

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ**

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ СИСТЕМ
УПРАВЛЕНИЯ И РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ (ТУСУР)

**Кафедра радиоэлектронных технологий и экологического мониторинга
(РЭТЭМ)**

УТВЕРЖДАЮ

Зав. каф. РЭТЭМ, д.т.н.

_____ В.И.Туев

« ____ » _____ 2012г.

Учебное методическое пособие по дисциплине

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

для специальностей и направлений « Экология», «Экология и
природопользование», «Геоэкология».

«Учение об атмосфере». Учебное методическое пособие для специальностей и направлений по экологии и природопользованию, геоэкологии, экологии. Разработчик – С.А.Полякова. – Томск: 2012.

Учебное методическое пособие по «Учению об атмосфере» предназначено для студентов, обучающихся по специальностям, базирующихся на направлении «Экология и природопользование». Оно включает в себя разделы о структуре и происхождению атмосферы Земли, о происходящих в ней процессах и явлениях. Дается представление о климатологии и метеорологии, их методах исследования состояния атмосферы. В пособии для каждой темы прилагается список вопросов, ответы на которые помогут студентам закрепить изученный материал.

Содержание

Введение

Лекция 1 Воздух и атмосфера

Лекция 2 Солнечно-земные связи

Лекция 3 Изменения в атмосфере

Лекция 4 Структура атмосферы

Лекция 5 Объект, предмет и основные понятия метеорологии

Лекция 6 Синоптическая метеорология

Лекция 7 Радиация в атмосфере

Лекция 8 Тепловой режим атмосферы

Лекция 9 Вода в атмосфере

Лекция 10 Облака

Лекция 11 Оптические явления

Лекция 12 Барическое поле

Лекция 13 Атмосферная циркуляция

Лекция 14 Ветер

Лекция 15 Местные ветры

Лекция 16 Загрязнение атмосферы

Лекция 17 Основные факторы формирования климата

Лекция 18 Климат Земли

Список использованной литературы

Введение

Воздушная оболочка, окружающая земной шар, называется атмосферой. В ней постоянно происходят различные процессы физического, химического, биологического и другого характера, влияющие на изменение состояния атмосферы. Наука, изучающая атмосферные процессы, называется **метеорологией**.

Процессы, происходящие в атмосфере, закономерны и взаимосвязаны. Они испытывают воздействие космоса и земной поверхности, поскольку между атмосферой и земной поверхностью постоянно происходит обмен газами, твердыми и жидкими частицами, теплом, влагой и т.д.

Основным источником энергии для атмосферных процессов является солнечная радиация, приходящая к Земле в виде излучения. В атмосфере происходят вследствие этого химические реакции, движение воздуха, обмен теплом и влагой, образуются облака и осадки, наблюдаются разнообразные оптические, электрические, акустические и другие явления.

Как и всякая наука, метеорология имеет свою внутреннюю классификацию, основные величины: характеризующие физическое состояние атмосферы, называются **метеорологическими элементами**.

Сочетание нескольких метеорологических элементов в результате их взаимодействия называются **атмосферными явлениями**, такими как гроза, метель, пыльная буря, туман, полярные сияния и т.д.

Одной из важнейших метеорологических наук, изучающих климат Земли, является **климатология** – наука о климате.

Важное значение для развития метеорологии имеют различные средства наблюдения, позволяющие проникнуть в так называемую **свободную атмосферу** – на высоту в несколько десятков километров для получения сведений о составе и структуре атмосферы, воздушных течениях и иных характеристиках разных слоев атмосферы. Наука, изучающая процессы свободной атмосферы, называется **аэрологией** или **физикой свободной атмосферы**.

Метеорологическими наблюдениями с помощью геофизических и метеорологических ракет, искусственных спутников Земли занимается наука о физических процессах в высоких слоях атмосферы, которую называют **аэронаукой**.

Для практического использования метеорологических данных выделились прикладные отрасли метеорологии, в частности, **авиационная, агро-, био-** и другие метеорологии.

В настоящее время большое внимание уделяется изучению естественной и искусственной радиоактивности атмосферы, распространению в ней радиоактивных примесей, воздействию ядерных и термоядерных взрывов на атмосферу, чем занимается **ядерная метеорология**.

Существует ряд других прикладных метеорологий, таких как лесная, транспортная, строительная и т.д.

ЛЕКЦИЯ 1

Воздух и атмосфера

Атмосфера - это газовая оболочка, окружающая небесное тело. Ее характеристики зависят от размера, массы, температуры, скорости вращения и химического состава данного небесного тела, а также определяются историей его формирования, начиная с момента зарождения. Атмосфера Земли образована смесью газов, называемой воздухом. Ее основные составляющие – азот и кислород в соотношении приблизительно 4:1.

На человека оказывает воздействие главным образом состояние нижних 15–25 км атмосферы, поскольку именно в этом нижнем слое сосредоточена основная масса воздуха. Наука, изучающая атмосферу, называется метеорологией, хотя предметом этой науки являются также погода и ее влияние на человека. Состояние верхних слоев атмосферы, расположенных на высотах от 60 до 300 и даже 1000 км от поверхности Земли, также изменяется. Здесь развиваются сильные ветры, штормы и проявляются такие удивительные электрические явления, как полярные сияния. Многие из перечисленных феноменов связаны с потоками солнечной радиации, космического излучения, а также магнитным полем Земли. Высокие слои атмосферы – это также и химическая лаборатория, поскольку там в условиях, близких к вакууму, некоторые атмосферные газы под влиянием мощного потока солнечной энергии вступают в химические реакции. Наука,

изучающая эти взаимосвязанные явления и процессы, называется физикой высоких слоев атмосферы.

Размеры. Пока ракеты-зонды и искусственные спутники не исследовали внешние слои атмосферы на расстояниях, в несколько раз превосходящих радиус Земли, считалось, что по мере удаления от земной поверхности атмосфера постепенно становится более разреженной и плавно переходит в межпланетное пространство. Сейчас установлено, что потоки энергии из глубоких слоев Солнца проникают в космическое пространство далеко за орбиту Земли, вплоть до внешних пределов Солнечной системы. Этот т.н. солнечный ветер обтекает магнитное поле Земли, формируя удлиненную «полость», внутри которой и сосредоточена земная атмосфера. Магнитное поле Земли заметно сужено с обращенной к Солнцу дневной стороны и образует длинный язык, вероятно выходящий за пределы орбиты Луны, – с противоположной, ночной стороны. Граница магнитного поля Земли называется магнитопаузой. С дневной стороны эта граница проходит на расстоянии около семи земных радиусов от поверхности, но в периоды повышенной солнечной активности оказывается еще ближе к поверхности Земли. Магнитопауза является одновременно границей земной атмосферы, внешняя оболочка которой называется также магнитосферой, так как в ней сосредоточены заряженные частицы (ионы), движение которых обусловлено магнитным полем Земли.

Общий вес газов атмосферы составляет приблизительно $4,5 \cdot 10^{15}$ т. Таким образом, «вес» атмосферы, приходящийся на единицу площади, или атмосферное давление, составляет на уровне моря примерно 11 т/м^2 .

Значение для жизни. Из сказанного выше следует, что Землю от межпланетного пространства отделяет мощный защитный слой. Космическое пространство пронизано мощным ультрафиолетовым и рентгеновским излучением Солнца и еще более жестким космическим излучением, и эти виды радиации губительны для всего живого. На внешней границе атмосферы интенсивность излучения смертоносна, но значительная его часть задерживается атмосферой далеко от поверхности Земли. Поглощением этого излучения объясняются многие свойства высоких слоев атмосферы и особенно происходящие там электрические явления.

Самый нижний, приземный слой атмосферы особенно важен для человека, который обитает в месте контакта твердой, жидкой и газообразной оболочек Земли. Верхняя оболочка «твердой» Земли называется литосферой. Около 72% поверхности Земли покрыто водами океанов, составляющими большую часть гидросферы. Атмосфера граничит как с литосферой, так и с гидросферой. Человек живет на дне воздушного океана и вблизи или выше уровня океана водного. Взаимодействие этих океанов является одним из важных факторов, определяющих состояние атмосферы.

Состав. Нижние слои атмосферы состоят из смеси газов (см. табл.). Кроме приведенных в таблице, в виде небольших примесей в воздухе

присутствуют и другие газы: озон, метан, такие вещества, как оксид углерода (CO), оксиды азота и серы, аммиак.

СОСТАВ АТМОСФЕРЫ		
Газ		Содержание в сухом воздухе, %
N ₂	азот	78,08
O ₂	кислород	20,95
Ar	аргон	0,93
CO ₂	углекислый газ	0,03
Ne	неон	0,0018
He	гелий	0,0005
Kr	криптон	0,0001
H ₂	водород	0,00005
X	ксенон	0,000009

В высоких слоях атмосферы состав воздуха меняется под воздействием жесткого излучения Солнца, которое приводит к распаду молекул кислорода на атомы. Атомарный кислород является основным компонентом высоких слоев атмосферы. Наконец, в наиболее удаленных от поверхности Земли слоях атмосферы главными компонентами становятся самые легкие газы – водород и гелий. Поскольку основная масса вещества сосредоточена в нижних 30 км, то изменения состава воздуха на высотах более 100 км не оказывают заметного влияния на общий состав атмосферы

Энергообмен. Солнце является главным источником энергии, поступающей на Землю. Находясь на расстоянии ок. 150 млн. км от Солнца, Земля получает примерно одну двухмиллиардную часть излучаемой им энергии, главным образом в видимой части спектра, которую человек называет «светом». Большая часть этой энергии поглощается атмосферой и литосферой. Земля также излучает энергию, в основном в виде длинноволновой инфракрасной радиации. Таким образом устанавливается равновесие между получаемой от Солнца энергией, нагреванием Земли и атмосферы и обратным потоком тепловой энергии, излучаемой в пространство. Механизм этого равновесия крайне сложен.

Пыль и молекулы газов рассеивают свет, частично отражая его в мировое пространство. Еще большую часть проходящей радиации отражают облака. Часть энергии поглощается непосредственно молекулами газов, но в основном – горными породами, растительностью и поверхностными водами. Водяной пар и углекислый газ, присутствующие в атмосфере, пропускают видимое излучение, но поглощают инфракрасное. Тепловая энергия накапливается главным образом в нижних слоях атмосферы. Подобный эффект возникает в теплице, когда стекло пропускает свет внутрь и почва нагревается. Поскольку стекло относительно непрозрачно для инфракрасной радиации, в парнике аккумулируется тепло. Нагрев нижних слоев атмосферы

за счет присутствия водяного пара и углекислого газа часто называют парниковым эффектом.

Существенную роль в сохранении тепла в нижних слоях атмосферы играет облачность. Если облака рассеиваются или возрастает прозрачность воздушных масс, температура неизбежно понижается по мере того, как поверхность Земли беспрепятственно излучает тепловую энергию в окружающее пространство. Вода, находящаяся на поверхности Земли, поглощает солнечную энергию и испаряется, превращаясь в газ – водяной пар, который выносит огромное количество энергии в нижние слои атмосферы. При конденсации водяного пара и образовании при этом облаков или тумана эта энергия освобождается в виде тепла. Около половины солнечной энергии, достигающей земной поверхности, расходуется на испарение воды и поступает в нижние слои атмосферы.

Таким образом, вследствие парникового эффекта и испарения воды атмосфера прогревается снизу. Этим отчасти объясняется высокая активность ее циркуляции по сравнению с циркуляцией Мирового океана, который прогревается только сверху и потому значительно стабильнее атмосферы.

Помимо общего нагревания атмосферы солнечным «светом», значительное прогревание некоторых ее слоев происходит за счет ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца.

Строение. По сравнению с жидкостями и твердыми телами, в газообразных веществах сила притяжения между молекулами минимальна. По мере увеличения расстояния между молекулами газы способны расширяться беспредельно, если им ничто не препятствует. Нижней границей атмосферы является поверхность Земли. Строго говоря, этот барьер непроницаем, так как газообмен происходит между воздухом и водой и даже между воздухом и горными породами, но в данном случае этими факторами можно пренебречь. Поскольку атмосфера является сферической оболочкой, у нее нет боковых границ, а имеются только нижняя граница и верхняя (внешняя) граница, открытая со стороны межпланетного пространства. Через внешнюю границу происходит утечка некоторых нейтральных газов, а также поступление вещества из окружающего космического пространства. Большая часть заряженных частиц, за исключением космических лучей, обладающих высокой энергией, либо захватывается магнитосферой, либо отталкивается ею.

На атмосферу действует также сила земного притяжения, которая удерживает воздушную оболочку у поверхности Земли. Атмосферные газы сжимаются под действием собственного веса. Это сжатие максимально у нижней границы атмосферы, поэтому и плотность воздуха здесь наибольшая. На любой высоте над земной поверхностью давление воздуха равно весу вышележащего столба атмосферы, приходящемуся на единицу площади. Поэтому с высотой давление монотонно уменьшается; а поскольку оно находится в прямой связи с плотностью, то и плотность воздуха уменьшается с высотой.

Если бы атмосфера представляла собой «идеальный газ» с не зависящим от высоты постоянным составом, неизменной температурой и на нее действовала бы постоянная сила тяжести, то давление уменьшалось бы в 10 раз на каждые 20 км высоты. Реальная атмосфера незначительно отличается от идеального газа примерно до высоты 100 км, а затем давление с высотой убывает медленнее, так как изменяется состав воздуха. Небольшие изменения в описанную модель вносит и уменьшение силы тяжести по мере удаления от центра Земли, составляющее вблизи земной поверхности ок. 3% на каждые 100 км высоты.

В отличие от атмосферного давления температура с высотой не понижается непрерывно. Она убывает приблизительно до высоты 10 км, а затем вновь начинает расти. Это происходит при поглощении ультрафиолетовой солнечной радиации кислородом. При этом образуется газ озон, молекулы которого состоят из трех атомов кислорода (O_3). Он тоже поглощает ультрафиолетовое излучение, и поэтому этот слой атмосферы, называемый озоносферой, нагревается. Выше температура вновь понижается, так как там гораздо меньше молекул газа, и соответственно сокращается поглощение энергии. В еще более высоких слоях температура вновь повышается вследствие поглощения атмосферой наиболее коротковолнового ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца. Под воздействием этого мощного излучения происходит ионизация атмосферы, т.е. молекула газа теряет электрон и приобретает положительный электрический заряд. Такие молекулы становятся положительно заряженными ионами. Благодаря наличию свободных электронов и ионов этот слой атмосферы приобретает свойства электропроводника. Полагают, что температура продолжает повышаться до высот, где разреженная атмосфера переходит в межпланетное пространство. На расстоянии нескольких тысяч километров от поверхности Земли, вероятно, преобладают температуры от 5000° до $10\,000^\circ$ С. Хотя молекулы и атомы имеют очень большие скорости движения, а следовательно, и высокую температуру, этот разреженный газ не является «горячим» в привычном смысле. Из-за мизерного количества молекул на больших высотах их суммарная тепловая энергия весьма невелика. Таким образом, атмосфера состоит из отдельных слоев (т.е. серии концентрических оболочек, или сфер), выделение которых зависит от того, какое свойство представляет наибольший интерес. На основании осредненного распределения температур метеорологи разработали схему строения идеальной «средней» атмосферы, состоящих из таких слоев, как:

Тропосфера – нижний слой атмосферы, простирающийся до первого термического минимума (т.н. тропопаузы). Верхняя граница тропосферы зависит от географической широты (в тропиках – 18–20 км, в умеренных широтах – ок. 10 км) и времени года. Национальная метеорологическая служба США провела зондирование вблизи Южного полюса и выявила сезонные изменения высоты тропопаузы. В марте тропопауза находится на высоте ок. 7,5 км. С марта до августа или сентября происходит неуклонное охлаждение тропосферы, и ее граница на короткий период в августе или

сентябре поднимается приблизительно до высоты 11,5 км. Затем с сентября по декабрь она быстро понижается и достигает своего самого низкого положения – 7,5 км, где и остается до марта, испытывая колебания в пределах всего 0,5 км.

Именно в тропосфере в основном формируется погода, которая определяет условия существования человека. Большая часть атмосферного водяного пара сосредоточена в тропосфере, и поэтому здесь главным образом и формируются облака, хотя некоторые из них, состоящие из ледяных кристаллов, встречаются и в более высоких слоях. Для тропосферы характерны турбулентность и мощные воздушные течения (ветры) и штормы. В верхней тропосфере существуют сильные воздушные течения строго определенного направления. Турбулентные вихри, подобные небольшим водоворотам, образуются под воздействием трения и динамического взаимодействия между медленно и быстро движущимися воздушными массами. Поскольку в этих высоких слоях облачности обычно нет, такую турбулентность называют «турбулентностью ясного неба».

Стратосфера. Вышележащий слой атмосферы часто ошибочно описывают как слой со сравнительно постоянными температурами, где ветры дуют более или менее устойчиво и где метеорологические элементы мало меняются. Верхние слои стратосферы нагреваются при поглощении кислородом и озоном солнечного ультрафиолетового излучения. Верхняя граница стратосферы (стратопауза) проводится там, где температура несколько повышается, достигая промежуточного максимума, который нередко сопоставим с температурой приземного слоя воздуха.

На основе наблюдений, проведенных с помощью самолетов и шаров-зондов, приспособленных для полетов на постоянной высоте, в стратосфере установлены турбулентные возмущения и сильные ветры, дующие в разных направлениях. Как и в тропосфере, отмечаются мощные воздушные вихри, которые особенно опасны для высокоскоростных летательных аппаратов. Сильные ветры, называемые струйными течениями, дуют в узких зонах вдоль границ умеренных широт, обращенных к полюсам. Однако эти зоны могут смещаться, исчезать и появляться вновь. Струйные течения обычно проникают в тропопаузу и проявляются в верхних слоях тропосферы, но их скорость быстро уменьшается с понижением высоты. Возможно, часть энергии, поступающей в стратосферу (главным образом затрачиваемой на образование озона), оказывает воздействие на процессы в тропосфере. Особенно активное перемешивание связано с атмосферными фронтами, где обширные потоки стратосферного воздуха были зарегистрированы существенно ниже тропопаузы, а тропосферный воздух вовлекался в нижние слои стратосферы. Значительные успехи были достигнуты в изучении вертикальной структуры нижних слоев атмосферы в связи с совершенствованием техники запуска на высоты 25–30 км радиозондов.

Мезосфера, располагающаяся выше стратосферы, представляет собой оболочку, в которой до высоты 80–85 км происходит понижение температуры до минимальных показателей для атмосферы в целом. Рекордно

низкие температуры до -110°C были зарегистрированы метеорологическими ракетами, запущенными с американо-канадской установки в Форт-Черчилле (Канада). Верхний предел мезосферы (мезопауза) примерно совпадает с нижней границей области активного поглощения рентгеновского и наиболее коротковолнового ультрафиолетового излучения Солнца, что сопровождается нагреванием и ионизацией газа.

В полярных регионах летом в мезопаузе часто появляются облачные системы, которые занимают большую площадь, но имеют незначительное вертикальное развитие. Такие светящиеся по ночам облака часто позволяют обнаруживать крупномасштабные волнообразные движения воздуха в мезосфере. Состав этих облаков, источники влаги и ядер конденсации, динамика и связь с метеорологическими факторами пока еще недостаточно изучены.

Термосфера представляет собой слой атмосферы, в котором непрерывно повышается температура. Его мощность может достигать 600 км. Давление и, следовательно, плотность газа с высотой постоянно уменьшаются. Вблизи земной поверхности в 1 м^3 воздуха содержится ок. $2,5 \cdot 10^{25}$ молекул, на высоте ок. 100 км, в нижних слоях термосферы, – приблизительно 10^{19} , на высоте 200 км, в ионосфере, – $5 \cdot 10^{15}$ и, по расчетам, на высоте ок. 850 км – примерно 10^{12} молекул. В межпланетном пространстве концентрация молекул составляет 10^8 – 10^9 на 1 м^3 .

На высоте ок. 100 км количество молекул невелико, и они редко сталкиваются между собой. Среднее расстояние, которое преодолевает хаотически движущаяся молекула до столкновения с другой такой же молекулой, называется ее средним свободным пробегом. Слой, в котором эта величина настолько увеличивается, что вероятностью межмолекулярных или межатомных столкновений можно пренебречь, находится на границе между термосферой и вышележащей оболочкой (экзосферой) и называется термопаузой. Термопауза отстоит от земной поверхности примерно на 650 км.

При определенной температуре скорость движения молекулы зависит от ее массы: более легкие молекулы движутся быстрее тяжелых. В нижней атмосфере, где свободный пробег очень короткий, не наблюдается заметного разделения газов по их молекулярному весу, но оно выражено выше 100 км. Кроме того, под воздействием ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца молекулы кислорода распадаются на атомы, масса которых составляет половину массы молекулы. Поэтому по мере удаления от поверхности Земли атомарный кислород приобретает все большее значение в составе атмосферы и на высоте ок. 200 км становится ее главным компонентом. Выше, приблизительно на расстоянии 1200 км от поверхности Земли, преобладают легкие газы – гелий и водород. Из них и состоит внешняя оболочка атмосферы. Такое разделение по весу, называемое диффузным расслоением, напоминает разделение смесей с помощью центрифуги.

Экзосферой называется внешний слой атмосферы, выделяемый на основе изменений температуры и свойств нейтрального газа. Молекулы и атомы в экзосфере вращаются вокруг Земли по баллистическим орбитам под воздействием силы тяжести. Некоторые из этих орбит параболические и похожи на траектории метательных снарядов. Молекулы могут вращаться вокруг Земли и по эллиптическим орбитам, как спутники. Некоторые молекулы, в основном водорода и гелия, имеют разомкнутые траектории и уходят в космическое пространство.

Контрольные вопросы к теме о составе атмосферы:

1. Состав атмосферы?
2. Роль облаков в сохранении атмосферного тепла?
3. Температура в различных слоях атмосферы?
4. Что отражает солнечную радиацию?
5. Основные газы атмосферы?
6. Наиболее важные для человека слои атмосферы?

ЛЕКЦИЯ 2 Солнечно-земные связи

Атмосферные приливы. Притяжение Солнца и Луны вызывает в атмосфере приливы, подобные земным и морским приливам. Но атмосферные приливы имеют существенное отличие: атмосфера сильнее всего реагирует на влияние Солнца, тогда как земная кора и океан – на влияние Луны. Это объясняется тем, что атмосфера нагревается Солнцем и в дополнение к гравитационному возникает мощный термальный прилив. В целом механизмы образования атмосферных и морских приливов сходны, за исключением того, что для прогноза реакции воздуха на гравитационные и термические воздействия необходимо учитывать его сжимаемость и распределение температуры. Не до конца понятно, почему полусуточные (12-часовые) солнечные приливы в атмосфере преобладают над суточными солнечными и полусуточными лунными приливами, хотя движущие силы двух последних процессов гораздо мощнее. Раньше считалось, что в атмосфере возникает резонанс, усиливающий именно колебания с 12-часовым периодом. Однако наблюдения, проведенные при помощи геофизических ракет, свидетельствуют об отсутствии температурных причин такого резонанса. При решении этой проблемы, вероятно, следует учитывать все гидродинамические и термические особенности атмосферы.

У земной поверхности близ экватора, где влияние приливных колебаний максимально, оно обеспечивает изменение атмосферного давления на 0,1%. Скорость приливных ветров составляет ок. 0,3 км/ч. Благодаря сложной термической структуре атмосферы (особенно наличию минимума температуры в мезопаузе) приливные воздушные течения усиливаются, и, например, на высоте 70 км их скорость примерно в 160 раз выше, чем у земной поверхности, что имеет важные геофизические последствия.

