозолях изменяются от нескольких миллиметров до 10^{-7} мм.

Бассейн водоёма – территория земной поверхности, с которой все поверхностные и грунтовые воды стекаются в данный водоём, включая различные его притоки. Чаще всего речь идёт о бассейнах рек.

Береговая линия – граница между сушей и водой вокруг водоёма (моря, озера, водохранилища).

Болото – участок суши (или ландшафта), характеризующийся избыточным увлажнением, повышенной кислотностью и низкой плодородностью почвы, выходом на поверхность стоячих или проточных грунтовых вод, но без постоянного слоя воды на поверхности. Для болота характерно отложение на поверхности почвы неполно разложившегося органического вещества, превращающегося в дальнейшем в торф. Слой торфа в болотах не менее 30 см, если меньше, то это заболоченные земли. Болота являются составной частью гидросферы.

Ветер – движение воздуха в горизонтальном направлении. На Земле ветер является потоком воздуха, который движется преимущественно в горизонтальном направлении; на других планетах он является потоком свойственным этим планетам атмосферных газов. Ветры, как правило, классифицируют по масштабам, скорости, видам сил, которые их вызывают, местам распространения и воздействию на окружающую среду.

Вода (оксид водорода) – бинарное неорганическое соединение, химическая формула H_2O . Молекула воды состоит из двух атомов водорода и одного атома кислорода, которые соединены между собой ковалентной связью. При нормальных условиях вода представляет собой прозрачную жидкость, не имеет цвета (в малом объёме), запаха и вкуса. В твёрдом состоянии называется льдом, снегом или инеем, а в газообразном – водяным паром. Вода также может существовать в виде жидких кристаллов (на гидрофильных поверхностях). Около 71 % поверхности Земли покрыто водой (океаны, моря, озёра, реки, льды) – 361,13 млн км². На Земле примерно 96,5 % воды приходится на океаны, 1,7 % мировых запасов составляют грунтовые воды, ещё 1,7 % на ледники и ледяные шапки Антарктиды и Гренландии, небольшая часть в реках, озёрах и болотах, и 0,001 % в облаках (образуются из взвешенных в воздухе частиц льда и жидкой воды). Большая часть земной воды – солёная, и она непригодна для сельского хозяйства и питья. Доля пресной составляет около 2,5 %, причём 98,8 % этой воды находится в ледниках и грунтовых водах. Менее 0,3 % всей пресной воды содержится в реках, озёрах и атмосфере, и ещё меньшее количество (0,003 %) находится в живых организмах.

Водность реки – количество воды, проносимое рекой с её бассейна за отрезок времени (месяц, сезон и т. д.) по сравнению с нормой (средним значением) для данного периода. Различают малую (межень), среднюю и большую (половодья и паводки) водность. Водность реки иллюстрируется гидрографом стока.

Водные ресурсы – поверхностные и подземные воды, которые находятся в водных объектах и используются или могут быть использованы. В более широком смысле – воды в жидком, твёрдом и газообразном состоянии и их распределение на Земле. Водные ресурсы – это все воды гидросферы, то есть воды рек, озёр, каналов, водохранилищ, морей и океанов, подземные воды, почвенная влага, вода (льды) горных и полярных ледников, водяные пары атмосферы. Общий объём (единовременный запас) водных ресурсов составляет 1390 млн.куб.км, из них около 1340 млн.куб.км – воды Мирового океана. Менее 3 % составляют пресные воды, из них технически доступны для использования – всего 0,3 %.

Водохранилище – искусственный (рукотворный) водоём, образованный, как правило, в долине реки водоподпорными сооружениями для накопления и хранения воды в целях её использования в народном хозяйстве.

Водяной пар – газообразное состояние воды. Не имеет цвета, вкуса и запаха. Содержится в тропосфере. Образуется молекулами воды при её испарении.