Считается, что в нижней части ионосферы (слой E) приливные колебания перемещают ионизированный газ вертикально в магнитном поле Земли, и

следовательно, здесь возникают электрические токи. Эти постоянно возникающие системы токов на поверхности Земли устанавливаются по возмущениям магнитного поля. Суточные вариации магнитного поля достаточно хорошо согласуются с расчетными величинами, что убедительно свидетельствует в пользу теории приливных механизмов «атмосферного динамо».

Электрические токи, возникающие в нижней части ионосферы (слой E), должны куда-то перемещаться, и, следовательно, цепь должна замкнуться. Аналогия с динамо-машиной становится полной, если рассматривать встречное движение как работу двигателя. Предполагается, что обратная циркуляция электрического тока осуществляется в более высоком слое ионосферы (F), и этим встречным потоком могут объясняться некоторые своеобразные черты этого слоя. Наконец, приливный эффект должен породить также горизонтальные потоки в слоях E и F.

Ионосфера. Пытаясь объяснить механизм возникновения полярных сияний, ученые 19 в. предположили, что в атмосфере существует зона с электрически заряженными частицами. В 20 в. экспериментально были получены убедительные доказательства существования на высотах от 85 до 400 км слоя, отражающего радиоволны. В настоящее время известно, что его электрические свойства являются результатом ионизации атмосферного газа. Поэтому обычно этот слой называют ионосферой.

Воздействие на радиоволны происходит главным образом из-за наличия в ионосфере свободных электронов, хотя механизм распространения радиоволн связан с наличием крупных ионов. Последние также представляют интерес при изучении химических свойств атмосферы, поскольку они активнее нейтральных атомов и молекул. Химические реакции, протекающие в ионосфере, играют важную роль в ее энергетическом и электрическом балансе.

Нормальная ионосфера. Наблюдения, проведенные при помощи геофизических ракет и спутников, дали массу новой информации, свидетельствующей, что ионизация атмосферы происходит под воздействием солнечной радиации широкого спектра. Основная ее часть (более 90%) сосредоточена в видимой части спектра. Ультрафиолетовое излучение с меньшей длиной волны и большей энергией, чем у фиолетовых световых лучей, испускается водородом внутренней части атмосферы Солнца (хромосферы), а рентгеновское излучение, обладающее еще более высокой энергией, – газами внешней оболочки Солнца (короны).

Нормальное (среднее) состояние ионосферы обусловлено постоянным мощным излучением. Регулярные изменения происходят в нормальной ионосфере под воздействием суточного вращения Земли и сезонных различий угла падения солнечных лучей в полдень, но происходят также непредсказуемые и резкие изменения состояния ионосферы.

Возмущения в ионосфере. Как известно, на Солнце возникают мощные циклически повторяющиеся возмущения, которые достигают максимума

каждые 11 лет. Наблюдения по программе Международного геофизического года (МГГ) совпали с периодом наиболее высокой солнечной активности за весь срок систематических метеорологических наблюдений, т.е. с начала 18 в. В периоды высокой активности яркость некоторых областей на Солнце возрастает в несколько раз, и они посылают мощные импульсы ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Такие явления называются вспышками на Солнце. Они продолжаются от нескольких минут до одного-двух часов. Во время вспышки извергается солнечный газ (в основном протоны и электроны), и элементарные частицы устремляются в космическое пространство. Электромагнитное и корпускулярное излучение Солнца в моменты таких вспышек оказывает сильное воздействие на атмосферу Земли.

Первоначальная реакция отмечается через 8 мин после вспышки, когда интенсивное ультрафиолетовое и рентгеновское излучение достигает Земли. В результате резко повышается ионизация; рентгеновские лучи проникают в атмосферу до нижней границы ионосферы; количество электронов в этих слоях возрастает настолько, что радиосигналы почти полностью поглощаются («гаснут»). Дополнительное поглощение радиации вызывает нагрев газа, что способствует развитию ветров. Ионизированный газ является электрическим проводником, и когда он движется в магнитном поле Земли, проявляется эффект динамо-машины и возникает электрический ток. Такие токи могут в свою очередь вызывать заметные возмущения магнитного поля и проявляться в виде магнитных бурь.

Эта начальная фаза занимает лишь короткое время, соответствующее продолжительности солнечной вспышки. Во время мощных вспышек на Солнце в космическое пространство устремляется поток ускоренных частиц. Когда он направлен в сторону Земли, наступает вторая фаза, оказывающая большое влияние на состояние атмосферы. Многие природные явления, среди которых наиболее известны полярные сияния, свидетельствуют о том, что значительное количество заряженных частиц достигает Земли. Тем не менее процессы отрыва этих частиц от Солнца, их траектории в межпланетном пространстве и механизмы взаимодействия с магнитным полем Земли и магнитосферой пока еще недостаточно изучены. Проблема усложнилась после открытия в 1958 Джеймсом Ван Алленом удерживаемых геомагнитным полем оболочек, состоящих из заряженных частиц. Эти частицы перемещаются из одного полушария в другое, вращаясь по спиралям вокруг силовых линий магнитного поля. Вблизи Земли на высоте, зависящей от формы силовых линий и от энергии частиц, располагаются «точки отражения», в которых частицы меняют направление движения на противоположное. Поскольку напряженность магнитного поля уменьшается с удалением от Земли, орбиты, по которым движутся эти частицы, несколько искажаются: электроны отклоняются к востоку, а протоны – к западу. Поэтому они распределяются в виде поясов вокруг земного шара.

Некоторые последствия нагрева атмосферы Солнцем. Солнечная энергия оказывает влияние на всю атмосферу. Выше уже упоминались пояса,

образованные заряженными частицами в магнитном поле Земли и вращающиеся вокруг нее. Эти пояса ближе всего подходят к земной поверхности в приполярных районах, где наблюдаются полярные сияния. На рисунке 1 показано, что в районах проявления полярных сияний в Канаде температуры термосферы значительно выше, чем на Юго-Западе США. Вероятно, захваченные частицы отдают часть своей энергии в атмосферу, особенно при столкновении с молекулами газа вблизи точек отражения, и сходят со своих прежних орбит. Так происходит нагрев высоких слоев атмосферы в зоне полярных сияний.

Еще одно важное открытие было сделано при изучении орбит искусственных спутников. Луиджи Яккиа, астроном из Смитсоновской астрофизической обсерватории, полагает, что небольшие отклонения этих орбит обусловлены изменениями плотности атмосферы при ее нагреве Солнцем. Он предположил существование на высоте более 200 км в ионосфере максимума концентрации электронов, который не соответствует солнечному полудню, а под воздействием силы трения запаздывает по отношению к нему примерно на два часа. В это время значения плотности атмосферы, обычные для высоты 600 км, наблюдаются на уровне ок. 950 км. Кроме того, максимум концентрации электронов испытывает нерегулярные колебания вследствие кратковременных вспышек ультрафиолетового и рентгеновского излучения Солнца. Л.Яккиа обнаружил также кратковременные колебания плотности воздуха, соответствующие вспышкам на Солнце и возмущениям магнитного поля. Эти явления объясняются вторжением частиц солнечного происхождения в атмосферу Земли и нагревом тех ее слоев, где проходят орбиты спутников.

Атмосферное электричество

В приземном слое атмосферы небольшая часть молекул подвергается ионизации под воздействием космических лучей, излучения радиоактивных горных пород и продуктов распада радия (в основном радона) в самом воздухе. В процессе ионизации атом теряет электрон и приобретает положительный заряд. Свободный электрон быстро соединяется с другим атомом, образуя отрицательно заряженный ион. Такие парные положительные и отрицательные ионы имеют молекулярные размеры. Молекулы в атмосфере стремятся группироваться вокруг этих ионов. Несколько молекул, объединившихся с ионом, образуют комплекс, называемый обычно «легким ионом».

В атмосфере присутствуют также комплексы молекул, известные в метеорологии под названием ядер конденсации, вокруг которых при насыщении воздуха влагой начинается процесс конденсации. Эти ядра представляют собой частички соли и пыли, а также загрязняющих веществ, поступающих в воздух от промышленных и других источников. Легкие ионы часто присоединяются к таким ядрам, образуя «тяжелые ионы». Под воздействием электрического поля легкие и тяжелые ионы перемещаются из одних областей атмосферы в другие, перенося

электрические заряды. Хотя обычно атмосфера не считается электропроводной средой, она все же обладает небольшой проводимостью. Поэтому оставленное на воздухе заряженное тело медленно утрачивает свой заряд.

Проводимость атмосферы возрастает с высотой из-за увеличения интенсивности космического излучения, уменьшения потерь ионов в условиях более низкого давления (и, следовательно, при большем среднем свободном пробеге), а также из-за меньшего количества тяжелых ядер. Проводимость атмосферы достигает максимальной величины на высоте ок. 50 км, т.н. «уровне компенсации».

Известно, что между поверхностью Земли и «уровнем компенсации» постоянно существует разность потенциалов в несколько сотен киловольт, т.е. постоянное электрическое поле. Выяснилось, что разность потенциалов между некоторой точкой, находящейся в воздухе на высоте нескольких метров, и поверхностью Земли очень велика – более 100 В. Атмосфера имеет положительный заряд, а земная поверхность заряжена отрицательно. Поскольку электрическое поле – область, в каждой точке которой имеется некоторое значение потенциала, можно говорить о градиенте потенциала. В ясную погоду в пределах нижних нескольких метров напряженность электрического поля атмосферы почти постоянна.

Из-за различий электропроводности воздуха в приземном слое градиент потенциала подвержен суточным колебаниям, ход которых существенно меняется от места к месту. При отсутствии локальных источников загрязнения воздуха – над океанами, высоко в горах или в полярных районах – суточный ход градиента потенциала в ясную погоду одинаков. Величина градиента зависит от всемирного, или среднего гринвичского, времени (UT) и достигает максимума в 19 ч.

Э.Эплтон предположил, что этот максимум электропроводности, вероятно, совпадает с наибольшей грозовой активностью в планетарном масштабе. Разряды молний во время гроз переносят отрицательный заряд к поверхности Земли, поскольку основания наиболее активных кучево-дождевых грозных облаков обладают значительным отрицательным зарядом. Верхние части грозных облаков обладают положительным зарядом, который, по расчетам Хольцера и Саксона, во время гроз стекает с их вершин. Без постоянного пополнения заряд земной поверхности был бы нейтрализован за счет проводимости атмосферы. Предположение о том, что разность потенциалов между земной поверхностью и «уровнем компенсации» поддерживается благодаря грозам, подкрепляется статистическими данными. Например, максимальное число гроз отмечается в долине р. Амазонки. Чаще всего грозы бывают там в конце дня, т.е. ок. 19 ч среднего гринвичского времени, когда градиент потенциала максимален в любой точке земного шара. Более того, сезонные вариации формы кривых суточного хода градиента потенциала тоже находятся в полном соответствии с данными о глобальном распределении гроз. Некоторые исследователи утверждают, что источник электрического поля Земли, возможно, имеет внешнее происхождение,

поскольку электрические поля, как полагают, существуют в ионосфере и магнитосфере. Этим обстоятельством, вероятно, объясняется возникновение очень узких удлинённых форм полярных сияний, похожих на кулисы и арки

Благодаря наличию градиента потенциала и проводимости атмосферы между «уровнем компенсации» и поверхностью Земли начинают двигаться заряженные частицы: положительно заряженные ионы – по направлению к земной поверхности, а отрицательно заряженные – вверх от нее. Сила этого тока составляет ок. 1800 А. Хотя эта величина кажется большой, необходимо помнить, что она распределяется по всей поверхности Земли. Сила тока в столбе воздуха с площадью основания 1 м^2 составляет лишь $4 \cdot 10^{-12}$ А. С другой стороны, сила тока при разряде молнии может достигать нескольких ампер, хотя, конечно, такой разряд имеет малую продолжительность – от долей секунды до целой секунды или немного больше при повторных разрядах.

Молния представляет большой интерес не только как своеобразное явление природы. Она дает возможность наблюдать электрический разряд в газовой среде при напряжении в несколько сотен миллионов вольт и расстоянии между электродами в несколько километров.

В 1750 г Б.Франклин предложил Лондонскому королевскому обществу поставить опыт с железной штангой, укрепленной на изолирующем основании и установленной на высокой башне. Он ожидал, что при приближении грозового облака к башне на верхнем конце первоначально нейтральной штанги сосредоточится заряд противоположного знака, а на нижнем – заряд того же знака, что у основания облака. Если напряженность электрического поля при разряде молнии возрастет достаточно сильно, заряд с верхнего конца штанги будет частично стекать в воздух, а штанга приобретет заряд того же знака, что и основание облака.

Предложенный Франклином эксперимент не был осуществлен в Англии, однако его поставил в 1752 г в Марли под Парижем французский физик Жан д'Аламбер. Он использовал вставленную в стеклянную бутылку (служившую изолятором) железную штангу длиной 12 м, но не помещал ее на башню. 10 мая его ассистент сообщил, что когда грозовое облако находилось над штангой, при поднесении к ней заземленной проволоки возникали искры. Сам Франклин, не зная об успешном опыте, реализованном во Франции, в июне того же года провел свой знаменитый эксперимент с воздушным змеем и наблюдал электрические искры на конце привязанной к нему проволоки. На следующий год, изучая заряды, собранные со штанги, Франклин установил, что основания грозовых облаков обычно заряжены отрицательно.

Более детальные исследования молний стали возможны в конце 19 в. благодаря совершенствованию методов фотографии, особенно после изобретения аппарата с вращающимися линзами, что позволило фиксировать быстро развивающиеся процессы. Такой фотоаппарат широко использовался при изучении искровых разрядов. Было установлено, что существует несколько типов молний, причем наиболее распространены линейные, плоские (внутриоблачные) и шаровые (воздушные разряды). Линейные

молнии представляют собой искровой разряд между облаком и земной поверхностью, следующий по каналу с направленными вниз ответвлениями. Плоские молнии возникают внутри грозового облака и выглядят как вспышки рассеянного света. Воздушные разряды шаровых молний, начинающиеся от грозового облака, часто направлены горизонтально и не достигают земной поверхности.

Разряд молнии обычно состоит из трех или более повторных разрядов – импульсов, следующих по одному и тому же пути. Интервалы между последовательными импульсами очень коротки - от 1/100 до 1/10 с (этим обусловлено мерцание молнии). В целом вспышка длится около секунды или меньше. Типичный процесс развития молнии можно описать следующим образом. Сначала сверху к земной поверхности устремляется слабо светящийся разряд-лидер. Когда он ее достигнет, ярко светящийся обратный, или главный, разряд проходит от земли вверх по каналу, проложенному лидером.

Разряд-лидер, как правило, движется зигзагообразно. Скорость его распространения колеблется от ста до нескольких сотен километров в секунду. На своем пути он ионизирует молекулы воздуха, создавая канал с повышенной проводимостью, по которому обратный разряд движется вверх со скоростью приблизительно в сто раз большей, чем у разряда-лидера. Размер канала определить трудно, однако диаметр разряда-лидера оценивается в 1–10 м, а обратного разряда – в несколько сантиметров.

Разряды молнии создают радиопомехи, испуская радиоволны в широком диапазоне – от 30 кГц до сверхнизких частот. Наибольшее излучение радиоволн находится, вероятно, в диапазоне от 5 до 10 кГц. Такие низкочастотные радиопомехи «сосредоточены» в пространстве между нижней границей ионосферы и земной поверхностью и способны распространяться на расстояния в тысячи километров от источника.

Вопросы к разделу о солнечно-земных связях:

1. Что представляет из себя молния?
2. Как возникает атмосферное электричество?
3. Последствия молнии?
4. Последствия нагрева атмосферы?
5. Какую роль выполняет ионосфера?
6. Механизм атмосферных приливов?

ЛЕКЦИЯ 3 Изменения в атмосфере

Происхождение атмосферы Земли

Историю образования атмосферы пока не удалось восстановить абсолютно достоверно. Тем не менее выявлены некоторые вероятные изменения ее состава. Становление атмосферы началось сразу после формирования Земли. Имеются довольно веские основания полагать, что в

процессе эволюции Праземли и обретения ею близких к современным размеров и массы она практически полностью утратила свою первоначальную атмосферу. Считается, что на раннем этапе Земля находилась в расплавленном состоянии и около 4,5 млрд. лет назад оформилась в твердое тело. Этот рубеж принимается за начало геологического летоисчисления. С этого времени происходила и медленная эволюция атмосферы. Некоторые геологические процессы, как, например, излияния лавы при извержениях вулканов, сопровождались выбросом газов из недр Земли. В их состав, вероятно, входили азот, аммиак, метан, водяной пар, оксид и диоксид углерода. Под воздействием солнечной ультрафиолетовой радиации водяной пар разлагался на водород и кислород, но освободившийся кислород вступал в реакцию с оксидом углерода с образованием углекислого газа. Аммиак разлагался на азот и водород. Водород в процессе диффузии поднимался вверх и покидал атмосферу, а более тяжелый азот не мог улечься и постепенно накапливался, становясь основным ее компонентом, хотя некоторая его часть связывалась в ходе химических реакций.

Под воздействием ультрафиолетовых лучей и электрических разрядов смесь газов, вероятно присутствовавших в первоначальной атмосфере Земли, вступала в химические реакции, в результате которых происходило образование органических веществ, в частности аминокислот. Следовательно, жизнь могла зародиться в атмосфере, принципиально отличной от современной.

С появлением примитивных растений начался процесс фотосинтеза, сопровождавшийся выделением свободного кислорода. Этот газ, особенно после диффузии в верхние слои атмосферы, стал защищать ее нижние слои и поверхность Земли от опасных для жизни ультрафиолетового и рентгеновского излучений. По оценкам, наличие всего 0,00004 современного объема кислорода могло привести к формированию слоя с вдвое меньшей, чем сейчас, концентрацией озона, что, тем не менее, обеспечивало весьма существенную защиту от ультрафиолетовых лучей.

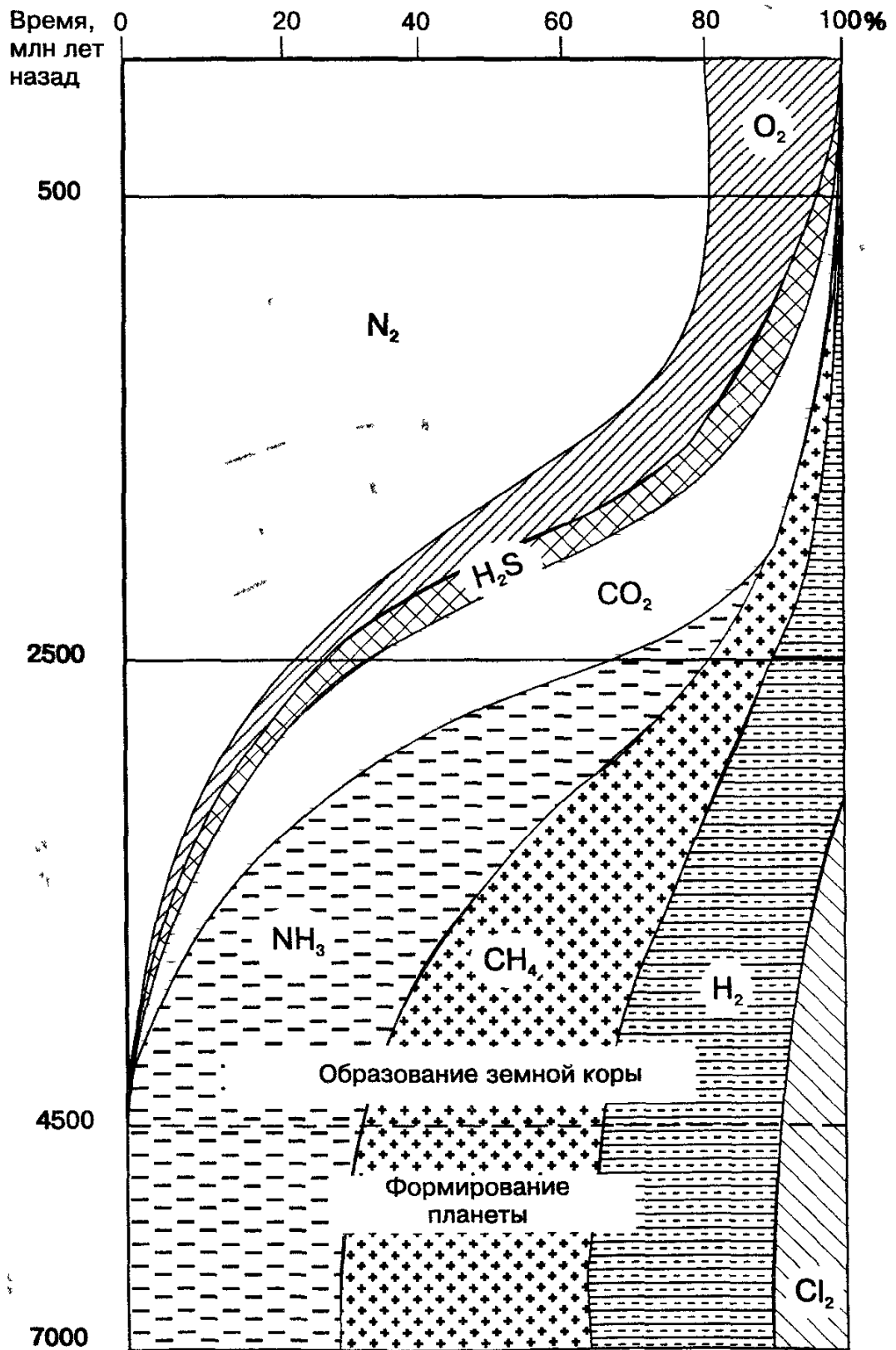
Вероятно также, что в первичной атмосфере содержалось много углекислого газа. Он расходовался в ходе фотосинтеза, и его концентрация должна была уменьшаться по мере эволюции мира растений, а также из-за поглощения в ходе некоторых геологических процессов. Поскольку парниковый эффект связан с присутствием углекислого газа в атмосфере, некоторые ученые полагают, что колебания его концентрации являются одной из важных причин таких крупномасштабных климатических изменений в истории Земли, как ледниковые периоды. Присутствующий в современной атмосфере гелий, вероятно, большей частью является продуктом радиоактивного распада урана, тория и радия. Эти радиоактивные элементы испускают альфа-частицы, которые представляют собой ядра атомов гелия. Поскольку в ходе радиоактивного распада электрический заряд не образуется и не исчезает, на каждую альфа-частицу приходится два электрона. В итоге она соединяется с ними, образуя

нейтральные атомы гелия. Радиоактивные элементы содержатся в минералах, рассеянных в толще горных пород, поэтому значительная часть гелия, образовавшегося в результате радиоактивного распада, сохраняется в них, очень медленно улетучиваясь в атмосферу. Некоторое количество гелия за счет диффузии поднимается вверх в экзосферу, но благодаря постоянному притоку от земной поверхности объем этого газа в атмосфере неизменен.

На основании спектрального анализа света звезд и изучения метеоритов можно оценить относительное содержание различных химических элементов во Вселенной. Концентрация неона в космосе примерно в десять миллиардов раз выше, чем на Земле, криптона – в десять миллионов раз, а ксенона – в миллион раз. Отсюда следует, что концентрация этих инертных газов, изначально присутствовавших в земной атмосфере и не пополнявшихся в процессе химических реакций, сильно снизилась, вероятно, еще на этапе утраты Землей своей первичной атмосферы. Исключение составляет инертный газ аргон, поскольку в форме изотопа ^{40}Ar он и сейчас образуется в процессе радиоактивного распада изотопа калия.

Диаграмма 1

Эволюция атмосферы Земли



Воздействие метеоров и метеоритов. Хотя иногда метеорные дожди производят глубокое впечатление своими световыми эффектами, отдельные метеоры видны довольно редко. Гораздо многочисленнее невидимые метеоры, слишком малые, чтобы быть различимыми в момент их поглощения атмосферой. Некоторые из мельчайших метеоров, вероятно, совершенно не нагреваются, а лишь захватываются атмосферой. Эти мелкие частицы с размерами от нескольких миллиметров до десятитысячных долей миллиметра называются микрометеоритами. Количество ежедневно поступающего в атмосферу метеорного вещества составляет от 100 до 10 000 т, причем большая часть этого вещества приходится на микрометеориты.

Поскольку метеорное вещество частично сгорает в атмосфере, ее газовый состав пополняется следами различных химических элементов. Например, каменные метеоры приносят в атмосферу литий. Сгорание металлических метеоров приводит к образованию мельчайших сферических железных, железоникелевых и других капелек, которые проходят сквозь атмосферу и осаждаются на земной поверхности. Их можно обнаружить в Гренландии и Антарктиде, где почти без изменений годами сохраняются ледниковые покровы. Океанологи находят их в донных океанических отложениях.

Большая часть метеорных частиц, поступивших в атмосферу, осаждается примерно в течение 30 суток. Некоторые ученые считают, что эта космическая пыль играет важную роль в формировании таких атмосферных явлений, как дождь, поскольку служит ядрами конденсации водяного пара. Поэтому предполагают, что выпадение осадков статистически связано с крупными метеорными дождями. Однако некоторые специалисты полагают, что, поскольку общее поступление метеорного вещества во много десятков раз превышает его поступление даже с крупнейшим метеорным дождем, изменением в общем количестве этого вещества, происходящим в результате одного такого дождя, можно пренебречь.

Однако несомненно, что наиболее крупные микрометеориты и, конечно, видимые метеориты оставляют длинные следы ионизации в высоких слоях атмосферы, главным образом в ионосфере. Такие следы можно использовать для дальней радиосвязи, так как они отражают высокочастотные радиоволны.

Энергия поступающих в атмосферу метеоров расходуется, главным образом, а может быть и полностью, на ее нагревание.

Углекислый газ промышленного происхождения. В каменноугольном периоде на Земле была широко распространена древесная растительность. Большая часть диоксида углерода, поглощенного в то время растениями, накопилась в залежах угля и в нефтеносных отложениях. Огромные запасы этих полезных ископаемых человек научился использовать в качестве источника энергии и сейчас быстрыми темпами возвращает углекислый газ в круговорот веществ. В ископаемом состоянии находится, вероятно, ок.

4×10^{13} т углерода. За последнее столетие человечество сожгло столько ископаемого топлива, что примерно 4×10^{11} т углерода вновь поступило в атмосферу. В настоящее время в атмосфере присутствует ок. 2×10^{12} т углерода, а в ближайшие сто лет за счет сжигания ископаемого топлива эта цифра, возможно, удвоится. Однако не весь углерод останется в атмосфере: часть его растворится в водах океана, часть будет поглощена растениями, а часть – связана в процессе выветривания горных пород.

Пока нельзя предсказать, сколько углекислого газа будет содержаться в атмосфере или какое именно воздействие он окажет на климат земного шара. Тем не менее считается, что любое увеличение его содержания вызовет потепление, хотя вовсе не обязательно, что любое потепление существенно повлияет на климат. Концентрация углекислого газа в атмосфере, по результатам измерений, заметно увеличивается, хотя и небыстрыми темпами. Климатические данные по Шпицбергену и станции Литтл-Америка на шельфовом леднике Росса в Антарктиде свидетельствуют о повышении средних годовых температур примерно за 50-летний период соответственно на $5 \times$ и $2,5 \times$ С.

Воздействие космического излучения. При взаимодействии обладающих высокой энергией космических лучей с отдельными составляющими атмосферы образуются радиоактивные изотопы. Среди них выделяется изотоп углерода ^{14}C , накапливающийся в растительных и животных тканях. Путем измерения радиоактивности органических веществ, которые давно не обмениваются углеродом с окружающей средой, можно определить их возраст. Радиоуглеродный метод зарекомендовал себя как наиболее надежный способ датирования ископаемых организмов и предметов материальной культуры, возраст которых не превышает 50 тыс. лет. Для датирования материалов, имеющих возраст в сотни тысяч лет, можно будет использовать другие радиоактивные изотопы с большими периодами полураспада, если будет решена принципиальная задача измерения крайне низких уровней радиоактивности.

Ионы в атмосфере

Часть молекул атмосферных газов и аэрозолей несут электрические заряды и называются ионами. Молекулы воздуха заряжаются вследствие потери энергии движущимся воздухом. К заряженной молекуле присоединяются другие молекулы, так возникает электрически заряженный комплекс молекул, называемый легким ионом.

Заряженные молекулы могут присоединяться к ядрам конденсата или пылинкам, и тогда возникают тяжелые ионы с массой в несколько тысяч раз большей, чем легкие ионы.

Капельки атмосферной воды и кристаллики льда, возникая в облаках на ионах, как на ядрах конденсата, несут значительно больший заряд, чем у ионов.

На высоте содержание ионов увеличивается, особенно в слоях выше 80-100 км. Здесь ионами в основном являются заряженные атомы кислорода, гелия и

водорода, Выше 200 км в атмосфере преобладают молекулярные ионы NO. Кроме того, значительная часть ионов верхних слоев атмосферы – это свободные электроны.

Ионы в атмосфере постоянно перемещаются, поэтому атмосфера обладает электрической проводимостью, хотя в нижних слоях – малой. Суммарный заряд атмосферы – положительный. При этом он растет с увеличением высоты.

Земная поверхность также обладает электрическим зарядом, в сумме – отрицательным. В результате атмосфера обладает электростатическим полем, в каждой точке которого есть какое-то значение потенциала. Это значит, что электрический заряд, помещенный в любой точке атмосферы, будет испытывать силу, действующую на него в направлении нормальном к поверхности равного потенциала, проходящей через эту точку. Эту силу, действующую на единицу положительного заряда, называют напряженностью атмосферного электрического поля. Она направлена в отсутствие облаков сверху вниз, измеряется изменением потенциала поля на единицу расстояния, то есть в вольтах на метр.

В приземном слое атмосферы напряженность атмосферного электрического поля равна 100 в/м, в промышленных районах напряженность значительно больше. С увеличением высоты напряженность поля уменьшается, и на высоте 10 км она составляет 5 в/м, так как электрическая проводимость воздуха в этих слоях достаточна для выравнивания разностей потенциалов.

Уравнение состояния газов

Основными характеристиками физического состояния газов являются давление, температура и плотность. Связь между этими характеристиками для идеальных газов выражается уравнением состояния газов:

$$PV = RT, \text{ где}$$

P – давление;

V - удельный объем газов;

R – газовая постоянная, зависящая от природы газа.

Это уравнение можно записать как:

$$P = pRT, \text{ где}$$

– величина, обратная удельному объему или плотности газа.

Вопросы к разделу о составе атмосферы:

1. Какие газы входят в состав атмосферного воздуха?
2. Как образуется озон и его роль в атмосферных процессах?

3. Роль углекислого газа в атмосфере и его количество.
4. Что такое аэрозоли и как они попадают в атмосферу?
5. Чем по составу отличаются высокие слои атмосферы от нижних?
6. Какая роль водяного пара в атмосфере?
4. Жидкие и твердые примеси в атмосфере.
5. Единица упругости водяного пара.

ЛЕКЦИЯ 4 Структура атмосферы

Атмосфера состоит из нескольких концентрических слоев, отличающихся по температурным и другим условиям.

Тропосфера – это нижняя до 10-15 км часть атмосферы. Высота, до которой простирается тропосфера, над каждым местом Земли меняется изо дня в день. Даже в среднем она различна над каждым широтами в разные сезоны года. В среднем за год тропосфера простирается над полюсами до 9 км, над умеренными широтами – до 10-12 км, над экватором – до 15-17 км.

В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферного воздуха, почти весь водяной пар атмосферы, в ней возникают почти все облака, сильно развита турбулентность, особенно вблизи земной поверхности.

В тропосфере температура воздуха с увеличением высоты падает в среднем по $0,6^\circ$ на каждые 100 м.

Среднегодовая температура воздуха у земной поверхности следующая: на экваторе $+26^\circ$ по С, на Северном полюсе -23° , на верхней границе тропосферы над экватором -70° , то же над Северным полюсом -65° .

Давление воздуха на верхней границе тропосферы в 5^{-8} степени раз меньше, чем над земной поверхностью.

Процессы, происходящие в тропосфере, имеют решающее значение для погоды и климата у земной поверхности.

Слой атмосферы от земной поверхности до 1 км называется слоем трения. В этом слое скорость ветра ослаблена по сравнению с верхними слоями атмосферы.

Слой атмосферы от земной поверхности до нескольких метров называется приземным. Он отличается своеобразием всех физических процессов, особенно колебаниями температуры в течение суток.

Стратосфера и мезосфера

Над тропосферой до высоты 50-55 км простирается **стратосфера**, характеризующаяся тем, что температура воздуха в ней растет с увеличением высоты. Переходный слой между тропосферой и стратосферой (1-2 км) называется тропопаузой.

Нижняя стратосфера изотермична. Начиная с высоты 25 км, быстро растет температура воздуха, которая на высоте 50 км достигает максимальное значение + 10°-30° С. Из-за возрастания температуры с высотой турбулентность в стратосфере мала, содержание водяного пара ничтожно.

На высоте 20-25 км наблюдаются так называемые перламутровые облака (очень тонкие). Здесь в стратосфере содержится атмосферный озон, который поглощает солнечную радиацию и обеспечивает рост температуры воздуха с увеличением высоты..

Над стратосферой лежит слой **мезосферы** – до 80 км, в котором температура воздуха падает с высотой до нескольких десятков градусов минуса. Из-за сильного падения температуры в мезосфере сильно развита турбулентность. На высоте 75-90 км наблюдаются особые серебристые облака. На верхней границе мезосферы давление воздуха в 200 раз меньше, чем у поверхности земли. Граница между стратосферой и мезосферой называется стратопаузой.

Ионосфера

Над мезосферой находится слой атмосферы, называемый **термосферой**, характеризующийся очень высокими температурами воздуха. В термосфере различают ионосферу (от мезосферы до 1000 км) и экзосферу (от ионосферы до нескольких тысяч км). Экзосфера переходит в земную корону.

В ионосфере воздух чрезвычайно разрежен. Характеризуется он сильной ионизацией: в основном здесь находятся ионы заряженных атомов кислорода. Есть также заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны.

От степени ионизации зависит электропроводность атмосферы. В ионосфере электропроводность воздуха из-за большого количества ионов в 10^{12} степени раз больше, чем у поверхности земли.

В ионосфере наблюдаются полярные сияния и свечения ночного неба (постоянная илюминисценция атмосферы). Характерны также резкие колебания магнитного поля – так называемые, ионосферные, ионные бури.

Ионизация в ионосфере связана с ультрафиолетовой радиацией. Температура воздуха в ионосфере растет и на высоте 800 км достигает 1000° С.

Экзосфера – это атмосферные слои выше 800-1000 км. Скорость движения газовых частиц здесь необычайно велика. Разреженность воздуха здесь также чрезвычайно большая. Поэтому на этих высотах частицы воздуха могут облетать Землю по эллиптическим орбитам, не сталкиваясь между собой. Отдельные частицы, особенно быстрые, могут вылетать из атмосферы в мировое пространство, поэтому экзосферу называют еще и сферой рассеивания. Рассеиваются в основном атомы водорода, который является господствующим газом в экзосфере. Водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли земную корону, которая простирается более чем на

20 000 км. Плотность газа в земной короне ничтожно мала, но все же в 10 раз больше, чем в межпланетном пространстве.

По составу атмосфера делится на **гомосферу** и **гетеросферу**. Гомосфера простирается от поверхности земли до высоты 100 км. В этом слое процентное содержание газов не изменяется с высотой. Гетеросфера находится на высоте свыше 100 км. Здесь кислород и азот находятся в атомарном состоянии. Молекулярный вес воздуха в этом пространстве уменьшается с высотой.

Слой атмосферы, находящийся на высоте от 20 до 55 км и содержащий основную массу озона, называется **озоносферой** или **озоновым слоем** атмосферы.

По характеру взаимодействия с земной поверхностью атмосферу разделяют на нижний, *пограничный* слой высотой до 1,5 км, и *свободную атмосферу*, расположенную выше этого уровня. Самую нижнюю часть пограничного слоя (50-100 м), примыкающую к земной поверхности, называют *приземным* слоем.

Вопросы к разделу о строении атмосферы:

1. Какова высота атмосферы?
2. Что такое инверсия температуры?
3. Озоновый слой и его роль.
4. В каком слое наиболее высокая температура?
5. Наиболее электропроводный слой атмосферы?
6. В каком слое сосредоточена основная масса атмосферы?
7. Как называются пограничные слои?
8. Что такое гетеросфера?

ЛЕКЦИЯ 5. Объект, предмет и основные понятия метеорологии.

Метеорология

Изучением атмосферы занимается метеорология - геофизическая наука, основной задачей которой является физическое объяснение происходящих в атмосфере процессов, установление причинно-следственных связей и закономерностей.

Процессы, происходящие в атмосфере, возникают и развиваются в основном в результате превращений энергии, поступающей к Земле от Солнца. При изучении этих процессов широко используются законы, установленные в различных областях физики (гидромеханике, термодинамике, учении о лучистой энергии и т.д.). Поскольку атмосфера находится в постоянном взаимодействии с поверхностью Земли, учитывается также влияние географических факторов (характера поверхности, особенностей рельефа и т.д.). Это сближает метеорологию – науку в основном физическую – с географическими науками. Кроме того, метеорология тесно связана с гидрологией и океанологией, с которыми ее роднит взаимосвязь процессов, происходящих в жидкой и газообразной оболочках Земли, а также с рядом дисциплин прикладного характера.

Расширение и углубление наших знаний об атмосфере привело к выделению ряда самостоятельных наук, имеющих свои объекты изучения со своими приемами и методами исследований. К таким наукам прежде всего относятся физика атмосферы, изучающая физические закономерности атмосферных явлений и процессов; синоптическая метеорология, изучающая погоду и методы ее предсказания; динамическая метеорология, изучающая теоретические вопросы физики атмосферы с широким использованием современного математического аппарата.

Метеорология тесно связана с климатологией – наукой о климате, то есть о совокупности атмосферных условий, свойственных той или иной местности, в зависимости от ее географической обстановки.

В атмосфере происходят разнообразные физические процессы, непрерывно меняющие ее состояние. В связи с этими состояниями атмосферы у земной поверхности, в так называемом пограничном слое (высотой до 1,5 км), выделена физика пограничного слоя атмосферы. Более высокие слои атмосферы (как правило, в сфере действия воздушного транспорта) изучает аэрология или физика свободной атмосферы.

В связи с интенсивным развитием космонавтики значительное развитие получила аэрномия – наука, изучающая высокие слои атмосферы (более 100 км) с помощью метеорологических и геофизических ракет и искусственных спутников Земли.

В процессе практического использования метеорологических сведений выделились некоторые отрасли метеорологии: сельскохозяйственная метеорология, авиационная, морская, медицинская, военная и другие прикладные метеорологии.

Практическая направленность метеорологии

Изучение атмосферных явлений, знание причин их возникновения, умение предсказывать эти явления имеет большое практическое значение. Это в свою очередь является мощным стимулом развития метеорологии.

Физическое состояние атмосферы в большой степени влияет на все виды деятельности людей, а в некоторых случаях является решающим фактором. В наибольшей зависимости от атмосферных процессов находятся сельское и водное хозяйства, авиация, мореплавание, рыболовство, все виды транспорта, энергетика, строительство, коммунальное хозяйство, медицина и др.

Можно ли до минимума сократить ущерб от неблагоприятных погодных условий? Естественно, если использовать их в интересах людей, с одной стороны, и мерами борьбы ослабить причиняемый ими вред, с другой стороны.

Например, развитие и продуктивность сельскохозяйственных культур в значительной степени зависит от влажности почвы и воздуха, количества осадков, света и тепла. Наблюдение за этими условиями, оценка их совокупности и выдача рекомендаций – компетенция метеорологов. Это важно для выбора сроков сева, внесения удобрений, уборки урожая. Опыт показывает, что при правильном учете метеорологических условий урожай тех же зерновых культур повышается на 15-20 процентов. А защита ценных сельскохозяйственных культур от града с помощью искусственного воздействия на градовые процессы показывает, что сохранность культур гарантирована.

При проектировании и строительстве аэродромов, выборе воздушных трасс необходимы данные о погодных и климатических условиях, о наиболее вероятных направлениях и скорости ветра у земли и на различных высотах, о частоте появления туманов... Для каждого типа самолета существует строго определенный минимум высоты облачности и дальность видимости на взлетно-посадочной полосе, к тому же встречный ветер уменьшает длину пробега самолета и т.д. и т.п.

Подробное описание метеорологических условий каждого моря и каждого района Мирового океана содержится в различных справочниках, пособиях, на картах. Это помогает осуществлять морские перевозки в оптимальные сроки и безаварийно. Для этого существует также обеспечение судов прогнозами погоды и штормовыми предупреждениями. По метеосводкам со всей акватории океанов и фотографиям, получаемым с метеорологических спутников, составляются рекомендации о наиболее выгодных и безопасных курсах морских судов.

Метеорологическая информация и прогнозы погоды широко используют работники всех видов транспорта, строительства, коммунального хозяйства, энергетике и т.д. Выработка энергии, распределение топлива и водных ресурсов, защита от наводнений, предупреждения о буранах, сильных морозах, гололеде и т.д. – все это позволяет значительно рациональнее хозяйствовать и предотвращать большой ущерб от непогоды.

Из плена лет...

Упоминания о различных атмосферных явлениях встречаются у большинства культурных народов древности. Из летописей средневековья до нас дошли сведения о различных явлениях природы, в том числе бурях, грозах, ранних снегопадах, сильных морозах, наводнениях и т.д. Подобные записи содержатся и в древнерусских летописях. В эпоху великих географических открытий (XV – XV века) появились климатические описания открываемых стран.

Научное изучение атмосферы ведет свое начало с XVII века – века бурного развития других естественных наук. Тогда были изобретены первые метеорологические приборы: термометр Галилея, 1597 г., барометр Торричелли, 1643 г., дождемер, флюгер и т.д. Эти приборы дали возможность проводить инструментальные исследования за температурой, давлением, осадками, ветром.

В конце XVII в. - начале XVIII в. в некоторых европейских странах были сделаны попытки организовать одновременные наблюдения за погодой и климатом. В результате был получен большой материал.

Следующий этап развития метеорологии начинается работами гениального русского ученого М.В.Ломоносова. В середине XVIII века он изобрел и изготовил ряд метеорологических приборов, в том числе анемометр (прибор для измерения скорости ветра) и морской барометр. Ломоносов разработал схему образования грозы, высказал мысль о необходимости создания самопишущих приборов для регистрации атмосферных явлений, указал на возможность предсказывать погоду.

Начало регулярных метеорологических наблюдений в России было положено при Петре I. Открытая в Петербурге в 1725 г. Академия обязана была «производить повсюду метеорологические наблюдения». В 1849 году в России открылось первое в мире научное метеорологическое учреждение – Главная физическая (ныне геофизическая) обсерватория. В XIX веке и в других странах также начинает развиваться сеть метеорологических станций, организуются научно-исследовательские институты и обсерватории.

Важным стимулом для развития метеорологии в XIX веке явилось открытие ряда физических законов (газовых, излучения, термодинамики, гидростатики и гидродинамики) и успешное применение их для объяснения многих атмосферных явлений. Так были заложены основы физики атмосферы, а впоследствии и динамической метеорологии.

В XX веке метеорология переходит в новую форму развития в связи с дальнейшими успехами физических наук и общим техническим прогрессом. Благодаря изобретению радиозонда П.А.Молчановым в 1930 г. Наземные метеорологические наблюдения дополнились аэрологическими наблюдениями.

В двадцатых годах XX века усилиями норвежских ученых школы Бьеркнеса было создано учение о воздушных массах и атмосферных фронтах, которое впоследствии получило успешное развитие в нашей стране. На

основе этого учения были разработаны и внедрены в практику новые методы предсказания погоды. Большое значение имеет метод долгосрочных прогнозов, разработанный Б.П.Мультановским и развитый затем его учениками.

Одновременно с углублением и расширением учения об атмосфере происходит выделение и развитие некоторых частных разделов метеорологии: актиномии (учение об измерении и превращениях лучистой энергии в атмосфере), физики облаков и осадков, оптики атмосферы, атмосферного электричества и др.

В 1921 году В.И.Ленин подписал декрет «Об организации метеорологической службы в РСФСР». В 1929 году Совет Народных Комиссаров СССР принял решение об объединении метеорологической и гидрологической служб и создании Единой государственной гидрометеорологической службы. Перед ней были поставлены задачи систематического наблюдения над метеорологическими явлениями и обеспечение всех государственных организаций информацией, прогнозами и предупреждениями об опасных явлениях. Для решения этих задач в нашей стране была создана опорная сеть метеорологических станций и постов, выполнен большой объем научно-исследовательских работ, разработаны новые технические средства и приборы, налажено обслуживание гидрометеорологической информацией всех звеньев государственного аппарата, народного хозяйства.

В годы Великой Отечественной войны метеорологи внесли свой вклад в планирование и обеспечение успешных боевых действий Красной Армии, за что большое число специалистов-метеорологов награждено орденами и медалями.

В последующие годы были достигнуты значительные успехи в исследовании атмосферы с помощью ракет и искусственных спутников Земли. Получили дальнейшее развитие радиолокационные методы исследования атмосферы. Были выполнены фундаментальные задачи по изучению взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью. Разработаны и продолжают совершенствоваться методы искусственных воздействий на атмосферные процессы. Проблема борьбы с загрязнением окружающей природной среды потребовала получения дополнительной информации о свойствах и поведении атмосферы под действием как естественных, так и антропогенных факторов.

Наблюдения и эксперимент в метеорологии

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

Фактические сведения об атмосфере, погоде и климате получают из наблюдений. Анализ их результатов выясняет причинные связи атмосферных явлений, помогает прогнозировать погоду.

Наблюдения – это измерения и качественная оценка процессов, протекающих в природной обстановке.

Эксперимент применяется в метеорологии ограниченно. Например, опыты осаждения облаков, рассеивания туманов и т.п.

Для изучения атмосферных явлений используется также метод моделирования некоторых природных процессов в лабораториях. Однако возможности данного метода сильно ограничены.

Результаты различных наблюдений подвергаются анализу, прежде всего – статистическому, для того, чтобы отсеять случайные явления и показать существенные особенности.

Особое значение имеет сопоставление наблюдений на географических картах для последующего анализа пространственного распределения выявленных особенностей.

Карта, на которой нанесены фактические результаты наблюдений атмосферных явлений, называется синоптической.

Карта, на которую нанесены результаты статистической обработки многолетних наблюдений, называется климатологической. Например, карта среднего распределения температур, карта повторяемости гроз...

Метеорологические наблюдения

Данный вид наблюдений представляет из себя инструментальные измерения и визуальные (зрительные) оценки метеорологических величин и явлений. Для своевременного обнаружения возникающих метеорологических явлений и слежения за их дальнейшим развитием необходимо, чтобы метеорологические наблюдения были непрерывными во времени и пространстве. Достигается это за счет множества пунктов, в которых проводятся регулярные наблюдения по единой программе и с помощью однотипных приборов.