Воздух – естественная смесь газов (главным образом азота и кислорода – 98-99 % в сумме, а также углекислого газа, воды, водорода и пр.), образующая земную атмосферу. Воздух необходим для нормального существования подавляющего числа наземных живых организмов.

Воздушные массы – большие объёмы воздуха в нижней части земной атмосферы – тропосфере, имеющие горизонтальные размеры во много сотен или несколько тысяч километров и вертикальные размеры в несколько километров, характеризующиеся примерной однородностью температуры и влагосодержания по горизонтали. Однородность свойств воздушной массы достигается формированием её над однородной подстилающей поверхностью в сходных условиях теплового и радиационного баланса. Кроме того, необходимы такие циркуляционные условия, при которых воздушная масса длительно циркулировала бы в регионе

формирования. Значения метеорологических элементов в пределах воздушной массы меняются незначительно – горизонтальные градиенты малы. Резкое возрастание градиентов метеорологических величин, или, по крайней мере, изменение величины и направления градиентов происходит в переходной зоне между двумя воздушными массами – зоне атмосферного фронта.

Гидрограф – график изменения во времени расходов воды в реке или другом водотоке за год, несколько лет или часть года (сезон, половодье или паводок). Гидрограф строится на основании данных о ежедневных расходах воды в месте наблюдения за речным стоком. На оси ординат откладывается величина расхода воды, на оси абсцисс – отрезки времени. Гидрограф отражает характер распределения водного стока в течение года, сезона, половодья (паводка), межени. Гидрограф используется для вычисления эпюры руслоформирующих расходов воды. *Единичный* гидрограф – гидрограф, показывающий изменение расходов воды во время единичного паводка. *Типовой* гидрограф – гидрограф, отражающий общие черты внутригодового распределения расхода воды в реке. *Многолетний гидрограф паводка* – расчётная паводочная волна в определённом створе водотока, характеризующаяся определённым многолетним расходом, типовым гидрографом и соответствующим объёмом.

Гидрологический пост – совокупность различного оборудования и приборов для гидрологических измерений и наблюдений на реках, озерах, морях, каналах, а также место, где расположены эти устройства. В узком смысле гидрологический пост – учреждение, проводящее гидрологические наблюдения. Основным официальным гидрологическим постам мира присвоены гидрологические коды. В России большинство гидрологических постов находятся в ведении Росгидромета. Но существуют также и ведомственные посты при гидроузлах, гидроэлектростанциях и пр.

Гидрологический режим – закономерные изменения состояния водного объекта во времени и пространстве, обусловленные главным образом климатическими особенностями данного бассейна. Естественный гидрологический режим нередко существенно видоизменяется под воздействием хозяйственной деятельности человека. В гидрологическом режиме учитываются изменения: уровня и расхода воды, ледовых явлений, температуры воды, количества и состава переносимых потоком наносов, изменений русла реки (русловые процессы), состава и концентрации растворённых веществ и т. д.

Гидрология – наука, изучающая природные воды, их взаимодействие с атмосферой и литосферой, а также явления и процессы, в них протекающие (испарение, замерзание и т. п.). Предметом изучения гидрологии являются все виды вод гидросферы в океанах, морях, реках, озёрах, водохранилищах, болотах, почвенных и подземных вод.

Гидросфера – водная оболочка Земли. Её принято делить на Мировой океан, континентальные поверхностные воды и подземные воды. Общий объём воды на планете – около 1,533 млрд. кубических километров (по измерению в 2013 г.). Масса гидросферы – примерно $1,46 \cdot 10^{21}$ кг. Это в 275 раз больше массы атмосферы, но лишь 1/4000 от массы всей планеты.

Грунтовая вода – гравитационная вода первого от поверхности Земли постоянно существующего водоносного горизонта, расположенного на первом водоупорном

слое. Имеет свободную водную поверхность. Обычно над ней нет сплошной кровли из водонепроницаемых пород.