Метод наблюдений с помощью приборов позволяет непрерывно регистрировать значения основных метеорологических величин. В настоящее время у метеорологов имеются на вооружении дистанционные автоматические гидрометеорологические станции, радиолокаторы, лидары, суда погоды, самолеты, вертолет, метеорологические ракеты, искусственные спутники Земли.

Метеорологические наблюдения в нижних слоях атмосферы проводятся также с помощью приборов, установленных на высотных зданиях, башнях и мачтах. Одной из первых для этой цели была использована Эйфелева башня в Париже. В России комплексные метеорологические наблюдения проводятся на 300-метровой мачте в г.Обнинске, на 533-метровой Останкинской телебашне в Москве и на ряде других телевизионных мачт.

Для изучения атмосферы на больших высотах организуются высокогорные обсерватории и станции. Однако число их невелико и расположены они на высотах, не превышающих 4-5 км. Для исследования более высоких слоев атмосферы используются шар-пилот и радиозонд, достигающие 35 км. Широко используется аэростатное, самолетное и вертолетное зондирование

атмосферы. Успешно применяются метеорологические и геофизические ракеты, достигающие высот порядка 400 м. Они позволяют изучать граничащее с атмосферой космическое пространство.

Широкое распространение получили радиолокационные методы исследования атмосферы. Их цель – обнаружение с помощью радиоэха различных метеорологических объектов и определение их координат. С помощью данных радаров проводятся наблюдения за развитием и движением облаков, грозами, образованием града, количеством выпавших осадков.

Большие перспективы в изучении загрязнения атмосферы открывает внедрение лазерной техники. Лазерный локатор (лидар) в отличие от радиолокатора излучает более короткие волны оптического диапазона. Распространяясь в атмосфере, лазерный луч взаимодействует с загрязняющими атмосферу аэрозолями (частицы пыли, сажи и т.п.) и газами и позволяет измерять даже незначительные их концентрации.

Наряду с прямыми инструментальными наблюдениями метеорологи пользуются также косвенными наблюдениями. Например, по данным наблюдений за движением облаков можно судить о скорости ветра, по результатам наблюдений за полярным сиянием можно определить газовый состав воздуха в высоких слоях атмосферы и т.д. Таким способом были изучены процессы обмена энергией и массой между стратосферой и тропосферой, влияние рельефа на метеорологические процессы; были получены значения коэффициентов диффузии при крупномасштабном распространении примесей в атмосфере; был изучен обмен воздушными массами между северным и южным полушариями Земли.

Наблюдения за метеорологическими явлениями в естественных условиях долго оставались единственным методом изучения атмосферы. Однако сейчас в практику метеорологических исследований вводится эксперимент и опыт в природных условиях. Опыты по моделированию физических процессов в облаках проводятся в специальных камерах, в которых можно создавать искусственные облака и в течение долгого времени наблюдать за их развитием. Здесь можно также имитировать восходящие и нисходящие потоки воздуха вместе с каплями и ледяными кристаллами при температуре и давлении, имеющих на высоте 5-6 км. При исследовании прохождения звуковых волн от искусственных взрывов на земной поверхности и на больших высотах можно получить представление о строении атмосферы, а также о распределении плотности и температуры воздуха по высоте. Прожекторное зондирование, радиолокация, лазерная локация все чаще используются в качестве экспериментальных методов исследования атмосферы.

Одним из наиболее эффективных современных средств воспроизведения структуры и динамики реального объекта, в том числе и атмосферы, является математическое моделирование. Математическая модель представляет из себя систему формул и уравнений, позволяющих получать числовую и графическую информацию об объекте. В настоящее время

составление всех видов прогнозов погоды (краткосрочных и долгосрочных) немислимо без использования моделирования.

Результатом данного рода наблюдений являются измерения и качественные оценки метеорологических элементов, к которым относятся:

- температура и влажность воздуха;
- атмосферное давление;
- облачность;
- количество тех или иных осадков;
- видимость;
- грозы, туманы, метели.

К метеорологическим наблюдениям также относятся тесно связанные с атмосферой величины: температура почвы или воды, испарение, высота и состояние снежного покрова, солнечное и земное излучения, атмосферное электричество.

В настоящее время можно выделить следующие системы получения метеорологической информации:

- 1) наземная сеть синоптических и аэрологических станций;
- 2) судовые, стационарные и дрейфующие автоматические буйковые морские гидрометеорологические станции;
- 3) метеорологические радиолокационные станции;
- 4) метеорологическая космическая система;
- 5) авиационная разведка погоды.

На синоптических станциях проводятся наблюдения за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха, скоростью и направлением ветра, количеством, формой и высотой нижней границы облаков, дальностью видимости в горизонтальном направлении, видом и количеством атмосферных осадков, особыми атмосферными явлениями (туман, гроза, пыльная буря, гололед и т.д.). Таким образом, синоптические станции осуществляют большой комплекс измерений (наблюдений) с высокой степенью точности.

На аэрологических станциях осуществляют вертикальное зондирование атмосферы с помощью телеметрических приборов – радиозондов. В результате получают данные о давлении, температуре, влажности, скорости и направлении ветра на различных высотах.

Синоптические и аэрологические станции, проводящие регулярные наблюдения в интересах службы погоды, образуют наземную сеть синоптических станций. Данные станции должны отвечать определенным условиям, и только в этом случае они могут выполнять свое предназначение. К этим условиям относятся:

- 1) точное определение географической широты и долготы станции, а также высоты ее над уровнем моря (последнее условие вызвано тем, что для сравнимости анализа измеренное на каждой станции давление приводится к уровню моря);

- 2) обслуживание станции квалифицированным персоналом, способным производить как инструментальные измерения, так и визуальные наблюдения;
- 3) оснащение станции необходимым минимумом стандартных поверенных приборов;
- 4) проведение наблюдений по однотипной программе и в определенном порядке, согласованном с международными метеорологическими организациями;
- 5) оснащение станций совершенными средствами связи (телефон, телеграф, радио) для немедленной передачи результатов наблюдений в установленные адреса (иначе даже самые точные наблюдения, пригодные, например, для климатологических целей, полностью теряют свое значение для службы погоды);
- б) наблюдения станции должны быть характерными для данного района.

Синоптические станции наземной сети проводят синхронные метеорологические наблюдения в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 и 21 час московского декретного времени. Основными сроками являются 03, 09, 15 и 21 час, остальные сроки называются дополнительными.

Аэрологические станции, входящие в наземную сеть, производят зондирование атмосферы в 03, 09, 15 и 21 час московского декретного времени. Основными в данном случае являются сроки 03 и 15 часов.

Синоптические станции рассеяны по всему миру. Для того, чтобы установить, к какой станции относятся результаты наблюдений, каждой из них присвоен номер, называемый индексом станции. Первые две цифры означают номер большого географического района, в котором расположена синоптическая станция. Последние три цифры – это порядковый номер станции в пределах данного района. На бланках карт порядковый номер синоптической станции помещен рядом с кружком, обозначающим станцию.

Результаты наблюдений синоптических станций кодируются цифрами и отправляются в установленные адреса в виде телеграмм, состоящих из нескольких пятизначных групп. Кодирование результатов наблюдений производится в соответствии с существующими документами – международными метеорологическими кодами, согласованными между большинством государств мира.

Синоптические и аэрологические станции, принадлежащие данному государству, образуют государственную наземную синоптическую сеть.

Часть станций государственной сети каждой страны задействованы в единую мировую синоптическую сеть, которая в настоящее время состоит примерно из 8000 станций. Наземная сеть не лишена некоторых недостатков, например, все еще мала плотность сети в ряде районов мира и дискретность наблюдений.

Для сравнения состояния атмосферы в разных местах Земли метеорологические станции ведут наблюдения по однотипным приборам, единой методике в определенные часы суток. Важнейшее условие деятельности станций – синхронность, длительность и непрерывность,

постоянное местоположение. Результаты наблюдений немедленно передаются в службы погоды. В Советском Союзе, а ныне в России, наблюдения также проводились и проводятся по местному среднему солнечному времени каждой станции (01, 07, 13, 19).

Существуют также метеорологические станции специального назначения, например, станции на сельскохозяйственных предприятиях, на транспорте, курортах и т.д.

Государственные сети метеорологических станций возникли в XIX веке. В Советском Союзе было основано около четырех тысяч станций основного типа с полной программой наблюдений, и еще несколько тысяч метеорологических постов для наблюдений за осадками и снежным покровом.

Мировой океан занимает более 3/5 поверхности нашей планеты и играет важнейшую роль в развитии атмосферных процессов. Он является главным поставщиком влаги в атмосферу, огромным тепловым резервуаром, его взаимодействие с прилегающим слоем атмосферы оказывает существенное влияние на изменение ее состояния.

Большое значение принадлежит океану в формировании общей циркуляции атмосферы, во влаго- и теплообмене и т.д.

Естественно, что служба погоды крайне заинтересована в получении с акватории мирового океана надежной синоптической информации.

Постоянно действующая система получения синоптической информации с океана включает в себя в качестве основных островные гидрометеорологические станции и суда погоды.

Островные гидрометеорологические станции в основном не отличаются от наземных синоптических станций. Они осуществляют ту же программу наблюдений и обладают теми же достоинствами и недостатками. Однако, вместе с тем, они не могут решить задачу освещения метеорологическими данными акваторию Мирового океана из-за малочисленности островных станций и удаленности их друг от друга (в том числе – неравномерности расположения по мировому океану).

Поэтому для более широких океанических наблюдений применяются специальные корабли погоды (метеорологические суда) – постоянно действующие объекты, оснащенные всей необходимой специальной гидрометеорологической аппаратурой и средствами связи. С этих судов проводятся регулярное зондирование атмосферы, а с некоторых и ракетное зондирование. На судах погоды проводятся, кроме синоптических наблюдений, также и комплексные гидрологические наблюдения.

В интересах службы погоды синоптические наблюдения проводятся также на тысячах торговых судов.

В настоящее время широкое распространение получила авиационная разведка погоды. Ее разновидностями являются:

- 1) аэродромное зондирование атмосферы – наблюдения за условиями погоды по заданной высоте в районе аэродрома;

2) маршрутное зондирование атмосферы - наблюдения за условиями погоды по выбранному маршруту;

3) попутные визуальные наблюдения за условиями погоды на рейсовых самолетах.

При авиационной разведке погоды прежде всего получают сведения об облачности (о нижней и верхней ее границах, прослойках в облаках, турбулентности, обледенении, фазовом состоянии), наклонной и полетной дальности видимости и т.д. Наиболее полный комплекс наблюдений при этом обеспечивают специальные самолеты–лаборатории.

В программы наблюдений обсерваторий и отдельных станций включаются и актинометрические наблюдения над солнечной радиацией, земным излучением, отражательными свойствами поверхности земли и воды, температурой и влажностью на разных высотах, содержанием пыли и химических примесей в воздухе, радиоактивными продуктами.

Метеорологические приборы на станциях устанавливаются под открытым небом. .

Повсеместно используется информация, получаемая от метеорологических спутников Земли. Анализ данных материалов позволяет выявлять крупные атмосферные образования: воздушные массы, разделяющие их фронты, циклоны и антициклоны, с движением и эволюцией которых связаны основные изменения погоды.

Контрольные вопросы к разделу о метеорологии :

1. Что называется атмосферой?
2. Что изучает метеорология?
3. Что называется метеорологическими элементами?
1. Что такое синоптическая метеорология?
2. Каковы методы исследования атмосферы?
3. Основные атмосферные явления.
4. Задачи Гидрометеорологической службы РФ.
5. Краткое описание развития метеорологии.
6. Косвенные методы исследования атмосферы.
7. Экспериментальные методы исследования атмосферы.
8. Что такое погода?
9. Требования, предъявляемые к метеорологическим станциям.
- 10.Что такое аэрономия?
- 11.Прикладные метеорологические науки.
- 12.Практическое значение метеорологии.
- 13.Международная метеорологическая служба.
- 14.Основные принципы метеорологических наблюдений.
- 15.Что такое зондирование атмосферы?

ЛЕКЦИЯ 6

Синоптическая метеорология

Синоптической называется метеорология, изучающая закономерности развития атмосферных процессов для предсказания погоды.

Погодой называется состояние атмосферы в определенный момент или промежуток времени над любым пунктом или районом земного шара. Погода характеризуется совокупностью значений метеорологических величин, важнейшими из которых являются давление, температура и влажность воздуха, ветер, облачность, атмосферные осадки, и особых явлений, таких, как туман, гроза, метель, пыльная (песчаная) буря и др.

Изменения погоды можно предвидеть, как правило, только на основе изучения распределения метеорологических величин над географическими районами глобального масштаба, то есть соизмеримыми с размерами океанов и континентов. Для анализа погоды в глобальном масштабе на географические карты специальными условными знаками и цифрами наносятся значения метеорологических величин, а также особые явления погоды, определяемые в единый момент времени на обширной сети метеорологических станций. Такие карты получили название синоптических карт. В настоящее время вместо термина «синоптическая карта» применяется термин «карта погоды».

Карта погоды составляется как по наблюдению у поверхности Земли, так и по аэрологическим наблюдениям для различных уровней или поверхностей. Это дает возможность проводить трехмерный анализ.

Синоптические карты дали название синоптическому методу изучения и предсказания погоды, основанному на выявлении физических закономерностей развития атмосферных процессов с помощью этих карт.

Синоптический метод является мощным средством изучения атмосферных процессов крупного масштаба. Являясь географическим по форме, этот метод имеет глубокую физическую сущность: он позволяет на основе законов физики атмосферы исследовать и выявлять причины изменения погоды.

В настоящее время синоптический метод получает новое содержание в связи с созданием объективных форм анализа и гидродинамических (численных) методов прогноза полей метеорологических элементов.

Основным приемом синоптического анализа является сопоставление характеристик погоды, нанесенных на карты погоды. При этом сопоставляются:

- 1) значения одной и той же метеорологической величины в разных пунктах, на разных высотах за один и тот же момент времени;
- 2) значение различных метеорологических величин в одном и том же пункте, в разных пунктах, на разных высотах за один и тот же момент времени;

- 3) значения одного или различных метеорологических элементов в последовательные моменты времени как в одном, так и в разных пунктах.

Основными принципами синоптического анализа являются:

6. Комплексность анализа. Характеристики погоды анализируются не изолированно, а в комплексе, совместно с учетом их взаимосвязи и взаимообусловленности.
7. Трехмерность анализа. Рассматриваются свойства атмосферы не на одном уровне в горизонтальной плоскости, а в значительной толще атмосферы на различных уровнях (тропосфера и нижняя стратосфера).
8. Историческая последовательность анализа. Проводится согласование анализа данной карты погоды с анализом предыдущих карт. Процессы, протекающие в атмосфере, обычно имеют значительную длительность и могут прослеживаться по последовательным картам погоды. При правильном анализе не должна нарушаться логическая последовательность развития атмосферных процессов.

Важнейшими достоинствами синоптического метода являются его наглядность и оперативность.

На одну карту можно нанести сведения о погоде в большом географическом районе, на полушарии или даже на всем земном шаре. Соответственно можно дать прогноз погоды по любому району земного шара, в том числе удаленному от места составления прогноза. Это очень важно для оперативного обеспечения полетов самолетов по авиатрассам большого протяжения.

«Дальнодействие» синоптического метода позволяет с помощью современных средств связи обслуживать всю страну информацией о погоде и прогнозами погоды из сравнительно небольшого числа прогностических центров.

Погода и ее изменения связаны с атмосферной циркуляцией (совокупностью воздушных течений синоптического масштаба). При всей сложности атмосферной циркуляции в ней можно выделить вполне определенные структурные элементы – барические системы, атмосферные фронты и воздушные массы. Именно эти элементы являются основными объектами синоптического анализа, поэтому их называют синоптическими объектами.

Барическими системами называются области пониженного и повышенного атмосферного давления, расположенные на карте приблизительно вдоль одной линии (ось X).

Если на график, одной осью которого является время, а другой высота (или давление), нанести результаты последовательных зондирований атмосферы в одном пункте, то можно проследить изменение свойств атмосферы на различных высотах над этим пунктом с течением времени. Такой график называется временным или серийным разрезом атмосферы.

Частным случаем разреза атмосферы является график термоизоплет, который характеризует изменения только температуры воздуха на различных высотах над данным пунктом. Временные разрезы составляются преимущественно в научно-исследовательских целях для изучения пространственной структуры атмосферных фронтов, циклонов, антициклонов и т.д.

Вспомогательные линейки, графики, номограммы, таблицы применяются для различного рода расчетов в целях диагноза и прогноза погоды. Например, градиентные линейки служат для вычисления скорости ветра на барическом поле, графики и номограммы – для прогноза температуры, облачности, осадков.

Наиболее существенные непериодические изменения погоды связаны с циркуляционными факторами и при прогнозе погоды учитываются в первую очередь. Перемещающиеся воздушные массы при взаимодействии с подстилающей поверхностью, с изменением притока лучистой энергии и вертикальных движений воздуха постепенно меняют свои свойства, что также отражается на изменении погоды. Такие процессы составляют группу трансформационных факторов (суточный и годовой ход метеорологических элементов). Эти факторы также учитываются при прогнозах погоды, хотя их количественный учет довольно сложен.

Озера, реки, возвышенности, большие города – все эти местные факторы влияют на формирование погоды и не остаются без внимания синоптиков.

Таким образом, имеются три группы факторов, сказывающихся на изменении погоды:

- 1) циркуляционные,
- 2) трансформационные,
- 3) местные.

В настоящее время существуют следующие методы составления краткосрочного прогноза погоды:

- 1) синоптический, основанный на анализе карт погоды, качественно-физических выводах из этого анализа и количественных расчетах, не требующих применения электронно-вычислительной техники;
- 2) численный (гидродинамический), основанный на решении уравнений гидродинамики и термодинамики на ЭВМ;
- 3) физико-статистический, основанный на статистических закономерностях изменений погоды и вычислении вероятности тех или иных ее характеристик.

Все перечисленные методы дополняют друг друга и используются комплексно.

Важно также, чтобы при прогнозах учитывались все виды информации и такие важнейшие факторы, как глобальность (сопоставимость с территорией континентов или всего земного шара), трехмерность (то есть учет информации не только по площадям земной поверхности, но и по высотам

атмосферных слоев), комплексность, то есть включение в метеорологическую информацию всех метеорологических величин, синхронность – проведение метеорологических мероприятий в единые физические моменты на всей территории прогноза, регулярность, то есть учет систематических, а не эпизодических наблюдений за состоянием атмосферы, а также оперативность, что означает поступление прогнозов потребителю в кратчайшие сроки.

Синоптический анализ и прогноз

Анализ синоптических карт и других материалов состоит в том, что по сведениям, нанесенным на карту, устанавливается фактическое состояние атмосферы в момент наблюдений: распределение и характер воздушных масс и фронтов, расположение и свойства атмосферных возмущений и, кроме того, расположение и характер облачности и осадков, распределение температуры в связи с условиями атмосферной циркуляции. Атмосферные возмущения, фронты и воздушные массы, нанесенные на синоптические карты, называются синоптическими объектами. Представление синоптических условий на картах дает удобную возможность не только для прогнозов, но и оперативной информации о состоянии погоды.

Прогноз синоптического положения, как бы предваряющий основной прогноз, заключается в определении, как в последующие часы должны будут переместиться и измениться синоптические объекты. Затем делается заключение о том, как в этой связи должны меняться условия погоды в данном районе. То есть речь идет о прогнозе погоды.

ПРОГНОЗ ПОГОДЫ – научно обоснованное предвидение изменений погоды, являющееся результатом анализа крупномасштабных атмосферных процессов, и применение известных науке закономерностей их развития.

Прогнозы погоды составляются метеорологическими подразделениями службы погоды всей планеты.

Прогнозы погоды делятся на краткосрочные (от нескольких часов до 1-2 суток), долгосрочные малой заблаговременности (3-10 суток), долгосрочные большой заблаговременности (на месяц, сезон). Прогнозы составляются для территорий (область, край, республика, страна, акватория моря и т.п.), а также для отдельных населенных пунктов, аэропортов, авиатрасс, автомобильных и железнодорожных магистралей и т.п.

Прогнозы погоды подразделяются на специализированные, предназначенные для специальных пользователей (авиация, судоходство, рыбный промысел, сельское хозяйство и т.д.) и общего пользования – для населения.

Пример № 1. Специализированный прогноз для авиации:

П.п. с 09.00 до 18.00 обусловится ложбиной с прохождением

холодного фронта. Облачность 7-10 бал. С 13.00 4-7 бал.

Верхней, средней, кучевой, кучево-дождевой,
разорванно-
дождевой Нн 500-800 м, начале 200-300 м. Нв 5-6 км
кучево-
Дождевой 9-10 км. дымка в первой половине срока.
Дождь,
гроза, болтанка сильной интенсивности, статич.
электричество.
Видимость 6-10 км дожде 3-4 км. Ветер в слое 1,5- 9 км
240-
260 ° 50-70 км/ч. Ветер у земли 120-140 ° с 13-14 час
переход
190-210 ° 5-8 м/с, порывы 7-10 м/с. Тем-ра +5+8 °С. .

Пример № 2. П.п общего пользования:
Завтра ожидается: облачная погода, местами дождь,
гроза, тем-ра
+5+8 °С.

К первому прогнозу относятся также предупреждения об опасных явлениях погоды (ОЯП), в авиации их называют штормовыми предупреждениями (смерч, шквал, гроза, град, сильное обледенение, гололед, туман, метель, сильный ветер, пыльная буря, заморозки и др.).

Метеорологическими подразделениями и службами, кроме штормовых оповещений об ОЯП, подают штормовые оповещения о наблюдающихся особо опасных метеорологических, гидрологических, геофизических, а также аномальных атмосферных и космических явлениях.

Особо опасными считаются явления, которые по своей интенсивности, времени возникновения, продолжительности и площади распространения могут нанести или нанесли значительный ущерб. К ним относятся:

- ветер со скоростью более 30 м/с;
- град диаметром более 30 мм;
- сильный дождь и снегопад с интенсивностью, превышающей критические значения, установленные для данного района;
- повышение уровня воды в реках, водоемах до критических значений, наводнения, заторы, зажоры, угрожающие затоплением районов жизнедеятельности людей, промышленных и стратегических объектов;
- селевые потоки и снежные лавины;
- извержения вулканов;
- землетрясения и цунами.

К аномальным атмосферным и космическим явлениям оптического, электрического и иного происхождения относятся:

- необычные частицы, выпадающие из атмосферы;
- окрашенные осадки или осадки иного необычного вида и свойств;
- необычные световые, акустические, электромагнитные и другие явления в атмосфере и космическом пространстве.

При прогнозе синоптического положения приходится пользоваться, прежде всего, экстраполяцией во времени, то есть предполагать, что на некоторый промежуток времени атмосферные процессы будут происходить с теми же скоростями или ускорениями, с какими происходили до сих пор. Этот довольно грубый прием затем дополняется уточнением с использованием тех связей, которые установлены эмпирически за много лет анализа синоптических карт или которые вытекают из законов динамики и термодинамики атмосферы.

О погоде, связанной с будущим положением и свойствами воздушных масс и фронтов, судят по фактическим свойствам этих синоптических объектов, учитывая опять-таки возможное изменение этих свойств.