Долина (речная) – отрицательная, линейно вытянутая форма рельефа с однообразным падением. Образуется обычно в результате эрозионной деятельности текучей воды. Речная вода, смывая берега и подошву, образует речную долину. Зачаточными формами речных долин являются промоины, балки, овраги, создаваемые непостоянными (периодическими) водотоками. Долины обычно образуют целые системы; одна долина открывается в другую, эта, в свою очередь, в третью и т. д., пока их сливающиеся водотоки одним общим руслом не впадут в какой-либо водоём.

Дымка – очень слабый туман. При дымке дальность видимости составляет несколько километров. В практике метеорологического прогнозирования считается: дымка – видимость более (или равна) 1000 м, но менее 10 км, а туман – видимость менее 1000 м. Сильным туман считается при видимости менее или равной 500 м.

Испарение – процесс перехода вещества из жидкого состояния в газообразное, происходящий на поверхности вещества. Процесс испарения является обратным процессу конденсации (переход из парообразного состояния в жидкое). При испарении с поверхности жидкости или твёрдого тела вылетают (отрываются) частицы (молекулы, атомы). Испарение твёрдого тела называется сублимацией (возгонкой), а парообразование в объёме жидкости – кипением. Испарение – эндотермический процесс, при котором поглощается теплота фазового перехода – теплота испарения, затрачиваемая на преодоление сил молекулярного сцепления в жидкой фазе и на работу расширения при превращении жидкости в пар.

Испаряемость – условная величина, характеризующая потенциально возможное (не лимитируемое запасами воды) испарение в данной местности при существующих в ней атмосферных условиях. Испаряемость измеряется либо с поверхности воды испарителя, либо с поверхности крупного естественного пресноводного бассейна, либо с избыточно увлажнённой почвы. Испаряемость может очень сильно отличаться от фактического испарения с поверхности почвы и растений, особенно в безводной пустыне, где фактическое испарение близко к нулю вследствие полного отсутствия воды, в то время как испаряемость достигает 2000 мм в год и более.

Конденсация водяного пара в атмосфере – переход водяного пара, содержащегося в воздухе, в жидкое состояние (капли). В расширенном значении термин применяется к переходу водяного пара как в жидкое, так и в твёрдое состояние. В метеорологии переход водяного пара в твёрдое состояние (кристаллы, снежинки) называется сублимацией, в отличие от физики, где под сублимацией понимают обратный процесс. В атмосфере всегда имеется вода, которая может присутствовать одновременно в газообразном, жидком и твёрдом состояниях. Несмотря на то, что в нижних слоях атмосферы в каждом км^3 воздуха содержатся сотни, а летом даже тысячи кг парообразной воды, конденсация водяного пара в атмосфере возможна только в случае, если упругость пара e (или парциальное давление) превышает упругость насыщения E . E зависит главным образом от температуры, убывая с понижением последней, а также от наличия в воде растворённых примесей и от кривизны поверхности капель. Так, чем мельче капли воды, тем больше E .

Климат – многолетний режим погоды, характерный для данной местности в силу её географического положения. Климат – статистический ансамбль состояний, через

который проходит система: гидросфера → литосфера → атмосфера за несколько десятилетий. Под климатом принято понимать усреднённое значение погоды за длительный промежуток времени (порядка нескольких десятилетий) то есть климат – это средняя погода. Таким образом, *погода* – это мгновенное состояние некоторых характеристик (температура, влажность, атмосферное давление). Отклонение погоды от климатической нормы не может рассматриваться как изменение климата, например, очень холодная зима не говорит о похолодании климата. Для выявления изменений климата нужен значимый тренд характеристик атмосферы за длительный период времени порядка десятка лет. Основными глобальными геофизическими циклическими процессами, формирующими климатические условия на Земле, являются теплооборот, влагооборот и общая циркуляция атмосферы.

Климатология – наука, изучающая вопросы климатообразования, описания и классификации климатов земного шара, антропогенные влияния на климат. Ранее, будучи подразделом метеорологии, относилась к географическим наукам, так как изучение климата сводилось к рассмотрению его с географической точки зрения. Сейчас климатология представляет собой мультидисциплинарную науку – самостоятельный раздел наук об атмосфере.

Криосфера – одна из географических оболочек Земли, характеризующаяся наличием или возможностью существования льда. Криосфера расположена в пределах теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Криосфера простирается от верхних слоев земной коры до нижних слоёв ионосферы. Криосфере свойственны многочисленные криогенные образования: системы ледяных облаков, снежный покров, ледяной покров водоёмов, наледи, ледники гор, ледниковые покровы, сезонноёрзлые почвы, горные породы с подземными льдами. Криосфера характеризуется отрицательной или нулевой температурой, при которых вода, содержащаяся в парообразном, свободном или химически и физически связанном с другими компонентами виде, может существовать в твёрдой фазе (лёд, снег, иней и другие).

Круговорот воды в природе (гидрологический цикл) – процесс циклического перемещения воды в земной биосфере. Состоит из испарения, конденсации и осадков.

Лёд – вода в твёрдом агрегатном состоянии. Льдом иногда называют некоторые вещества в твёрдом агрегатном состоянии, которым свойственно иметь жидкую или газообразную форму при комнатной температуре; в частности, сухой лёд, аммиачный лёд или метановый лёд.

Метеостанция – совокупность различных приборов для метеорологических измерений (наблюдения за погодой). Различают аналоговые и цифровые метеорологические станции.

Мировой океан – основная часть гидросферы, составляющая 94,2 % всей её площади, непрерывная, но не сплошная водная оболочка Земли, окружающая материки и острова, и отличающаяся общностью солевого состава. Континенты и большие архипелаги разделяют мировой океан на четыре большие части (океаны): Атлантический океан, Индийский океан, Тихий океан, Северный Ледовитый океан. Иногда из них также выделяется Южный океан.

Море – часть Мирового океана, обособленная сушей или возвышениями подводного рельефа. Отличается от Мирового океана также гидрологическим, метеорологическим и климатическим режимом, что связано с их окраинным положением относительно океанов и замедлению водообмена из-за ограниченности связи с открытой частью. Море – большое количество солёной воды, которое может быть связано с океаном или не иметь сообщения с Мировым океаном – большие солёные озёра, например, Каспийское море, не имеющее выхода. Иногда термин *море* и *океан* являются синонимами. Моря также отделяют друг от друга в соответствии с их флорой и фауной (например, Эгейское море находится в Средиземном море). Для фауны морей характерно наличие эндемиков.

Наносы – твёрдые частицы, переносимые водным (в океане) или воздушным потоком. В геологии (также русловедении, гидравлике) различают *русловые* и *нерусловые* наносы. Наносы также подразделяются по форме транспорта на влекаемые (донные) и взвешенные. Русловые наносы обычно являются влекаемыми, нерусловые – взвешенными. Перемещение наносов является сущностью русловых процессов.

Облака – взвешенные в атмосфере продукты конденсации водяного пара, видимые на небе с поверхности земли. Облака состоят из мельчайших капель воды и/или кристаллов льда (называемых *облачными элементами*). Капельные облачные элементы наблюдаются при температуре воздуха в облаке выше $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$; от -10 до $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ облака имеют смешанный состав (капли и кристаллы), а при температуре в облаке ниже $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ – кристаллические. При укрупнении облачных элементов и возрастании их скорости падения, они выпадают из облаков в виде осадков.

Озеро – компонент гидросферы, представляющий естественно возникший водоём, заполненный в пределах озёрной чаши (озёрного ложа) водой и не имеющий непосредственного соединения с морем (океаном). Озёра являются предметом изучения науки лимнологии. Всего в мире насчитывается около 5 млн. озёр.