При всей простоте приемов синоптического анализа их применение требует большого практического опыта у прогнозистов. Состояния атмосферы и закономерности атмосферных процессов приходится при прогнозировании упрощать, что отражается на соответствии результатов вычисления действительности.

Еще сложнее задача долгосрочных прогнозов – на декаду, месяц, сезон вперед. Степень точности здесь неизбежно ниже, чем в краткосрочных прогнозах.

Рациональная постановка задачи долгосрочного прогноза должна сводиться к определению общих характеристик погоды будущего: степени зональности или меридиональности циркуляции, средних месячных температур, отклонений осадков от нормы, самых общих черт в ходе температуры и т.д. Вряд ли когда-нибудь люди достигнут возможности ответить на вопрос: будет ли в таком-то месте дождь такого-то числа в будущем месяце? Сложный комплекс условий, которые будут определять такой дождь, часто нельзя предвидеть даже накануне...

В долгосрочных прогнозах анализ ежедневных синоптических карт уже не подходит, приходится прибегать к способам обобщенного представления атмосферных условий, как сборные и средние карты за те или иные периоды времени. Попытки применить для долгосрочных прогнозов учет инерции в ходе атмосферных процессов (то есть сохранение знака аномалии погоды на некоторое время вперед) приводили к самым ограниченным успехам.

Существенное значение для решения задач долгосрочных прогнозов имеет сопоставление атмосферных процессов с процессами в мировом океане, поскольку между двумя этими сферами Земли происходит взаимный обмен теплом и влагой. Пригоден также подбор аналогов, исходящий из предположения, что за сходными начальными условиями в разных случаях следует сходное дальнейшее развитие. Представляет плодотворным сопоставление атмосферных процессов с солнечной активностью, то есть явлениями, происходящими на поверхности Солнца (пятна и др.).

Служба погоды

Вполне понятно, что в связи с точностью, оперативностью, интенсивностью и повсеместностью не могла не возникнуть служба погоды в том виде, в котором она существует в настоящее время. Ее материальная база состоит из сети синоптических станций, срочно передающих свои наблюдения в центры данной службы. До 1920 г. средством связи в основном служил телеграф, ныне – устойчивая радиосвязь, которая позволила распространить действия службы погоды на весь Земной шар.

В России служба погоды возглавляется Гидрометцентром в Москве. Решается задача организации Всемирной службы погоды, в которой кооперация различных стран по производству наблюдений, распространении информации и выдаче прогнозов должна стать еще более тесной. Средства, затрачиваемые на организацию, содержание и развитие службы погоды, полностью себя оправдывают.

Вопросы к разделу о синоптической метеорологии :

- 1.Что означает синхронная работа синоптических станций?
- 2.Что такое прогноз погоды?
- 3.Разновидности прогнозов погоды.
- 4.Оснащение синоптических станций.
- 5.Нестационарные подразделения службы погоды?
- 6.Кто возглавляет в России службу погоды?
- 7.Для чего существуют синоптические карты?
- 8.Перспективы развития Международной Службы погоды.
- 9.Особо опасные атмосферные явления.
- 10.Что такое экстрополяция?
- 11.Основные принципы синоптического анализа.
- 12.Методы синоптического анализа.
- 13.Трансформационные факторы погоды.
- 14.Информационные задачи службы погоды.
- 15.Воздушные и морские суда погоды.

ЛЕКЦИЯ 7

Радиация в атмосфере

Электромагнитная радиация, которую просто называют солнечной радиацией, радиацией или излучением, есть форма материи, отличная от вещества. Частным случаем ее является видимый свет, но к ней относят также не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновы лучи, ультрафиолетовые, инфракрасные лучи, радиоволны.

Радиация распространяется по всем направлениям от источника радиации, излучателя, в виде электромагнитных волн разной длины, со скоростью,

очень близкой к 300 000 км/сек. Электромагнитными волнами называются распространяющиеся в пространстве колебания, то есть периодические изменения электрических и магнитных сил; они вызываются движением электрических зарядов в излучателе.

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

Длины волн радиации измеряют с большой точностью, и поэтому удобно выражать их в единицах, значительно меньших, чем микрон. Это миллимикрон (ммк) – тысячная доля микрона и ангстрем (А) – десятитысячная доля микрона.

Температурную радиацию с длинами волн от 0,002 до 0,4 мк называют ультрафиолетовой. Она невидима, то есть не воспринимается глазом. Радиация от 0,4 до 0,75 мк – это видимый свет, воспринимаемый глазом. Свет с длиной волны около 0,40 мк – фиолетовый, с длиной волны около 0,75 мк – красный. На промежуточные длины волн приходится свет всех цветов спектра. Радиация с длинами волн более 0,75 мк и до нескольких сотен микрон называется инфракрасной; она, также как и ультрафиолетовая, невидима.

Коротковолновая радиация располагается в диапазоне коротких волн длиной от 0,1 до 4 мк. Данная радиация включает в себя видимый человеческому глазу свет (0,4 – 0,75 мк), ближайšie к нему по длине волны ультрафиолетовую и инфракрасную радиацию.

К длинноволновой относится радиация с длиной волны от 4 до 120 мк. Солнечная радиация на 99% является коротковолновой.

Тело, испускающее температурную радиацию, охлаждается, его тепловая энергия переходит в энергию радиации. Когда радиация падает на другое тело и поглощается им, энергия радиации переходит в тепловую энергию, то есть температурная радиация нагревает тело, на которое она падает.

Термином “радиация” называется также корпускулярная радиация, то есть потоки электрически заряженных элементарных частиц вещества, движущихся со скоростью сотни км/сек. Однако данная радиация не проникает в нижний 90-км слой атмосферы.

Энергия корпускулярной радиации в 10^7 степени раз меньше, чем энергия температурной солнечной радиации.

Некоторые вещества в особом состоянии испускают радиацию в большом количестве и в другом диапазоне длин волн, чем это следует по их температуре. Таким образом, возможно, например, излучение видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится.

Эта радиация, не подчиняющаяся законам температурного излучения, называется люминесценцией.

Для этого вещество предварительно должно поглотить определенное количество энергии и прийти в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем нормальное состояние вещества. При обратном переходе вещества из возбужденного состояния в нормальное и возникает люминесценция. Люминесценцией объясняются полярные сияния и свечение ночного неба.

Радиационный баланс земной поверхности

1% солнечной радиации – длинноволновая. Это так называемые гамма-лучи, рентгеновские лучи, радиоволны.

Видимый свет сопровождает 46% всей солнечной энергии; 47% приходится на инфракрасное излучение, 7% - ультрафиолетовое.

Приток прямой солнечной радиации на земную поверхность характеризуется интенсивностью радиации J , то есть количеством лучистой энергии, поступающей за единицу времени (1 мин) на единицу площади S (1 см кв.), перпендикулярной солнечным лучам.

J выражается в кал/см² мин. J солнечной радиации перед вступлением ее в верхнюю границу атмосферы называется солнечной постоянной. При среднем расстоянии Земли от Солнца она равна $2,0 \pm 0,04$ кал/см² мин. За стандартное значение J по международному соглашению принята величина $1,98$ кал/см² мин.

За одну минуту лучистая энергия, поступающая на Землю, составляет $25 \cdot 10^{17}$ степени кал/см² мин., за год – $1,37 \cdot 10^{24}$ степени кал/см² мин.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления ее в атмосферу можно приближенно найти путем экстраполяции результатов наземных наблюдений. В последнее время важные результаты получены также с помощью ракет и спутников.

Спектральный состав солнечной радиации

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от Солнца, называют прямой солнечной радиацией, в отличие от радиации, рассеянной в атмосфере.

Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле практически в виде параллельного пучка лучей.

Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозольными примесями и переходит в особую форму рассеянной радиации. Она частично поглощается молекулами газов и примесями и переходит в теплоту, то есть идет на нагревание атмосферы, а частично достигает земную поверхность и нагревает ее. Какая-то часть рассеянной радиации, отражаясь, уходит в межпланетное пространство.

Рассеяние тем больше, чем больше примесей в атмосферном воздухе. Вообще рассеяние – это частичное преобразование радиации, идущей в определенном направлении, в радиацию, идущую по всем направлениям. Солнечные лучи, встречаясь с молекулами газов, примесями и аэрозолями, теряют свое прямолинейное направление движения и распространяются от рассеивающих частиц таким образом, как если бы они сами были источниками радиации. Около 25% радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию, две трети от нее доходят до земной поверхности, но это уже особый вид радиации, так как рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Из-за этого ее приток измеряют на горизонтальной поверхности. Понятно, что единица площади, расположенной перпендикулярно к солнечным лучам, получит максимально возможное в данных условиях количество радиации.

Приток солнечной радиации в кал. на земную поверхность или на любой вышележащий уровень в атмосфере характеризуется интенсивностью радиации I , то есть количеством лучистой энергии, поступающей за единицу времени (одну мин) на единицу площади (кв.см), перпендикулярной солнечным лучам. Эту величину называют еще потоком радиации, а также плотностью потока радиации.

Приток солнечной радиации на горизонтальную поверхность часто называют инсоляцией, хотя этот термин применяется и в более общем значении.

Интенсивность солнечной радиации перед ее вступлением в атмосферу (на верхней границе атмосферы) называют солнечной постоянной. Она не зависит от поглощения и рассеяния радиации в атмосфере, поскольку на нее атмосфера не влияет. Солнечная постоянная зависит, таким образом, только от излучательной способности Солнца и от расстояния между Землей и Солнцем.

Земля вращается вокруг Солнца по мало растянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января она близка к Солнцу (147 млн.км), в начале июля – наиболее отдалена (152 млн.км). Так как интенсивность радиации меняется обратно пропорционально квадрату расстояния, то солнечная радиация в течение года меняется на $\pm 3,5\%$. При среднем расстоянии до Солнца солнечная постоянная равна $2,00 \pm 0,04$ кал/см² мин. Однако за стандартное ее значение по международному соглашению принята величина $1,98$ кал/см².мин.

При рассеивании радиации изменяется ее спектральный состав в пользу коротковолнового излучения, но в солнечном спектре у земной поверхности не наблюдаются волны короче $0,29$ мк.

На интенсивность рассеивания влияют размеры рассеивающих частиц: чем они меньше, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми. Поэтому в рассеянной радиации лучи фиолетового и синего частей спектра преобладают над оранжевыми и красными. А максимум энергии прямой солнечной радиации приходится у земной поверхности на область желто-зеленой части спектра.

Частички атмосферы диаметром более 1,2 мк вызывают не рассеивание, а диффузное отражение, при котором радиация отражается данными частичками как маленькими зеркалами без изменения спектрального состава.

Рассеивание радиации в атмосфере обуславливает рассеивание света в дневное время, и даже тогда, когда Солнце закрыто облаками. И после захода Солнца вечером темнота наступает не сразу: небо посылает к земной поверхности рассеянную радиацию и само остается светлым. Аналогично утром небо светлеет до восхода Солнца. Явление это называется сумерками (вечерними и утренними). Причина – освещение Солнцем, находящимся под линией горизонта, верхних слоев атмосферы с ее эффектом частичного рассеивания прямой солнечной радиации.

В отсутствие атмосферы было бы светло только там, куда падают прямые солнечные лучи или лучи, отраженные земной поверхностью.

Оставшаяся прямая солнечная радиация достигает земной поверхности, частично отражаясь от нее, но в большей степени поглощаясь ею и нагревая ее.

При наиболее высоком стоянии Солнца, когда воздух наиболее чист, интенсивность прямой радиации на уровне моря составляет 1,5 кал/см² мин. По мере приближения Солнца к горизонту и увеличения толщи воздуха, проходимой солнечными лучами, интенсивность прямой радиации убывает.

В атмосфере поглощается сравнительно небольшое количество радиации, главным образом, инфракрасной частью спектра. Разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра по-разному. Например, азот поглощает радиацию в ультрафиолетовой части спектра; кислород – в видимой и ультрафиолетовой частях; атмосферный озон – в ультрафиолетовой части, углекислый газ сильно поглощает радиацию в инфракрасной части, водяной пар (более других) – в инфракрасной части спектра. Поглощают солнечную радиацию также аэрозоли.

В каждом месте поглощение меняется с течением времени в зависимости от:

1. переменного содержания в воздухе примесей;
2. высоты Солнца над горизонтом, то есть от толщины слоя воздуха, проходимого лучами сквозь атмосферу на пути к земной поверхности.

Явления рассеянной радиации

Голубой цвет неба – это цвет самого воздуха, обусловленный рассеянием в нем солнечных лучей. Воздух прозрачен в тонком слое, как и вода. Но в мощной толще атмосферы воздух имеет голубой цвет, как, скажем, вода глубиной в несколько метров имеет зеленоватый цвет. С высотой, по мере уменьшения плотности воздуха, то есть количества рассеивающих частиц, цвет неба темнеет и переходит в густо синий, а в стратосфере – в черnofиолетовый.

Чем больше в воздухе помутняющих примесей более крупных размеров, чем молекулы воздуха, тем больше доля длинноволновых волн в спектре солнечной радиации и тем белесоватее становится окраска небесного свода.

Частицами тумана, облаков и крупной пыли, диаметром более 1,2 мк, лучи всех длин волн диффузно отражаются одинаково, поэтому отдаленные предметы заволакиваются уже не голубой, а белой или серой завесой.

Видимость

Отдаленные предметы видны хуже, чем расположенные ближе, вследствие мутности атмосферы, через которую мы их рассматриваем. Это тоже эффект рассеивания света в атмосфере.

Для многих целей необходимо знать, на каком расстоянии перестают различаться очертания предметов за воздушной завесой. Это расстояние называют дальностью видимости или видимостью.

Дальность видимости – расстояние, на котором можно видеть темный объект на фоне неба. Наибольшая видимость – в арктическом воздухе (до нескольких сотен км). В воздухе, содержащем много пыли, дальность видимости составляет от нескольких метров до 1 км.

Закон ослабления

Радиация ослабляется в атмосфере путем ее поглощения и рассеивания пропорционально: во-первых, интенсивности радиации (чем она больше, тем больше будет потерь); во-вторых, количеству поглощающих и рассеивающих частиц, встречающихся на пути лучей. Это количество в свою очередь зависит от длины пути лучей, проходящих сквозь атмосферу, и плотности воздуха. При этом для каждой длины волны коэффициент пропорциональности будет свой, так как поглощение и рассеяние избирательно. Ослабление описывается формулой Бугэ:

$$J = J_0 P^m, \text{ где}$$

$$P = L$$

J – интенсивность радиации, при которой солнечная постоянная равна 10;

P – коэффициент прозрачности, средний для лучей всех длин волн и в идеальной атмосфере равен около 0,9, в действительных же атмосферных условиях он колеблется от 0,7 до 0,82, зимой несколько больше, чем летом; с возрастанием упругости пара в воздухе коэффициент прозрачности несколько убывает, до 0,72 у экватора;

J_0 – интенсивность всей радиации у земной поверхности, равная 1;

m – оптическая масса атмосферы, которая при положении солнца в зените равна 1;

A – коэффициент ослабления или пропорциональности.

Эта зависимость показывает, какая доля солнечной постоянной доходит до земной поверхности при отвесном падении на нее солнечных лучей.

Все ослабление радиации путем поглощения и рассеяния можно разделить на две части: ослабление постоянными газами (идеальной атмосферой) и ослабление водяным паром и аэрозольными примесями.

Из формулы Бугэ видно, что при неизменной прозрачности атмосферы интенсивность прямой солнечной радиации зависит от оптической массы

атмосферы (m), то есть в конечном счете от высоты солнца. Поэтому в течение дня солнечная радиация должна нарастать от восхода солнца до полудня и убывать от полудня до захода солнца. Эта закономерность нарушается непрозрачностью атмосферы в течение дня. Различия интенсивности радиации связаны также с различиями полуденной высоты солнца в разное время года, максимальные значения интенсивности радиации несколько растут с убыванием географической широты местности, несмотря на рост высоты солнца. Это объясняется увеличением влагосодержания и запыленности атмосферного воздуха в южных широтах. С увеличением высоты солнца над уровнем моря максимальные значения интенсивности радиации возрастают из-за уменьшения оптической массы атмосферного воздуха при той же высоте солнца. Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют суммарной радиацией (S):

$$J_s = J \sin h + i, \text{ где}$$

J_s – интенсивность суммарной радиации;

h – высота солнца;

i – интенсивность рассеянной радиации;

J – интенсивность прямой радиации.

Интенсивность суммарной радиации – ее приток за 1 минуту на 1 см^2 горизонтальной поверхности, помещенной под открытым небом и незатененной от прямых солнечных лучей.

Интенсивность суммарной радиации в полдень на широте Москвы составляет $1,12 \text{ кал/ см}^2 \text{ мин}$ при безоблачном небе и $0,37$ - при сплошной облачности.

Падая на земную поверхность, суммарная радиация большей частью поглощается верхним слоем почвы или воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения радиации земной поверхностью зависит от характера поверхности.

Альbedo (A) – отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность. Выражается данная величина в процентах. В среднем альbedo составляет 10-30%. В условиях влажного Черноземья альbedo равняется 5%. Когда выпадает свежий снег, альbedo составляет 90%. Альbedo морской поверхности равно 5-20%, а облаков – 70-80%.

Преобладающая часть радиации, отраженная земной поверхностью и поверхностью облаков, уходит за пределы атмосферы. Отношение этой уходящей отраженной и рассеянной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей в атмосферу, называется планетарное альbedo Земли. Эта величина составляет 30-40%.

Часть суммарной радиации за вычетом отраженной радиации поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эта часть радиации называется поглощенной.

Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают длинноволновую радиацию, которую называют собственным излучением земной поверхности (E_s).

E_s при 15°C составляет в среднем $0,6\text{ кал/см}^2\text{ мин}$. Столь большая отдача радиации земной поверхностью приводила бы к ее быстрому охлаждению, если бы данное излучение не компенсировалось поглощением солнечной и атмосферной радиации земной поверхностью.

Если взять отношение коэффициента ослабления для действительной атмосферы к коэффициенту ослабления для идеальной атмосферы, то получим значение так называемого фактора мутности. Фактор помутнения дает число идеальных атмосфер, которое нужно взять, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое производит действительная атмосфера.

Средние значения фактора мутности в равнинных пунктах умеренных широт близки к 3; в больших городах, с особенно загрязненным воздухом, они могут превышать 4. В горах эти значения равны от 2 до 3. Зимой замутненность меньше, чем летом, весной воздух наименее замутнен продуктами конденсации и мало запылен.

Максимальные значения интенсивности прямой радиации для некоторых пунктов СНГ таковы: Бухта Тикси – 1,30; Павловск – 1,43; Иркутск – 1,47; Москва – 1,48; Курск – 1,51; Тбилиси – 1,51; Владивосток – 1,46; Ташкент – 1,52 $\text{кал/см}^2\text{ мин}$.

На каждые 100 метров высоты интенсивность радиации увеличивается на $0,01\text{--}0,02\text{ кал/см}^2\text{ мин}$., максимальное значение интенсивности радиации, наблюдаемое в горах, достигает 1,7.

Встречные излучения

Атмосфера нагревается, поглощая солнечную радиацию и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, от земной поверхности идет тепло и за счет теплопроводности, при испарении и конденсации воды.

Будучи нагретой атмосфера имеет также собственное излучение, преимущественно – невидимую инфракрасную радиацию. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением (E_a).

Земная поверхность поглощает это E_a на 90-99%, то есть встречное излучение является важным источником тепла для земной поверхности. В умеренных широтах данная радиация составляет $0,3\text{--}0,4\text{ кал/см}^2\text{ мин}$, в горных странах – $0,1\text{--}0,2\text{ кал/см}^2\text{ мин}$ (из-за уменьшения содержания в атмосфере водяного пара), на экваторе – $0,5\text{--}0,6\text{ кал/см}^2\text{ мин}$ (здесь атмосфера и более нагрета и богата водяным паром). E_a возрастает с увеличением облачности, так как облака сами являются довольно сильными источниками встречного излучения.

E_e - эффективное излучение; является разницей между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы.

E_a представляет собой чистую потерю лучистой E , а следовательно, и тепла земной поверхностью.

$$E_e = E_s - E_a$$

Интенсивность E_e в ясные ночи составляет $0,10 - 0,15$ ккал/см².мин на равнинных станциях в умеренных широтах, $0,2$ ккал/см² мин – в горах.

E_a существует и в дневные часы, но перекрывается солнечной поглощенной радиацией.

$$R = (J \sin h + i)(1 - A) - E_e, \text{ где}$$

R - разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением.

Радиационный баланс переходит от ночных отрицательных значений к дневным положительным значениям после восхода солнца при его высоте 10-15 м.

При наличии снежного покрова поглощение радиации мало, альbedo имеет большую величину.

В ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению.

Радиационный баланс земной поверхности за год имеет положительное значение для всех мест Земли, кроме Гренландии и Антарктиды, то есть за год годовой приток поглощенной радиации больше эффективного излучения, то есть земная поверхность должна нагреваться год от года. Однако этого не происходит, так как избыток поглощенной радиации уравнивается передачей тепла от земной поверхности в атмосферный воздух путем теплопроводности и при фазовых преобразованиях воды. Таким образом, для земной поверхности не существует равновесия в получении и отдаче радиации, но существует тепловое равновесие: приток тепла к земной поверхности радиационными и нерадиационными путями равно его отдаче теми же способами.

Годовой радиационный баланс около 60-й параллели составляет 20-30 ккал/см², к более высоким широтам он уменьшается до 10-15 ккал/см², в Антарктиде он возрастает к низким широтам до 100 ккал/см² и выше.

На океанах радиационный баланс выше, чем на суше в тех же широтах, так как океаны поглощают больше радиации.

Солнечный ветер

Наиболее мощными конкретными источниками энергии для биосферы – типичной открытой энергозависимой системы – является Солнце с его полями, движение Земли в координатах солнечной системы, разогретое ядро Земли, гравитационное и магнитное поля Земли.

Кроме электромагнитного излучения от Солнца к Земле постоянно идет поток ионизированного газа (плазмы), представляющего из себя солнечный ветер. Он служит переносчиком «вмороженных» магнитных полей солнечного происхождения. Для потока солнечной плазмы магнитное поле Земли служит некоторым препятствием и перед магнитосферой образуется

ударная волна, где плазма замедляется и часть кинетической энергии превращается в тепловую. Уплотненная горячая плазма, обтекая геомагнитное поле, деформирует его: силовые линии сносятся на ночную сторону Земли и образуют сильно вытянутый хвост магнитосферы с нейтральным слоем. Через полярные каспы и нейтральный слой возможны прорывы солнечной плазмы к верхним слоям атмосферы, а в остальных областях магнитосферы идет лишь медленное просачивание плазмы.

На высоте около 500 км (силовые магнитные линии здесь замкнуты) происходит захват частиц силовыми полями и образуются протонный и электронный радиационные пояса.

Вопросы к разделу о радиации в атмосфере :

1. Какие потоки лучистой энергии наблюдаются в атмосфере?
2. Прямая радиация.
3. Спектральный состав солнечной радиации.
4. Формула Буге.
5. Фактор мутности.
6. Закон ослабления.
7. Что такое суммарная радиация?
8. Радиационный баланс.
9. Что такое альбедо?
9. Солнечная постоянная.
10. Как солнечная энергия преобразуется в тепловую? В электрическую?
11. Рассеяние солнечной радиации.
12. Встречные излучения.
13. Солнечный ветер.

ЛЕКЦИЯ 8. Тепловой режим атмосферы

Тепловым режимом атмосферы называют характер распределения и изменения температуры в атмосфере. Он определяется главным образом тепловым обменом с окружающей средой, то есть с поверхностью и космическим пространством.