Парниковые газы – газы с высокой прозрачностью в видимом диапазоне и с высоким поглощением в дальнем инфракрасном диапазоне. Присутствие таких газов в атмосферах планет приводит к появлению парникового эффекта. Основным парниковым газом в атмосферах Венеры и Марса является диоксид углерода, в атмосфере Земли – водяной пар. Основными парниковыми газами, в порядке их оцениваемого воздействия на тепловой баланс Земли, являются водяной пар, углекислый газ, метан и озон.

Парниковый эффект – повышение температуры нижних слоёв атмосферы планеты по сравнению с эффективной температурой, то есть температурой теплового излучения планеты, наблюдаемого из космоса.

Подземные воды – воды, находящиеся в толще горных пород верхней части земной коры в жидком, твёрдом и газообразном состоянии.

Пруд – искусственный водоём для хранения воды с целью водоснабжения, орошения, разведения рыбы (прудовое рыбное хозяйство) и водоплавающей птицы, а также для санитарных и спортивных потребностей. Искусственные водоемы объемом до 1 миллиона кубических метров принято называть прудами, свыше миллиона – водохранилищами.

Река – природный постоянный водный поток (водоток) значительных размеров с естественным течением по руслу (выработанном им естественном углублении) от истока вниз до устья и питающийся за счёт поверхностного и подземного стока с его бассейна. Реки являются составной частью гидрологического цикла. Вода в реке, как правило, собирается с поверхностных стоков, образующихся в результате атмосферных осадков с определённой площади, ограниченной водоразделом (бассейн реки), а также из других источников, например запасов подземных вод, влаги, хранящейся в естественном льду (в процессе таяния ледников) и снеговом покрове.

Речная сеть – часть гидрографической сети, образованная совокупностью всех рек и более мелких водотоков с отчетливо выраженными руслами, находящихся в пределах какой-либо территории. Речная сеть характеризуется протяженностью рек, их извилистостью и густотой. В речную сеть не входят балки, овраги и т. п.

Речной сток – перемещение воды в виде потока по речному руслу. Происходит под действием гравитации. Является важнейшим элементом круговорота воды в природе, с помощью которого происходит перемещение воды с суши в океаны или области внутреннего стока. Количественное значение стока в единицу времени называется расходом воды. В гидрологии под речным стоком обычно подразумевается объём стока – объём воды (или минеральных веществ, твёрдый сток), прошедшей через определённый створ в единицу времени, чаще всего год. Объединяет поверхностный сток (образующийся в результате осадков и снеготаяния) и подземный сток, формируемый за счет грунтовых вод. Речной сток за год является объективным показателем для определения полноводности реки.

Русло – наиболее пониженная часть долины, выработанная потоком воды, по которой осуществляется перемещение основной части донных наносов и сток воды в межпаводочные периоды. Существуют различные типы речных русел и соответствующие им типы русловых процессов.

Русловые процессы – совокупность явлений и процессов, происходящих под воздействием комплекса различных природных и антропогенных факторов, и выражающихся в изменениях формы и параметров речных русел. Одним из ярких проявлений русловых процессов является взаимодействие текущей воды и речного русла. Также существуют другие активные руслоформирующие факторы, определяющие русловые процессы (растительность, вечная мерзлота и др.). Действие активных руслоформирующих факторов сдерживают ограничивающие факторы (выходы неразмываемых пород, базис эрозии, коренные борта долины и др.). Русловые процессы приводят к изменениям формы русла. Содержанием русловых процессов является транспорт наносов.

Солёность – содержание солей в воде. Измеряется в «‰» (промилле) или единицах PSU (Practical Salinity Units) практической шкалы солёности (Practical Salinity Scale). Солёность в промилле – это количество твёрдых веществ в граммах, растворённое в 1 кг воды, при условии, что все галогены заменены эквивалентным количеством хлора, все карбонаты переведены в оксиды, органическое вещество сожжено.

Солнечная радиация – электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца. Следует отметить, что данный термин является калькой с англ. *Solar radiation* («Солнечное излучение»), и в данном случае не означает радиацию в «бытовом» смысле этого слова (ионизирующее излучение). Солнечная радиация измеряется по её тепловому

действию (калории на единицу поверхности за единицу времени) и интенсивности (ватты на единицу поверхности). В целом, Земля получает от Солнца менее $0,5 \times 10^{-9}$ от его излучения. Электромагнитная составляющая солнечной радиации распространяется со скоростью света и проникает в земную атмосферу. До земной поверхности солнечная радиация доходит в виде прямой и рассеянной радиации. Всего Земля получает от Солнца менее одной двухмиллиардной его излучения. Спектральный диапазон электромагнитного излучения Солнца очень широк – от радиоволн до рентгеновских лучей – однако максимум его интенсивности приходится на видимую (жёлто-зелёную) часть спектра.

Смог (от англ. *Smoky fog*, буквально – «Дымовой туман») – чрезмерное загрязнение воздуха вредными веществами, выделенными в результате работы промышленных производств, транспортом и теплопроизводящими установками при определённых погодных условиях.

Туман – атмосферное явление, скопление воды в воздухе, когда образуются мельчайшие продукты конденсации водяного пара (при температуре воздуха выше -10° это мельчайшие капельки воды, при $-10 \dots -15^\circ$ – смесь капелек воды и кристалликов льда, при температуре ниже -15° – кристаллики льда, сверкающие в солнечных лучах или в свете луны и фонарей). Относительная влажность воздуха при туманах обычно близка к 100 % (по крайней мере, превышает 85-90 %). Однако в сильные морозы (-30° и ниже) в населённых пунктах, на железнодорожных станциях и аэродромах туманы могут наблюдаться при любой относительной влажности воздуха (даже менее 50 %) – за счёт конденсации водяного пара, образующегося при сгорании топлива (в двигателях, печах и т. п.) и выбрасываемого в атмосферу через выхлопные трубы и дымоходы.

Циклон – атмосферный вихрь огромного (от сотен до нескольких тысяч километров) диаметра с пониженным давлением воздуха в центре. Движение воздуха (пунктирные стрелки) и изобары (непрерывные линии) в циклоне в северном полушарии. Воздух в циклонах циркулирует против часовой стрелки в северном полушарии и по часовой стрелке в южном. Кроме того, в воздушных слоях на высоте от земной поверхности до нескольких сот метров, ветер имеет слагаемое, направленное к центру циклона, по барическому градиенту (в сторону убывания давления). Величина слагаемого уменьшается с высотой.

Циркуляция атмосферы – система замкнутых течений воздушных масс, проявляющихся в масштабах полушарий или всего земного шара. Подобные течения приводят к переносу вещества и энергии в атмосфере как в широтном, так и в меридиональном направлениях, из-за чего являются важнейшим климатообразующим процессом, влияя на погоду в любом месте планеты. Основная причина циркуляции атмосферы – солнечная энергия и неравномерность её распределения на поверхности планеты, в результате чего различные участки почвы и воздуха имеют различную температуру и, соответственно, различное атмосферное давление (барический градиент). Кроме Солнца на движение воздуха влияет вращение Земли вокруг своей оси и неоднородность её поверхности, что вызывает трение воздуха о почву и его увлечение.

ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

КЛИМАТОЛОГИЯ

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М.* Метеорология и климатология. Учение об атмосфере. Учебное пособие. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2010. – 245 с.
- Хромов С.П., Петросянуц М.А.* Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2006.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Антропогенные изменения климата* /Под ред. М.И. Будыко, Ю.А. Израэля. – Л.: Гидрометеиздат, 1987.
- Будыко М.И.* Климат в прошлом. – Л., 1980.
- Кароль И.Л.* Введение в динамику климата Земли. – Л., 1988.
- Климат и загрязнение атмосферы в Татарстане* /Под ред. Ю.П. Переведенцева. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1995.
- Климат Казани и его изменения в современный период* /Под ред. Ю.П. Переведенцева, Э.П.Наумова. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2006.
- Климат России* /Под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001.
- Климатология* /Под ред. О.А. Дроздова, Н.В. Кобышевой. – Л., 1989.
- Климатические условия и ресурсы Республики Татарстан.* – Казань: Изд. Казан. ун-та, 2008. – 288 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л., 1979.
- Мягкова Н.А.* Климат СССР. – М., 1983.
- Матвеев Л.Т.* Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000.
- Тудрий В.Д.* Метеорология и климатология: учебное пособие. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2008. – 102 с.
- Хабутдинов Ю.Г., Шанталинский К.М.* Метеорология и климатология. Учение об атмосфере. Учебное пособие. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000. – 182 с.