За исключением верхних слоев атмосфера поглощает солнечную энергию сравнительно слабо. Основным источником нагревания нижних слоев атмосферы является тепло, получаемое ими от деятельной поверхности. В дневные часы, когда приход радиации преобладает над излучением, деятельная поверхность нагревается, становится теплее воздуха, и тепло передается от нее к воздуху. Ночью происходит обратный процесс.

Перенос тепла между поверхностью и атмосферой осуществляется за счет:

- * *молекулярной теплопроводности*, то есть при непосредственном соприкосновении воздуха и поверхности;
- * *турбулентного перемешивания*, когда тепло переходит от поверхности в воздух при его хаотическом, неупорядоченном, вихревом движении;
- * *тепловой конвекции*, то есть при упорядоченном переносе отдельных объемов тепла в вертикальном направлении, возникающем в результате сильного нагрева нижнего слоя атмосферы;
- * *радиационной теплопроводности*, при излучении деятельной поверхностью длинноволновой радиации, поглощаемой нижними слоями атмосферы;
- * *испарения* влаги с деятельной поверхности и последующей конденсации водяного пара в атмосфере, в процессе чего тепло переходит в атмосферу (так называемая сублимация).

Из пяти перечисленных процессов превалирующую роль в данном теплообмене играют турбулентность и конвекция.

Высота слоя атмосферы, до которого поднимается теплый воздух в результате конвекции, называется **уровнем конвекции**.

Влияние характера деятельной поверхности

на нагревание и охлаждение воздуха обусловлено неодинаковым воздействием суши и водной поверхности на атмосферу: суша отдает воздуху значительно большую часть получаемого ею лучистого тепла, чем поверхность водоемов, которая большую часть получаемого тепла отдает более глубоким слоям. Много тепла на водоемах также затрачивается на испарение воды и лишь незначительная часть – на нагревание воздуха.

Зато в зимнее время океаны и моря, напротив, больше чем суша, нагревают прилегающий к ним воздух.

Поверхности материков в свою очередь являются неоднородными. Леса, болота, степи отдают воздуху неодинаковое количество тепла. Кроме того, различные виды почв (чернозем, песок, торф) также оказывают на атмосферу неодинаковое тепловое воздействие.

Зимой снежный покров способствует понижению температуры проходящего над ним воздуха. Объясняется это большой относительной излучательной и отражательной способностью снежного покрова.

Суточный и годовой ход температуры воздуха

Суточный ход температуры воздуха определяется соответствующим ходом температуры деятельной поверхности, нагревание и охлаждение которой в свою очередь зависит от ее термического режима. Тепло, поглощенное деятельной поверхностью, частично распространяется вглубь почвы или воды, а частично нагревает прилегающие слои атмосферы. При этом происходит некоторое запаздывание роста и понижения температуры воздуха по сравнению с изменением температуры почвы или воды.

Минимальная температура воздуха на высоте 2-х м наблюдается перед восходом солнца. По мере поднятия солнца над горизонтом температура воздуха в течение 2-3 часов быстро повышается. Затем рост температуры замедляется, и максимум ее наступает через 2-3 часа после полудня. Далее температура понижается – сначала медленно, а затем быстрее.

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

Особенности суточного хода температуры воздуха выявляются при осреднении результатов длительных наблюдений (исключаются, таким образом, вторжения холодных и теплых воздушных масс).

Особенно отчетливо суточный ход температуры воздуха проявляется при установившейся погоде.

Амплитуда суточного хода температуры воздуха зависит от:

- широты места – с ее увеличением амплитуда убывает и наибольшая наблюдается в тропических широтах;
- времени года – в умеренных широтах амплитуда меньше зимой, а наибольшая – летом;
- характера деятельной поверхности - над водой меньше, чем над сушей (это также выражено, но более слабо над озерами, болотами, местами с обильной растительностью), наибольшая амплитуда – в сухих местах, степях и пустынях;
- облачности – амплитуда в ясные дни больше, чем в облачные;
- рельефа местности – амплитуда увеличивается, так как в вогнутых формах рельефа воздух днем застаивается, нагреваясь, а ночью, напротив, сильнее охлаждается;
- высоты над уровнем моря – с ее увеличением амплитуда уменьшается.

Годовой ход температуры воздуха определяется тем же годовым ходом температуры деятельной поверхности. Амплитуда годового хода температуры воздуха представляет собой разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяцев. При этом выделяется четыре типа:

Экваториальный – с двумя максимумами и двумя минимумами после равноденствий и солнцестояний;

Тропический – с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояний;

Умеренного пояса – с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояний;

Полярный – с максимумом в августе и минимумом в январе.

Влияние растительного покрова на температуру воздуха объясняется тем, что густота растительного покрова поглощает всю проходящую радиацию и практически является деятельной поверхностью. Прилегающий к ней воздух днем прогревается, а по направлению вверх и вниз от поверхности температура убывает. Ночью в результате излучения воздух над этой поверхностью охлаждается, днем он нагревается, но меньше, чем над оголенной поверхностью.

Максимальные и минимальные температуры воздуха в лесу наблюдаются над кронами деревьев или, если листва редкая, несколько ниже кроны. Поэтому амплитуды также отмечаются над кронами. Из многочисленных наблюдений установлено, что температура под кронами в лесу ниже, чем в открытом поле.

Заморозки – это понижение температуры до 0°C и ниже при положительных среднесуточных температурах. Заморозки, как правило, наблюдаются в переходные времена года. При заморозках температура на высоте 2-х м иногда может оставаться положительной. Так возникают заморозки на почве.

Заморозки делятся на:

радиационные – возникают в результате радиационного охлаждения почвы и прилегающих слоев атмосферы при безоблачной погоде и слабом ветре;

адвективные - образуются при адвекции воздуха, имеющего температуру ниже 0°C ; такие заморозки охватывают большие площади и мало зависят от местных условий.

Адвективно-радиационные – связаны с вторжением холодного сухого воздуха, иногда даже имеющего положительную температуру.

С заморозками борются с помощью костров методом задымления сельскохозяйственных культур и расположения больших емкостей с водой.

Географическое распределение температуры приземного слоя атмосферы на обширных территориях можно представить с помощью карт изотерм.

Изотермами называют линии, соединяющие на карте точки с одинаковой температурой воздуха в данный момент или в среднем за тот или иной промежуток времени.

Месячные изотермы января не совпадают с широтными кругами, что объясняется различием температур воздуха над водоемами и континентами.

Температурной аномалией в данном пункте называется разность между годовой (или среднемесячной) температурой воздуха в этом пункте и соответствующей температурой для всего данного широтного круга.

Суточный и годовой ход температуры поверхности почвы

Изменение температуры поверхности почвы в течение суток называется суточным ходом. Суточный ход поверхности почвы в среднем за много дней представляет собой периодические колебания с одним максимумом и одним минимумом.

Минимум наблюдается перед восходом солнца, когда радиационный баланс отрицателен, а нерадиационный обмен теплом между поверхностью и прилегающими к ней слоями почвы и воздуха незначителен.

С восходом солнца температура поверхности почвы растет и достигает максимума около 13 часов. Затем начинается ее понижение, хотя радиационный баланс еще остается положительным. Объясняется это тем, что после 13 часов возрастает отдача тепла поверхностью почвы в воздух путем турбулентности и за счет испарения.

Разность между максимальной и минимальной температурой почвы за сутки называется амплитудой *суточного хода*. На нее влияет ряд факторов:

1. Время года. Летом амплитуда наибольшая, а зимой наименьшая;
2. Широта места. Поскольку амплитуда связана с высотой солнца, то она уменьшается с увеличением широты места;
3. Облачность. В пасмурную погоду амплитуда меньше;
4. Теплоемкость и теплопроводность почвы. Амплитуда находится в обратной зависимости от теплоемкости почвы. Например, гранитная скала обладает хорошей теплопроводностью и в ней нагревание хорошо передается вглубь. В результате амплитуда суточных колебаний поверхности гранита невелика. Песчаная почва обладает меньшей теплопроводностью, чем гранит, поэтому амплитуда хода температуры песчаной поверхности примерно в 1,5 раза больше, чем гранитной;
5. Цвет почвы. Амплитуда темных почв значительно больше, чем светлых, так как способность поглощения и излучения у темных почв больше;
6. Растительный и снежный покров. Растительный покров уменьшает амплитуду, так как он препятствует нагреванию почвы солнечными лучами. Не очень большая амплитуда и при снежном покрове, так как из-за большого альбедо поверхность снега нагревается мало;
7. Экспозиция склонов. Южные склоны холмов нагреваются сильнее, чем северные, а западных больше, чем восточных, отсюда и амплитуда южных и западных поверхностей холмов значительнее.

Годовой ход температуры поверхности почвы

Годовой ход, как и суточный, связан с приходом и расходом тепла и определяется главным образом радиационными факторами. Удобнее всего проследить за данным ходом по среднемесячным значениям температуры почвы.

В северном полушарии максимальные среднемесячные температуры поверхности почвы наблюдаются в июле-августе, а минимальные – в январе-феврале.

Разность между наибольшей и наименьшей среднемесячными температурами за год называется амплитудой годового хода температуры почвы. Она в наибольшей степени зависит от широты места: в полярных широтах амплитуда наибольшая.

Суточные и годовые колебания температуры поверхности почвы постепенно распространяются в более глубокие ее слои. Слой почвы или воды, температура которого испытывает суточные и годовые колебания, называется **активным**.

Распространение температурных колебаний в глубь почвы описывается тремя законами Фурье:

Первый из них гласит, что период колебаний с глубиной не изменяется;

Второй говорит о том, что амплитуда колебаний температуры почвы с глубиной уменьшается в геометрической прогрессии;

Третий закон Фурье устанавливает, что максимальные и минимальные температуры на глубинах наступают позднее, чем на поверхности почвы, причем запаздывание прямо пропорционально глубине.

Слой почвы, в котором температура остается неизменной в течение суток называется **слоем постоянной суточной температуры** (ниже 70 - 100 см). Слой почвы, в котором температура почвы остается неизменной в течение года, называется **слоем постоянной годовой температуры**. Этот слой начинается с глубины 15-30 м.

В высоких и умеренных широтах встречаются обширные области, где слои почвы остаются мерзлыми в течение многих лет, не оттаивая летом. Эти слои называются **вечной мерзлотой**.

Вечная мерзлота может залегать как непрерывным слоем, так и в виде отдельных слоев, перемежаясь талой почвой. Мощность слоя вечной мерзлоты колеблется от 1-2 м до нескольких сотен м. Например, в Якутии мощность вечной мерзлоты составляет 145 м, в Забайкалье – около 70 м.

Нагревание и охлаждение водоемов

Поверхностный слой воды, как и почвы, хорошо поглощает инфракрасную радиацию: условия ее поглощения и отражения водой и почвой отличаются мало. Другое дело – коротковолновая радиация.

Вода, в отличие от почвы, представляет для нее прозрачное тело. Поэтому радиационное нагревание воды происходит в ее толще.

Существенные различия теплового режима воды и почвы вызываются следующими причинами:

Теплоемкость воды в 3-4 раза больше теплопроводности почвы. При одинаковом приходе или расходе тепла температура воды изменяется меньше;

Частицы воды обладают большей подвижностью, поэтому в водоемах передача тепла внутрь происходит не путем молекулярной теплопроводности, а за счет турбулентности. Охлаждение воды ночью и в холодное время года происходит быстрее, чем нагревание ее днем и летом, и амплитуды суточных колебаний температуры воды, также как и годовые, малы.

Глубина проникновения годовых колебаний в водоемы составляет 200 - 400 м.

Инверсии в тропосфере

С инверсией температуры связаны определенные особенности состояния атмосферы. В частности, слои инверсии имеют наиболее устойчивую стратификацию и препятствуют развитию восходящих движений воздуха. Поэтому они называются задерживающими слоями.

Мощность инверсионных слоев атмосферы изменяется от нескольких метров до 2-3 км, а глубина их колеблется от 2 ° до 10° С и более.

Приземные инверсии распределяются на радиационные и адвективные.

Радиационные инверсии возникают при охлаждении приземного слоя атмосферы, выхолаживающейся путем излучения. Эти инверсии бывают ночными и зимними.

Адвективные инверсии образуются при адвекции теплого воздуха. То есть при приходе теплого воздуха на более холодную земную поверхность (весенние, снежные)

в горизонтальном направлении.

Инверсии свободной атмосферы – это инверсии турбулентности, динамические, антициклонические, фронтальные.

Тепловой баланс земной поверхности

Общий приход +– расход энергии на поверхности земли называют ее тепловым балансом. Его можно выразить уравнением теплового баланса земной поверхности:

$$B = P + L + CW, \text{ где}$$

B – радиационный баланс;

P – поток тепла между земной поверхностью и нижними слоями атмосферы;

L – турбулентный поток тепла в приземной слое атмосферы;

CW – тепло, затрачиваемое на испарение воды или выделяющееся при конденсации водяного пара на земной поверхности: C – теплота испарения, W – количество воды, испарившейся с единицы поверхности за интервал времени, для которого составлено уравнение.

Тепловой баланс системы Земля – атмосфера

Тепловой баланс системы Земля – атмосфера представляет собой алгебраическую сумму всех притоков тепла к вертикальному столбу единичного сечения, охватывающего всю толщу атмосферы и верхние слои почвы или водоемов.

В течение длительного периода времени Земли в целом, а также отдельно атмосфера и земная поверхность находятся в состоянии теплового равновесия, то есть не испытывают систематического непрерывного разогревания или выхолаживания. Средние их температуры почти не изменяются от одного многолетнего периода к другому. Из этого следует, что общий приход-расход тепла за такие периоды времени в системе Земля – атмосфера равен нулю.

На основании расчетов теплового баланса системы Земля-атмосфера М.И.Будыко вывел, что солнечная радиация, поглощаемая земной поверхностью, составляет 43% всей солнечной радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы. Эффективное излучение земной поверхностью составляет 15% последней величины. Таким образом, радиационный баланс земной поверхности составляет 28% радиации, приходящей на внешнюю границу атмосферы. Из этой величины 23% расходуются на испарение, а 5% теряются путем турбулентной теплоотдачи.

Контрольные вопросы к разделу о тепловом режиме атмосферы:

1. Как происходит передача тепла в атмосферу?
2. Каково влияние земной поверхности на нагревание и охлаждение воздуха?
3. От каких факторов зависит суточная амплитуда колебаний температуры воздуха?
4. Каково влияние растительного покрова на температуру воздуха?
5. Каковы причины заморозков?
6. Как изменяется температура воздуха с высотой?
7. Причины возникновения инверсий.
8. Какими факторами определяется тепловой баланс земной поверхности?
9. Что представляет собой тепловой баланс системы Земля-атмосфера?
10. Что такое вечная мерзлота?
11. Методы борьбы с заморозками.

12. За счет каких процессов в основном происходит передача тепла в атмосферу?
13. Типы годового хода температуры воздуха.
14. Что называется адвекцией?
15. Что называется уровнем конвекции и как он определяется?
16. Что такое температурная аномалия?
17. Отличие теплового режима суши от теплового режима водоемов.
18. Чем объясняется температурная инверсия?
19. Каков радиационный баланс земной поверхности?
20. Во сколько раз теплоемкость воды больше, чем у суши?

ЛЕКЦИЯ 9 Вода в атмосфере

Влагооборот

С поверхности океанов, других водоемов, влажной почвы и растительности в атмосферу испаряется вода, на что затрачивается большое количество тепла. При существующих в атмосфере условиях водяной пар может конденсироваться, сгущаться, собираясь в облака и тучи, стелясь по поверхности земли туманами. В процессе конденсации в атмосфере освобождается большое количество скрытого тепла. При определенных условиях из облаков выпадают осадки. Они тем самым уравнивают испарение в целом для земного шара. От количества и распространения осадков зависят растительный покров, условия стока и режим рек, уровень озер, разрушение и промерзание почвы и т.д.

Понятно, что вода, испаряющаяся с мирового океана, выпадает в виде осадков не только над ним. Воздушными течениями водяной пар переносится на сушу и выпадает в виде осадков также и над ней.

Подсчитано, что на европейской территории СНГ в среднем за год выпадает только 10% осадков за счет воды, испарившейся с данной территории, что характеризуется как внутренний влагооборот. Остальные

90% осадков выпадают за счет воды, попавшей в воздух за границами данной территории, в особенности с Атлантического океана. Это значит, что внутренний влагооборот, даже для значительной территории суши, незначительно увеличивает количество осадков. Понятно, что наибольшее значение имеет внешний влагооборот, то есть выпадение осадков из водяного пара, принесенного извне на данную территорию, в основном с мирового океана.

Водяной пар в воздухе

Процентное содержание водяного пара в воздухе у земной поверхности составляет в среднем от 0,2% в полярных широтах до 2,5% у экватора. В отдельных случаях содержание пара повышается до 4%. Поэтому во влажном воздухе содержание других газов непостоянно.

Водяной пар от поверхности земли поднимается вверх и переносится воздушными течениями из одних мест в другие.

В атмосфере может возникать состояние насыщения при предельном содержании пара, и такой пар называется насыщающим, а воздух – насыщенным.

При понижении температуры насыщающий пар конденсируется, переходя в жидкое и твердое состояния, то есть водяные капельки или ледяные кристаллики облаков и туманов. Облака при этом могут вновь испаряться или выпадать на землю в виде осадков. Поэтому содержание пара в каждом участке атмосферы непрерывно меняется.

Наличие в воздухе водяного пара сильно сказывается на тепловых условиях атмосферы. Ведь водяной пар интенсивно поглощает длинноволновую инфракрасную радиацию, которую излучает земная поверхность, и в свою очередь излучает ее сам. Этот эффект уменьшает ночное охлаждение земной поверхности и нижних слоев воздуха. При испарении тратится много тепла, которое затем при конденсации возвращается воздуху. Облака, возникшие в результате конденсации, отражают и поглощают солнечную радиацию на ее пути к земной поверхности.

Осадки являются важнейшим элементом погоды и климата, а атмосферный пар важен для физиологических процессов.

Содержание пара в воздухе называется влажностью, основными характеристиками которой являются упругость (давление) и относительная влажность.

Упругость водяного пара пропорциональна его давлению и его абсолютной температуре. Выражается в мм ртутного столба или в миллибарах.

Упругость водяного пара в состоянии насыщения называется упругостью насыщения. Это максимальная упругость водяного пара возможная при данной температуре. Например, при температуре 0 °С упругость насыщения составляет 6,1 мб. На каждые десять градусов температуры упругость увеличивается вдвое.

Относительной влажностью называется отношение фактической упругости водяного пара к упругости насыщения при той же температуре, выраженная в процентах. Например, при температуре 20 ° С упругость насыщения равна $E = 23,4$ мб; фактическая упругость пара равна $e = 11,7$ мб; влажность составляет $r = e : E \times 100\% = 50\%$.

Упругость водяного пара у земной поверхности меняется от сотых долей мб (в Антарктиде и Якутии) до 30 мб и более у экватора. Относительная влажность изменяется от 0 до 100%.

Изменение состава воздуха на высоте

Процентное содержание составных частей сухого воздуха до 100-120 км высотой почти не меняется. Воздух, находящийся в постоянном движении, хорошо перемешивается по вертикали, и атмосферные газы не рассеиваются по плотности. В условиях спокойной атмосферы доля более легких газов должна была бы возрасти с высотой. Выше 100 км такое расслоение газов по плотности начинается и постепенно увеличивается с высотой. Выше 200 км начинает преобладать кислород в атомарном состоянии. Под действием ультрафиолетовой радиации солнца двухатомные молекулы кислорода разлагаются на заряженные атомы. Выше 1000 км атмосфера состоит в основном из молекул гелия и атомов водорода. С высотой изменяется и процентное содержание водяного пара, поступающего в атмосферу снизу и конденсирующегося сверху. Поэтому упругость и плотность водяного пара убывает с высотой быстрее, чем упругость и плотность остальных газов воздуха.

Озон в атмосфере

Процесс образования озона из двухатомного кислорода происходит в слоях атмосферы на высоте от 15 до 60 км при поглощении кислорода ультрафиолетовой радиацией солнца. Часть двухатомных молекул кислорода разлагается на атомы, атомы присоединяются к сохранившимся молекулам, образуя трехатомные молекулы озона. В слое ниже 15 км озон заносится при перемешивании воздуха. У земной поверхности его количество ничтожно. Самое максимальное количество озона наблюдается на высоте 25-30 км.

Приведенная толщина слоя трехатомного озона при нормальном атмосферном давлении составит 3 мм. Именно этот слой сильно поглощает солнечную радиацию вообще и почти полностью ультрафиолетовое излучение с длиной волны от 0,15 до 0,29 мк. Этим самым озон предохраняет живые организмы от губительного воздействия излишней солнечной радиации и ее ультрафиолетового излучения.

Жидкие и твердые примеси атмосферы

Кроме капелек и кристаллов воды в атмосферном воздухе находятся жидкие и твердые примеси в виде пыли почвенного и органического происхождения, твердых частиц дыма, сажи, тепла. В нем есть также

капельки кислот, попадающие в воздух при лесных пожарах, сжигании топлива, вулканических извержениях. Присутствуют частички морской соли, разбрызгиваемые пенными волнами, различные микроорганизмы, пыльца и споры растений, космическая пыль из межпланетного пространства.

Особое место среди атмосферных примесей занимают продукты искусственного радиоактивного распада, сопутствующие взрывам атомов и термоядерных бомб.

Почти 95% примесей имеют радиус менее 5 мк, поэтому длительное время могут удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. Примеси удаляются из атмосферы при выпадении осадков, присоединяясь к капелькам дождя и снежинкам. Эти аэрозоли в наибольшем количестве находятся в нижних слоях атмосферы.

С увеличением высоты количество взвешенных частиц резко убывает. Над каждым квадратным см земной поверхности в атмосфере содержится 10^8 и даже 10^9 степени аэрозольных частиц, их общий вес в атмосфере равен 10^8 степени тоннам.

Есть в воздухе и бактерии: над центральными частями океанов их содержится в каждом куб м несколько единиц. В то же время в воздухе больших городов содержится очень много разного рода, в том числе и вредных, примесей, а бактерий – десятки тысяч на куб.м.

От количества и рода аэрозолей в атмосфере зависит уровень поглощения радиации и целый ряд оптических явлений, свойственных коллоидным растворам. Аэрозоли могут переноситься воздушными течениями на большие расстояния. Например, песчаная пыль с просторов Африки оседает иногда на территории Европы.

Дымка, облака, туманы

Капельки воды и кристаллики льда в атмосфере могут как бы исчезать, испаряясь там же. Если они разрежены и мелки, то могут обнаруживаться по некоторому помутнению воздуха синеватого или сероватого цвета в виде так называемой дымки. Более плотное скопление капелек воды и кристалликов льда образуют облака и туманы. В каждом куб.см облака содержится несколько сотен капелек, то есть на один куб.м облака приходится доли грамма воды. Поэтому облака могут длительное время удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии вследствие сопротивления воздуха с его восходящими движениями. В облаках может происходить укрупнение капелек, которые, достигнув определенного размера, выпадают на землю в виде осадков. Туман – то же самое облако у поверхности земли.

В атмосфере в результате конденсации возникают скопления продуктов конденсации (капель и кристаллов) видимых простым глазом, которые называются облаками.

Капли и кристаллы настолько малы, что их вес уравнивается силой трения. Скорость падения капель в неподвижном воздухе составляет доли см в секунду. Турбулентное движение воздуха приводит к тому, что малые капли и кристаллы не выпадают, а долгое время остаются взвешенными в воздухе, смещаясь то вверх, то вниз.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность воздуха, содержащегося в облаках, уменьшается, то облака испаряются.