ГИДРОЛОГИЯ

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А.* Гидрология. – М.: Высш. школа, 2005. – 463 с.

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Богословский Б.Б.* Озёроведение. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 335 с.
- Богословский Б.Б. и др.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 356 с.
- Важнов А.Н.* Гидрология рек. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 339 с.
- Всеволожский В.А.* Основы гидрогеологии. – М.: Изд-во МГУ, 1991. – 351 с.
- Голубев Г.Н.* Гидрология ледников. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 247 с.
- Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 462 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Ледники. – М.: Мир, 1989. – 447 с.
- Жуков Л.А.* Общая океанология. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 376 с.
- Калинин Г.П.* Проблемы глобальной гидрологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 377 с.
- Клиге Р.К.* Изменение глобального водообмена. – М.: Наука, 1985. – 247 с.
- Львович М.И.* Вода и жизнь. – М.: Мысль, 1989. – 254 с.
- Михайлов Л.Е.* Гидрогеология. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 263 с.
- Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.
- Никоноров А.М.* Гидрохимия. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 351 с.
- Хатчинсон Д.Э.* Лимнология. – М.: Прогресс, 1969. – 591 с.
- Чеботарёв А.И.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 544 с.
- Чеботарёв А.И.* Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 308 с.

РЕКОМЕНДУЕМЫЕ ЭЛЕКТРОННЫЕ РЕСУРСЫ

ОСНОВНЫЕ

- Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеоздат, 1973. – 462 с. (<http://padaread.com/?book=51103&pg=1>);
- Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с. (<http://elibrshu.ru/files/img-216094822.pdf>);
- Сидоров В.В.* Метеорология и климатология: учебное пособие. – Екатеринбург: ГОУ ВПО УГТУ–УПИ. – 2006. – 146 с. (http://www.lnu.edu.ua/faculty/geology/phis_geo/fourman/library-Earth/New-library/%D1%E8%E4%E0%E2%20%CA%CB%C8%CC%C0%D2%CE%CB%CE%C3%C8%DF%20%C8%20%CC%C5%D2%C5%CE%D0%CE%CB%CE%C3%C8%DF.pdf);
- Хромов С.П., Петросяну М.А.* Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2006. (<http://www.twirpx.com/file/275299>).

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ

- 1) Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. – М.: МГУ, 2007. – 449 с.
http://www.bibliorossica.com/book.html?currBookId=7993&ln=ru&search_query=Гидрология
- 2) Гальперин А.М., Зайцев В.С., Харитоненко Г.Н., Норватов Ю.А. Геология. Часть III: Гидрогеология. – М.: Мир горной книги, 2009. – 398 с.
http://www.bibliorossica.com/book.html?currBookId=4232&search_query=Гидрология
- 3) Деревянко А.П. Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. – Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2008
http://www.bibliorossica.com/book.html?currBookId=6945&ln=ru&search_query=Изменения климата
- 4) Сайт Геологической службы США (<http://www.usgs.gov/>)
- 5) Сайт Главной геофизической обсерватории РФ (<http://voeikovmgo.ru>)
- 6) Сайт Глобального климата и экологии Росгидромета (<http://www.igce.ru>)
- 7) Сайт НИИ Атмосфера (<http://www.nii-atmosphere.ru>)
- 8) Сайт НИИ географии РАН (<http://www.igras.ru>)
- 9) Сайт ФГБУ “Управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Республики Татарстан” (<http://www.tatarmeteo.ru>)
- 10) Сайт Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды – Росгидромет (<http://www.meteorf.ru>)

СПИСОК ВОПРОСОВ К ЗАЧЁТУ

Климатология

1. Основные метеорологические величины и атмосферные явления.
2. Состав атмосферного воздуха.
3. Строение атмосферы.
4. Воздушные массы и фронты.
5. Барические системы. Центры действия атмосферы.
6. Общая циркуляция атмосферы, западный перенос, пассаты, муссоны.
7. Спектральный состав солнечной радиации. Солнечная постоянная.
8. Ослабление радиации в атмосфере. Коэффициент прозрачности атмосферы.
9. Прямая и рассеянная солнечная радиация в атмосфере.
10. Суммарная, отраженная и поглощенная радиация. Альbedo.
11. Излучение земной поверхности и атмосферы, эффективное излучение.
12. Радиационный баланс земной поверхности. Парниковый эффект.
13. Тепловой баланс земной поверхности.
14. Суточный и годовой ход температуры на поверхности почвы.
15. Особенности распространения тепла вглубь почвы и воды.

16. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности и на высотах. Заморозки.
17. Географическое распределение температуры воздуха.
18. Испарение и насыщение, испаряемость; характеристики влажности воздуха.
19. Суточный и годовой ход влажности воздуха; ее географическое распределение.
20. Конденсация и сублимация водяного пара в атмосфере и на земной поверхности. Туман и дымка.
21. Облака; их микроструктура и водность, формы облаков.
22. Осадки; их образование и виды.
23. Суточный и годовой ход осадков.
24. Географическое распределение осадков.
25. Снежный покров и его характеристики.
26. Основные климатообразующие факторы и процессы. Климатическая система.
27. Влияние распределения суши и моря на климат. Континентальность климата.
28. Классификация климатов Б.П. Алисова. Климаты России.
29. Микроклимат и мезоклимат; влияние рельефа, растительности и водоемов.
30. Изменения климата в прошлое и настоящее время.

Гидрология

31. Гидрология и её подразделения.
32. Гидросфера и её строение.
33. Методы гидрологических исследований.
34. Молекулярное строение воды и её химические свойства.
35. Молекулярное строение воды и её физические свойства.
36. Круговорот воды на Земле.
37. Виды воды в почво-грунтах.
38. Грунтовые воды. Температурный и гидрохимический режимы грунтовых вод.
39. Водосбор и бассейн реки. Морфометрические характеристики бассейна реки.
40. Долина и русло реки. Продольный профиль реки.
41. Виды питания рек. Классификация рек по видам питания.
42. Расходование воды в бассейне реки. Уравнение водного баланса бассейна реки.

43. Фазы водного режима рек (половодье, паводки, межень).
44. Классификация рек по водному режиму.
45. Факторы и количественные характеристики стока воды. Сток наносов рек.
46. Температурный режим рек. Ледовые явления на реках.
47. Гидрохимический режим рек.
48. Влияние на речной сток хозяйственной деятельности на поверхности речных бассейнов.
49. Типы озёр. Морфология и морфометрия озёр.
50. Уравнение водного баланса озёр. Колебания воды в озёрах.
51. Термический режим озёр в условиях умеренного климата. Ледовые явления на озёрах.
52. Классификация озёр по минерализации. Химический состав озёр.
53. Типы водохранилищ. Основные характеристики водохранилищ.
54. Понятие о болоте. Происхождение болот и их распространение на Земле. Типы болот.
55. Водный и температурный режим болот.
56. Происхождение ледников на Земле. Типы ледников.
57. Образование и строение ледников.
58. Мировой океан и его части. Солевой состав и солёность вод Мирового океана.
59. Мировой океан и его части. Температурный режим Мирового океана.
60. Мировой океан и его части. Уровень океанов и морей.