При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков: так вода возвращается на земную поверхность в результате ее круговорота.

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три класса:

1. водяные (капельные) облака, состоящие только из капель; могут существовать при температуре до -10°C .
2. смешанные облака, состоящие из смеси переохлажденных капель и кристаллов с температурой от -10° до -40°C .
3. ледяные облака (кристаллические), состоящие из ледяных кристаллов с температурой ниже -35°C .

Водяные облака образуются преимущественно в нижних слоях тропосферы, смешанные – в средних слоях, ледяные в верхних слоях. В холодное время года ледяные облака могут образовываться у самой земной поверхности.

Водность облаков

- это масса капель воды и кристаллов льда в единичном объеме облачного воздуха. В водяных облаках водность составляет от 0,1 – 0,3 гр. воды на 1 м^3 до 5 гр. В кристаллических облаках водность составляет сотые доли гр.

Международная классификация облаков

В данной классификации выделяется по внешнему виду десять основных форм. Каждая форма в свою очередь подразделяется на виды, разновидности и с дополнительными особенностями, немало и промежуточных форм:

1. перистые (I) – выглядят как отдельные нити, гряды или полосы волокнистой структуры;
2. перисто-кучевые (II) – гряды или пласты, состоящие из очень мелких хлопьев, шариков, завитков, барашков (как рябь на поверхности воды);
3. перисто-слоистые (III) – в виде тонкой прозрачной белесоватой вуали, частично или полностью закрывающей небосвод;

I + II + III - облака верхнего яруса, самые высокие облака тропосферы, образующиеся при наиболее низких температурах, состоящие из ледяных кристалликов; имеют белый цвет, полупрозрачны, мало затеняют солнечный свет.

4. высококучевые облака – облачные пласты или гряды белого или серого цвета. Пласты или гряды состоят из плоских валов, дисков, пластин. Это достаточно тонкие облака, более или менее затеняющие солнце.

5. высокослоистые облака – светлые с молочно серым облачным покровом различной плотности, застилающим небосвод целиком или частично;

4 и 5 облака среднего яруса, их высота в полярных широтах от 2 до 4 км, в умеренных – от 2 до 7 км.

6. Слоисто – дождевые облака – похожи на высокослоистые, однако с более мощным слоем. В верхней части состоят из мельчайших капель и снежинок, в нижней части – крупные капли и снежинки. Поэтому нижний слой имеет темно-серый цвет, солнце и луна сквозь них не просвечивают. Из них, как правило, выпадает обложной дождь или снег, достигающий земной поверхности. Под покровом таких облаков часто видны скопления низких разорванных облаков;

7. слоисто-кучевые облака – гряды или слои серых или белесоватых облаков, имеющих более темные участки. Состоят из дисков, плит, валов, но более крупных, чем у высококучевых облаков. Состоят в основном из мелких однородных капель и не дают осадков;

8. слоистые облака – самые близкие к земной поверхности облака однородного серого цвета ; слой капельного строения. Из этих облаков может выпадать морось, мелкий снег, снежные зерна. Солнечный диск, просвечивающий сквозь такие облака, имеет четкие очертания. Иногда облака имеют вид разорванных и называются разорвано-слоистыми;

..6,7 и 8 облака нижнего яруса на высоте до 2 км;

9. Кучевые облака – плотные. С резко очерченными контурами. Отдельные облака развиваются вверх в виде холмов, куполов, башен. Имеют ослепительно белые клубящиеся вершины. При большом количестве обретают гряды. Состоят только из водяных капель, осадков не дают;

10. Кучево-дождевые облака – мощные кучевообразные массы, очень сильно развитые по вертикали в виде гор и башен. Вершины их приплюснуты и имеют волокнистую, перистообразную структуру. Закрывая солнце, сильно снижают освещенность. В верхней части состоят из ледяных кристаллов и капель разного размера. Дают осадки ливневого характера, часто с грозами.

9 и 10 облака вертикального развития.

Различия в структуре и во внешнем виде облаков объясняются различиями в условиях их образования. Выделяют несколько генетических типов:

1. кучевообразные – в неустойчивых воздушных массах. Образование облаков связано с сильно развитой конвекцией при неустойчивой стратификации. В результате адиабатического охлаждения воздуха в восходящих токах и возникают облака конвекции. Процесс образования

определяет характерный внешний вид – кучевообразность. По международной классификации – это кучевые облака, которые развиваются в кучево-дождевые: появление ледяных кристаллов в верхних частях облаков, что внешне выражается в нарушении клубообразности вершин и появлении в них волокнистообразных образований. Развиваются по вертикали и простираются до высоты 14 км.

2. волнообразные – образуются в устойчивых воздушных массах: достаточно слабый турбулентный перенос водяного пара вместе с воздухом от земной поверхности вверх и его адиабатическое охлаждение. Слои инверсии ограничивают перенос водяного пара. Под инверсией происходит его накопление и его радиационное охлаждение, в результате чего и образуются слоистые облака.

Другой процесс связан с переносом облаков нижнего яруса из областей пониженного давления в области повышенного давления, где облака также оказываются под инверсией с образованием слоисто-кучевых облаков. Волнообразная их структура объясняется участием в образовании облаков волнового процесса: в слое инверсии и по обе стороны от него возникают воздушные волны длиной 50-2000 метров, обусловленные разрывом скорости ветра, плотности и температуры воздуха;

3. слоистообразные облака – связаны с возникновением и движением фронтов. Они

представляют из себя огромные облачные системы, вытянутые в длину вдоль фронта на многие тысячи км. Имеют вид мощных облачных слоев, потому и называются слоистообразными. Медленный подъем теплого воздуха по холодному фронту приводит к адиабатическому охлаждению этих слоев и к конденсации в них водяного пара. Самая мощная часть системы вблизи линии фронта - это слоисто-дождевые облака толщиной в несколько км. Дальше от линии фронта облачные слои переходят в менее мощные высокослоистые, еще дальше – в перисто-слоистые на сотни км от линии фронта.

Облачность

- это степень покрытия небесного свода облаками, выражающаяся в десятых долях покрытия неба от 0 до 10 баллов, которая определяется на глаз.

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

Облачность затрудняет взлет и посадку самолетов, вызывая иногда их обледенение.

Суточный ход облачности сложен и зависит от рода облаков. Например, слоистые облака имеют максимальную облачность ночью и утром, кучевообразные – днем и т.д. Над морем облачность больше, чем над сушей.

Облачность растет от самых высоких широт к субполярным, достигая максимума в зоне 60°-70° широты, что связано с развитием циклонической деятельности атмосферы. К субтропикам облачность убывает и достигает минимума в зоне 20°-30°, что связано с субтропическими антициклонами.

Вопросы к разделу об облаках:

1. Деление облаков по фазовому состоянию.
2. Что такое облачность?
3. Международная классификация облаков.
4. Как определяется коэффициент увлажнения?
5. Способы искусственного осадения облаков.
6. Что такое гроза? Град?
7. Водность облаков.

1.

ЛЕКЦИЯ 11 Оптические явления

Многообразие оптических явлений в атмосфере обусловлено различными причинами. К наиболее распространенным феноменам относятся молния и весьма живописные северное и южное полярные сияния. Кроме того, особенно интересны радуга, гал, паргелий (ложное солнце) и дуги, корона, нимбы и призраки Броккена, миражи, огни святого Эльма, светящиеся облака, зеленые и сумеречные лучи.

Радуга – самое красивое атмосферное явление. Обычно это огромная арка, состоящая из разноцветных полос, наблюдаемая, когда Солнце освещает лишь часть небосвода, а воздух насыщен капельками воды, например во время дождя. Разноцветные дуги располагаются в последовательности спектра (красная, оранжевая, желтая, зеленая, голубая, синяя, фиолетовая), однако цвета почти никогда не бывают чистыми, поскольку полосы взаимно перекрываются. Как правило, физические характеристики радуг существенно различаются, поэтому и по внешнему виду они весьма разнообразны. Их общей чертой является то, что центр дуги всегда располагается на прямой, проведенной от Солнца к наблюдателю.

Главная радуга представляет собой дугу, состоящую из наиболее ярких цветов – красного на внешней стороне и фиолетового – на внутренней. Иногда видна только одна дуга, но часто с внешней стороны основной радуги появляется побочная. Она имеет не столь яркие цвета, как первая, а красная и фиолетовая полосы в ней меняются местами: красная располагается с внутренней стороны.

Образование главной радуги объясняется двойным преломлением и однократным внутренним отражением лучей солнечного света. Проникая

внутри капли воды (А), луч света преломляется и разлагается, как при прохождении сквозь призму. Затем он достигает противоположной поверхности капли (В), отражается от нее и выходит из капли наружу (С). При этом луч света, прежде чем достичь наблюдателя, преломляется вторично. Исходный белый луч разлагается на лучи разных цветов с углом расхождения 2° . При образовании побочной радуги происходит двойное преломление и двойное отражение солнечных лучей (см. рис. 10.1.). В этом случае свет преломляется, проникая внутрь капли через ее нижнюю часть (А), и отражается от внутренней поверхности капли сначала в точке В, затем в точке С. В точке D свет преломляется, выходя из капли в сторону наблюдателя.

На восходе и закате Солнца наблюдатель видит радугу в виде дуги, равной половине окружности, так как ось радуги параллельна горизонту. Если Солнце располагается выше над горизонтом, дуга радуги меньше половины окружности. Когда Солнце поднимается выше 42° над горизонтом, радуга исчезает. Везде, кроме высоких широт, радуга не может появиться в полдень, когда Солнце стоит слишком высоко.

Интересно оценить расстояние до радуги. Хотя кажется, что разноцветная дуга расположена в одной плоскости, это – иллюзия. На самом деле радуга имеет огромную глубину, и ее можно представить в виде поверхности пустотелого конуса, в вершине которого находится наблюдатель. Ось конуса соединяет Солнце, наблюдателя и центр радуги. Наблюдатель смотрит как бы вдоль поверхности этого конуса. Два человека никогда не могут увидеть совершенно одинаковую радугу. Конечно, можно наблюдать в целом один и тот же эффект, но две радуги занимают различное положение и образованы разными капельками воды.

Когда дождь или водяная пыль образуют радугу, полный оптический эффект достигается за счет суммарного воздействия всех капелек воды, пересекающих поверхность конуса радуги с наблюдателем в вершине. Роль каждой капли мимолетна. Поверхность конуса радуги состоит из нескольких слоев. Быстро пересекая их и проходя при этом через серию критических точек, каждая капля мгновенно разлагает солнечный луч на весь спектр в строго определенной последовательности – от красного до фиолетового цвета. Множество капель таким же образом пересекает поверхность конуса, так что радуга представляется наблюдателю непрерывной как вдоль, так и поперек ее дуги.

Гало – белые или радужные световые дуги и окружности вокруг диска Солнца или Луны. Они возникают вследствие преломления или отражения света находящимися в атмосфере кристаллами льда или снега. Кристаллы, формирующие гало, располагаются на поверхности воображаемого конуса с осью, направленной от наблюдателя (из вершины конуса) к Солнцу. При некоторых условиях атмосфера бывает насыщена мелкими кристаллами, многие грани которых образуют прямой угол с плоскостью, на которой находятся Солнце, наблюдатель и эти кристаллы. Такие грани отражают поступающие лучи света с отклонением на 22° , образуя красноватое с

внутренней стороны гало, но оно может состоять и из всех цветов спектра. Реже встречается гало с угловым радиусом 46° , располагающееся концентрически вокруг 22° -градусного гало. Его внутренняя сторона тоже имеет красноватый оттенок. Причиной этого также является преломление света, происходящее в этом случае на образующих прямые углы гранях кристаллов. Ширина кольца такого гало превышает $2,5^\circ$. Как 46° -градусные, так и 22° -градусные гало, как правило, имеют наибольшую яркость в верхней и нижней частях кольца. Изредка встречающееся 90° -градусное гало представляет собой слабо светящееся, почти бесцветное кольцо, имеющее общий центр с двумя другими гало. Если оно окрашено, то имеет красный цвет на внешней стороне кольца. Механизм возникновения

Паргелии и дуги. Паргелический круг (или круг ложных солнц) – белое кольцо с центром в точке зенита, проходящее через Солнце параллельно горизонту. Причиной его образования служит отражение солнечного света от граней поверхностей кристаллов льда. Если кристаллы достаточно равномерно распределены в воздухе, становится видимым полный круг. Паргелии, или ложные солнца, – это ярко светящиеся пятна, напоминающие Солнце, которые образуются в точках пересечения паргелического круга с гало, имеющими угловые радиусы 22° , 46° и 90° . Наиболее часто образующийся и самый яркий паргелий формируется на пересечении с 22° -градусным гало, обычно окрашенный почти во все цвета радуги. Ложные солнца на пересечениях с 46° - и 90° -градусными гало наблюдаются гораздо реже. Паргелии, возникающие на пересечениях с 90° -градусными гало, называются парантелиями, или ложными противосолнцами. Иногда виден также антелий (противосолнце) – яркое пятно, расположенное на кольце паргелия точно напротив Солнца. Предполагается, что причиной возникновения этого явления служит двойное внутреннее отражение солнечного света. Отраженный луч проходит по тому же пути, что и падающий луч, но в обратном направлении. Околозенитная дуга, иногда неверно называемая верхней касательной дугой 46° -градусного гало, – это дуга в 90° или меньше с центром в точке зенита, расположенная выше Солнца приблизительно на 46° . Она бывает видна редко и только в течение нескольких минут, имеет яркие цвета, причем красный цвет приурочен к внешней стороне дуги. Околозенитная дуга примечательна своей расцветкой, яркостью и четкими очертаниями. Еще один любопытный и очень редкий оптический эффект типа гало – дуги Ловица. Они возникают как продолжение паргелиев на пересечении с 22° -градусным гало, проходят с внешней стороны гало и слегка вогнуты в сторону Солнца. Столбы беловатого света, как и разнообразные кресты, иногда видны на рассвете или на закате, особенно в полярных регионах, и могут сопутствовать как Солнцу, так и Луне. Временами наблюдаются лунные гало и другие эффекты, подобные описанным выше, причем наиболее обычное лунное гало (кольцо вокруг Луны) имеет угловой радиус 22° . Подобно ложным солнцам, могут возникать ложные луны.

Короны, или венцы, – небольшие концентрические цветные кольца вокруг Солнца, Луны или других ярких объектов, которые наблюдаются время от времени, когда источник света находится за полупрозрачными облаками. Радиус короны меньше радиуса гало и составляет ок. 1–5°, ближайшим к Солнцу оказывается голубое или фиолетовое кольцо. Корона возникает при рассеивании света мелкими водяными капельками воды, образующими облако. Иногда корона выглядит как светящееся пятно (или ореол), окружающее Солнце (или Луну), которое завершается красноватым кольцом. В других случаях за пределами ореола видно не менее двух концентрических колец большего диаметра, очень слабо окрашенных. Это явление сопровождается радужными облаками. Иногда края очень высоко расположенных облаков окрашены в яркие цвета.

Глории (нимбы). В особых условиях возникают необычные атмосферные явления. Если Солнце находится за спиной наблюдателя, а его тень проецируется на близрасположенные облака или завесу тумана, при определенном состоянии атмосферы вокруг тени головы человека можно увидеть цветной светящийся круг – нимб. Обычно такой нимб образуется из-за отражения света капельками росы на травяном газоне. Глории также довольно часто можно обнаружить вокруг тени, которую отбрасывает самолет на нижележащие облака.

Призраки Броккена. В некоторых районах земного шара, когда тень находящегося на возвышенности наблюдателя при восходе или заходе Солнца сзади него падает на облака, расположенные на небольшом расстоянии, обнаруживается поразительный эффект: тень приобретает колоссальные размеры. Это происходит из-за отражения и преломления света мельчайшими капельками воды в тумане. Описанное явление носит название «призрак Броккена» по имени вершины в горах Гарц в Германии.

Миражи – оптический эффект, обусловленный преломлением света при прохождении через слои воздуха разной плотности и выражающийся в возникновении мнимого изображения. Удаленные объекты при этом могут оказаться поднятыми или опущенными относительно их действительного положения, а также могут быть искажены и приобрести неправильные, фантастические формы. Миражи часто наблюдаются в условиях жаркого климата, например над песчаными равнинами. Обычны нижние миражи, когда отдаленная, почти ровная поверхность пустыни приобретает вид открытой воды, особенно если смотреть с небольшого возвышения или просто находиться выше слоя нагретого воздуха. Подобная иллюзия обычно возникает на нагретой асфальтированной дороге, которая далеко впереди выглядит как водная поверхность. В действительности эта поверхность является отражением неба. Ниже уровня глаз в этой «воде» могут появиться объекты, обычно перевернутые. Над нагретой поверхностью суши формируется «воздушный слоеный пирог», причем ближайший к земле слой – самый нагретый и настолько разрежен, что световые волны, проходя через него, искажаются, так как скорость их распространения меняется в зависимости от плотности среды.

Верхние миражи менее распространены и более живописны по сравнению с нижними. Удаленные объекты (часто находящиеся за морским горизонтом) вырисовываются на небе в перевернутом положении, а иногда выше появляется еще и прямое изображение того же объекта. Это явление типично для холодных регионов, особенно при значительной температурной инверсии, когда над более холодным слоем находится более теплый слой воздуха. Данный оптический эффект проявляется в результате сложных закономерностей распространения фронта световых волн в слоях воздуха с неоднородной плотностью. Время от времени возникают очень необычные миражи, особенно в полярных регионах. Когда миражи возникают на суше, деревья и другие компоненты ландшафта перевернуты. Во всех случаях в верхних миражах объекты видны более отчетливо, чем в нижних. Когда границей двух воздушных масс является вертикальная плоскость, порой наблюдаются боковые миражи.

Огни святого Эльма. Некоторые оптические явления в атмосфере (например, свечение и самое распространенное метеорологическое явление – молния) имеют электрическую природу. Гораздо реже встречаются огни святого Эльма – светящиеся бледно-голубые или фиолетовые кисти длиной от 30 см до 1 м и более, обычно на верхушках мачт или концах рей находящихся в море судов. Иногда кажется, что весь такелаж судна покрыт фосфором и светится. Огни святого Эльма порой возникают на горных вершинах, а также на шпилях и острых углах высоких зданий. Это явление представляет собой кистевые электрические разряды на концах электропроводников, когда в атмосфере вокруг них сильно повышается напряженность электрического поля.

Блуждающие огоньки – слабое свечение голубоватого или зеленоватого цвета, которое иногда наблюдается на болотах, кладбищах и в склепах. Они часто выглядят как приподнятое примерно на 30 см над землей спокойно горящее, не дающее тепла, пламя свечи, на мгновение зависающее над объектом. Огонек кажется совершенно неуловимым и при приближении наблюдателя как бы перемещается в другое место. Причиной этого явления служит разложение органических остатков и самовозгорание болотного газа метана (CH_4) или фосфина (PH_3). Блуждающие огоньки имеют разную форму, иногда даже шаровидную.

Зеленый луч – вспышка солнечного света изумрудно-зеленого цвета в тот момент, когда последний луч Солнца скрывается за горизонтом. Красная составляющая солнечного света исчезает первой, все прочие – по порядку вслед за ней, и последней остается изумрудно-зеленая. Это явление возникает, лишь когда над горизонтом остается только самый краешек солнечного диска, а иначе происходит смешение цветов.

Сумеречные лучи – расходящиеся пучки солнечного света, которые становятся видимыми благодаря освещению ими пыли в высоких слоях атмосферы. Тени от облаков образуют темные полосы, а между ними распространяются лучи. Этот эффект наблюдается, когда Солнце находится низко над горизонтом перед рассветом или после заката.

Многообразие оптических явлений в атмосфере обусловлено различными причинами. К наиболее распространенным феноменам относятся молния и весьма живописные северное и южное полярные сияния. Кроме того, особенно интересны радуга, гал, паргелий (ложное солнце) и дуги, корона, нимбы и призраки Броккена, миражи, огни святого Эльма, светящиеся облака, зеленые и сумеречные лучи.

Венцы - в тонких водяных облаках, состоящих из мелких однородных капелек, перед диском светила наблюдаются явления венцов. Венцы бывают также в тумане около искусственных источников света.

Основная, нередко единственная часть венца – это светлый круг небольшого радиуса, вплотную окружающий солнечный диск. Круг этот голубоватый, по внешнему краю красноватый. Его часто называют ореолом. Он может быть окружен одним или несколькими светлыми дополнительными кольцами такой же окраски, которые не примыкают ни к венцу, ни друг к другу вплотную. Радиус ореола бывает порядка 1° - 5° . Он обратно пропорционален диаметрам капелек в облаке, поэтому по нему можно определить размеры капелек в облаках.

Венцы обусловлены дифракцией света на мельчайших капельках облаков, которые образуют своего рода дифракционную решетку. Вокруг каждой точки диска светила образуется дифракционный спектр и несколько спектров, имеющих кольцевую форму. Они накладываются друг на друга, причем их цвета сливаются и дают голубоватый оттенок. Спектры, образованные точками, расположенными по краю диска светила, создают кайму красноватого цвета вокруг внешней периферии каждого кольца.

Венцы вокруг искусственных источников света малых размеров имеют более богатые радужные цвета.

Схема разложения и преломления солнечного луча при образовании главной радуги

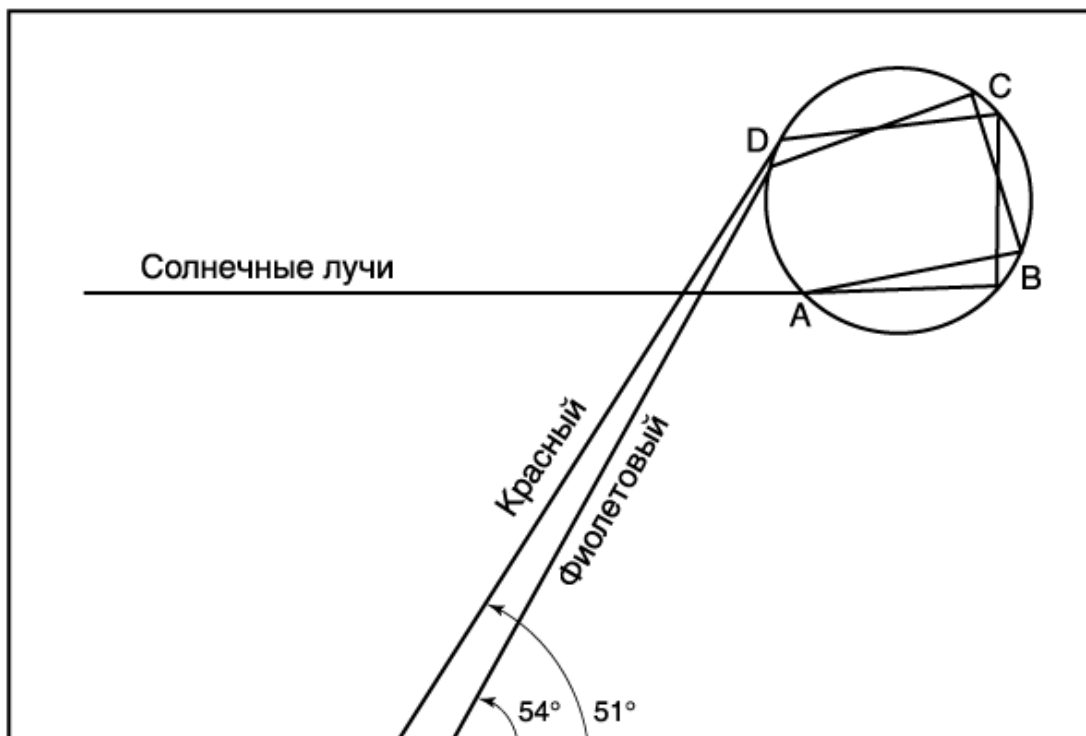
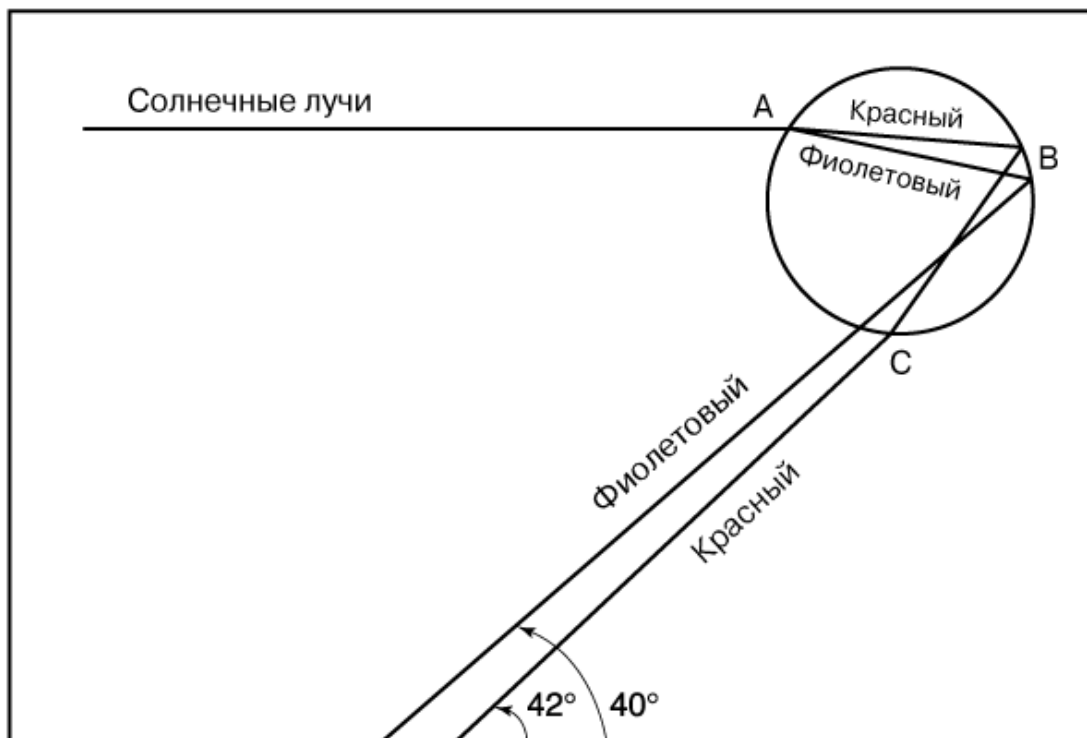


Схема разложения и преломления солнечного луча при образовании побочной радуги.

Электричество облаков и осадков

Капли облаков и туманов, как и твердые элементы в них, чаще бывают электрически заряженными, чем нейтральными. Наиболее часто встречаются такие туманы, все капли которых несут заряды одного знака; но примерно в 25% случаев капли заряжены разноименно.

Средний заряд таких капель в туманах имеет порядок величины от десятков до тысяч элементарных зарядов. К условиям в туманах, по-видимому, близки условия в мелкокапельных облаках, или еще сильнее. Дожди значительно чаще выпадают на земную поверхность с положительными, чем с отрицательными зарядами; со снегом дело обстоит менее определенно.

Типичным проявлением мощного атмосферного электричества является развитие кучево-дождевых облаков с электрическими разрядами, как между облаками, так и между облаками и землей. Такие разряды имеют характер искровых с громовыми звуками. Весь процесс, часто сопровождающийся еще и кратковременными усилениями шквального ветра, называется *грозой*.

По происхождению грозы делятся на те же типы, как и кучево-дождевые облака, различают также внутримассивные и фронтальные грозы.

Осадки, выпадающие из облаков

При определенных условиях из облаков выпадают осадки, то есть капли воды и кристаллы льда достаточно крупных размеров, которые не могут удерживаться в атмосфере во взвешенном состоянии. В зависимости от условий образования осадки делятся на три вида:

8. обложные осадки – выпадают из облаков упорядоченного восходящего движения (высоко-слоистых, слоисто-дождевых). Они связаны с фронтами. Это осадки средней интенсивности, выпадающие сразу на больших площадях (сотни тысяч кв.км), распространяющиеся равномерно и продолжающиеся длительное время (десятки часов). Наибольший процент данных осадков выпадает в умеренных широтах;
9. ливневые осадки – выпадают из кучево-дождевых облаков, связанных происхождением с конвекцией. Сначала эти осадки могут иметь большую интенсивность, но вскоре обрываются. Их непродолжительность объясняется тем, что они связаны с отдельными облаками или узкими зонами облаков. Являются основным видом осадков в тропических и экваториальных широтах;
10. морозящие осадки – выпадают из слоистых или слоисто-кучевых облаков, типичных для теплых или местных устойчивых воздушных масс. Морось состоит из очень мелких капелек воды.

По форме осадки бывают следующих видов:

Дождь – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5-0,6 мм;

Морось – жидкие осадки, состоящие из мелких капель диаметром 0,5 -0.05 мм. Отличаются малой скоростью падения и легко переносятся ветром;

Снег – твердые осадки, состоящие из сложных ледяных кристаллов (снежинок);

Снежная и ледяная крупа – осадки, состоящие из ледяных и сильно озерненных снежинок диаметром более 1 мм;

Снежные зерна – маленькие крупинки диаметром менее 1 мм;

Ледяные иглы – ледяные кристаллы в виде шестиугольных призм;

Ледяной дождь – осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков диаметром 1-3 мм;

Град – осадки, выпадающие летом в жаркую погоду в виде кусочков льда шарообразной или неправильной формы диаметром несколько и более мм.

Образование осадков

Осадки выпадают в том случае, если часть элементов, из которых состоит облако, по каким-либо причинам укрупняется. Когда облачные элементы становятся настолько тяжелыми, что сопротивление и восходящие движения воздуха больше не могут удерживать их во взвешенном состоянии, они выпадают из воздуха, точнее - облака в виде осадков.

Капли воды в облаках могут укрупняться в результате взаимного слияния. Если капли заряжены разноименными электрическими зарядами, то это благоприятствует их слиянию. При разных размерах капли падают с различной скоростью и поэтому легче сталкиваются между собой. Столкновению капель способствует также турбулентность. В результате такого слияния капель они могут выпадать в виде мороси или слабоинтенсивного дождя.

Обильные осадки выпадают при укрупнении капель другими путями. Для этого необходимо, чтобы облака были смешанными. У соседствующих переохлажденных капель и кристаллов в смешанных облаках условия влажности разные: для капель имеет быть насыщение, а для кристаллов – перенасыщение. В этом случае кристаллы будут расти путем сублимации, количество водяного пара в воздухе облака уменьшится и для капель водяной пар в облаке станет ненасыщенным. Поэтому одновременно с ростом кристаллов будет происходить испарение капель, то есть перегонка водяного пара с капель на кристаллы. Укрупняющиеся кристаллы начинают падать из верхней части облака. Если при этом в нижней части облака температура больше 0° , кристаллы тают, превращаясь в капли и выпадают в виде дождя. Если же положительная температура наблюдается в подоблачном слое, то кристаллы тают под основанием облака. Если температура до земной поверхности ниже 0° , то осадки выпадают в виде снега.

Измерения выпавших осадков проводятся так называемыми дождемерами, которые показывают толщину слоя осадков в мм.

Количество осадков, выпавших в том или ином месте, выражается в мм слоя выпавшей воды. Например, 100 мм осадков означают, что если бы вода не испарялась, не стекала и не впитывалась, она покрыла бы поверхность слоем 100 мм.

Систематически фиксируется число дней с осадками, интенсивность осадков (мм в сутки), средняя интенсивность (мм в час), число часов с осадками, что дает вероятность осадков за год.

Распределение осадков связано с распределением облачности и температуры, следовательно, обладает зональностью. На суше распределение осадков крайне неравномерно, сильно зависит от местных условий, особенно – от рельефа.

Для оценки условий увлажнения учитывают не только выпадающие осадки, но и возможность их испарения. Для определения увлажненности существует коэффициент увлажнения Иванова:

$$K_{ув.} = \frac{R}{E_n} \cdot 100\%$$

R – сумма осадков;

E_n – испаряемость за тот же период.

Коэффициент увлажнения показывает, в какой доле выпадающие осадки могут возместить потерю влаги.

По Иванову, если коэффициент увлажнения увеличивается во все времена года более 100%, то это постоянно влажный климат. Если коэффициент увлажнения не достигает 100% во все месяцы, то климат непостоянно влажный. Если коэффициент равен 25 – 100%, то климат постоянно умеренный влажный, если менее 25% во все месяцы, то постоянно засушливый, если менее 25% в части месяцев, то климат непостоянно засушливый.

Искусственное осаждение облаков

Выпадение осадков не находится в прямой связи с мощностью и водностью облаков. Конечно, чем больше мощность облаков, тем больше вероятность того, что они достигнут уровня обледенения и начнутся осадки. Еще больше вероятность осадков при большой водности облаков. Однако облака могут получить сильное развитие, водность их также может быть большой, но если уровень оледенения лежит высоко, осадков не будет.

В степной зоне летом и в тропических широтах часто развиваются мощные кучевые облака, которые, однако, не дают осадков из-за слишком высокого положения уровня оледенения.

На этом и основан способ осаждения облаков, который состоит в том, что в облака вводится пар йодистого серебра, который, охлаждаясь, образует в воздухе ультрамикроскопические кристаллики. При температурах ниже – 4 °С они являются в облаке ядрами кристаллизации: на них растут ледяные кристаллы.

Есть и другие химические реагенты, приводящие к замерзанию облачных элементов. Введение йодистого серебра и других реагентов в кучево-дождевые облака, угрожающие, например, градом, может привести к быстрому выпадению из облака осадков в виде ливневого дождя или мелкого града, что предотвратит образование крупных градин и сведет к минимуму ущерб для того же сельского хозяйства.

Вопросы к разделу об облаках:

1. Деление облаков по фазовому состоянию.
2. Какие световые явления облаков вы знаете? .
3. Как образуются осадки?
4. Виды осадков.
5. Как определяется коэффициент увлажнения?

1.

ЛЕКЦИЯ 12. Барическое поле

Атмосферное давление и плотность воздуха

Всякий газ давит с определенной силой на ограничивающие его стенки перпендикулярно к ним. Числовую величину этой силы, отнесенную к единице площади, называют давлением.

Давление газа объясняется движением его молекул, той “бомбардировкой”, которой он подвергает ограничивающие его стенки.

При возрастании температуры и неизменном объеме газа сила молекулярных движений усиливается и давление растет.

В каждой точке атмосферы есть определенное атмосферное давление, то есть давление воздуха. На уровне моря это давление близко к 1 кг/см^2 . В метеорологии принято измерять атмосферное давление в мм ртутного столба. Это значит, что атмосферное давление сравнивается с эквивалентным ему давлением ртутного столба.

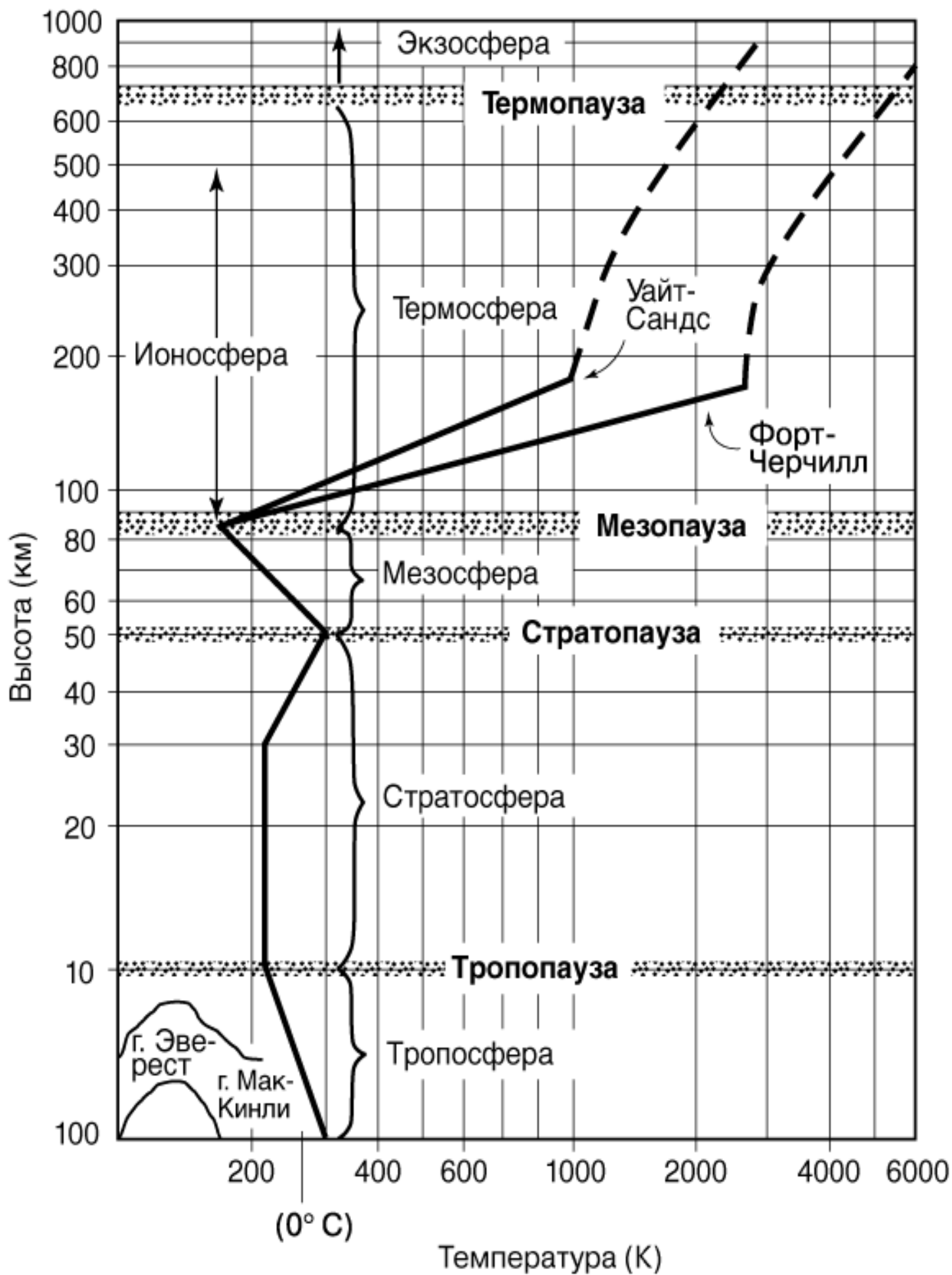
На уровне моря среднее атмосферное давление близко к 760 мм ртутного столба.

В метеорологии атмосферное давление измеряют также в миллибарах. 1 миллибар – это давление, при котором сила в 1000 дин давит на площадь кв.см. При этом 760 мм ртутного столба равны 1013 мб, то есть величину давления в мм ртутного столба нужно умножить на 4 и разделить на 3.

С увеличением высоты атмосферное давление убывает.

Рис. 2. Вертикальные изменения температуры в атмосфере по результатам наблюдений в Уайт-Сандсе (шт. Нью-Мексико, США) и Форт-

Черчилле (Канада). Показаны температурные различия в термосфере на разных широтах.



Температура воздуха

Температура воздуха в каждой точке атмосферы непрерывно меняется. В разных местах Земли в одно и то же время она различна. У земной поверхности температура варьирует от + 60 ° С в тропических пустынях до - 90 ° в Антарктиде. С увеличением высоты температура воздуха меняется в разных слоях по разному. Сначала до высоты 10-15 км температура понижается, затем до высоты 50-60 км она повышается, с дальнейшим увеличением высоты она вновь падает.

Температура выражается в градусах международной шкалы - шкалы Цельсия. В некоторых странах используют шкалу Фаренгейта: 0 ° по шкале Цельсия соответствуют + 32 ° шкалы Фаренгейта, а + 100 ° С == 220 ° Ф.

Кроме того для выражения температуры используется абсолютная шкала – Кельвина. 0⁰ по этой шкале соответствует полному прекращению движения молекул, то есть самой низкой возможной температуре, что по шкале Цельсия соответствует – 273 °.

Плотность воздуха

Данная характеристика атмосферы непосредственно не измеряется. Она вычисляется. С помощью уравнения состояния газа, которое для сухого воздуха выглядит так:

$$\rho = \frac{P}{RT}$$

Плотность влажного воздуха вычисляется по другой формуле:

$$\rho = \frac{P - e}{R_d \cdot T}, \text{ где}$$

P – давление;

e – давление водяного пара;

R – газовая постоянная сухого воздуха;

R_d - газовая постоянная влажного воздуха;

T - температура воздуха.

При давлении атмосферного воздуха 760 мм ртутного столба плотность сухого воздуха составляет 1293 г/м куб., если же воздух влажный, то его плотность при том же давлении будет равна 1273 г/м куб.

В результате совместного влияния атмосферного давления и температуры воздуха плотность с увеличением высоты понижается, но не так сильно, как давление. Например, для Европы плотность воздуха у земной поверхности равна 1250 г/м куб., на высоте 10 км – 411 г/ м куб., а на высоте 20 км – только 87 г/м куб.

Основное уравнение статики атмосферы

$$Dp = - \rho g Dz, \text{ где}$$

Dp – бесконечно малое изменение p ;

P – давление;

g – сила тяжести;

z – высота столба воздуха;

Dz – бесконечно малое изменение z ;

ρ – плотность воздуха.

Из уравнения следует, что с увеличением высоты давление падает.

$$dp$$

Величина $\frac{dp}{Dz}$ называется вертикальным барическим градиентом и отражает падение давления на единицу прироста высоты:

$$\frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dz} - g = 0$$

Адиабатические изменения состояния атмосферы

Температура атмосферного воздуха может изменяться адиабатически, то есть без теплового обмена с окружающей средой.

Если некоторая масса воздуха в атмосфере адиабатически расширяется, то давление в ней падает, а вместе с ним падает и температура.

При адиабатическом сжатии массы воздуха давление и плотность в ней растут. Эти изменения температуры, не связанные с теплообменом, происходят вследствие преобразования внутренней энергии газа (энергия положения и движущихся молекул) в работу или работы во внутреннюю энергию.

При расширении массы воздуха происходит работа против внешних сил давления, так называемая работа расширения, на которую затрачивается внутренняя энергия воздуха. Так как внутренняя энергия газа пропорциональна его абсолютной температуре, температура воздуха при расширении падает.

При сжатии массы воздуха производится работа сжатия и внутренняя энергия этого воздуха возрастает, то есть скорость молекулярных движений увеличивается и температура воздуха растет.

Уравнение сухого адиабатического процесса (уравнение Пуассона) описывает адиабатические изменения температуры в сухом воздухе:

$$\frac{T_2 - T_1}{T_1} = \frac{P_2 - P_1}{P_1} \frac{AR}{C_p}, \text{ где}$$

T_1 и T_2 - температура массы воздуха в начале и конце процесса;

P_1 и P_2 - давление массы воздуха в начале и конце процесса;

A – термический эквивалент работы;

R – газовая постоянная;

C_v – внутренняя энергия газа;

C_p – преобразованная внутренняя энергия газа.

Смысл уравнения Пуассона заключается в том, что если давление в массе сухого или ненасыщенного воздуха меняется от P_0 в начале до P в конце процесса, то и температура в этой массе воздуха меняется от нулевой в начале и до определенной в конце процесса.

Восходящий воздух адиабатически охлаждается, нисходящий, напротив, нагревается. Подъем воздуха при этом может происходить разными способами: в виде восходящих токов конвекции; над поверхностью фронта; при подъеме воздуха по горному склону. При адиабатическом подъеме сухого или ненасыщенного воздуха температура на каждые 100 м падает на 1° . Эту величину (1° на 100 м) называют сухоадиабатическим градиентом.

Влажноадиабатические изменения происходят не по уравнению Пуассона. Температура падает тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии насыщения. Так как это зависит от температуры и давления, то на каждые 100 м подъема насыщенный воздух при 0° охлаждается на $0,66^\circ$; при температуре $+20^\circ$ – на $0,44^\circ$, при температуре -20° – на $0,88^\circ$. Падение температуры в насыщенном воздухе при подъеме на единицы (100 м) называется влажноадиабатическим градиентом.

Вертикальное распределение температуры

В отличие от индивидуальных изменений температуры в массе воздуха существует вертикальное распределение температуры в атмосфере. Температура в атмосферном столбе может распределяться по высоте различным образом. Это распределение не подчиняется никакой простой закономерности.

Представление о распределении температуры относительно высоты дает ***вертикальный градиент температуры:***

$$\frac{dT}{dz}$$

, то есть изменение температуры в атмосфере на единицу высоты (обычно на 100м).

В обычном случае температура с увеличением высоты падает. Вертикальный градиент меняется в широких пределах: в нижних 10 км в среднем по $0,6^\circ$ на 100 м.; в нижних слоях над нагретой поверхностью по 1° на 100 м.; в приземном слое – по несколько градусов на 100 м.

Если температура воздуха с увеличением высоты не падает, а растет, такое ее распределение называется *инверсией* температуры. Происходит это обычно в ночные часы в приземном слое.

Если температура воздуха не изменяется с увеличением высоты, то в данном случае вертикальный градиент равен 0, и такое состояние называется *изотермией*.

На высоте от 10 до 50 км вертикальное распределение температуры является изотермическим или инверсионным.

Вообще, характер распределения температуры воздуха в каком-то слое атмосферы называется *термической стратификацией* атмосферы, и, в зависимости от вертикального распределения температуры, слой находится в состоянии устойчивого, безразличного или неустойчивого равновесия.

Турбулентность

В зависимости от распределения атмосферного давления воздух постепенно перемещается в горизонтальном направлении. Это горизонтальное перемещение масс воздуха называется ветром. Скорость и направление ветра постоянно меняются. Средняя скорость ветра у земной поверхности составляет 5-10 м/сек, но она может достигать и 50 м/сек.

В высоких слоях атмосферы возникают так называемые **струйные течения**, скорость ветра в которых достигает 100 м/сек и более.

Кроме горизонтального существует и вертикальное перемещение воздуха. По сравнению с горизонтальными вертикальные переносы воздуха обычно малы – доли см в секунду. И только в условиях конвекции вертикальная скорость воздуха достигает нескольких м/сек.

Ветер всегда обладает турбулентностью, то есть отдельные количества воздуха в общем потоке ветра перемещаются не по параллельным путям. В результате возникают многочисленные беспорядочно движущиеся вихри и струи разных размеров. Отдельные количества воздуха, увлекаемые этими вихрями и струями, называются элементами турбулентности. Это не молекулы, а достаточно крупные массы воздуха, линейные размеры которых измеряются в см, м, десятках метров.

Таким образом, на общий перенос воздуха в определенных направлениях и с определенной скоростью налагается система хаотических, беспорядочных движений отдельных элементов турбулентности по сложным переплетающимся траекториям.

Турбулентность возникает вследствие различия скоростей ветра в смежных слоях воздуха. Особенно велика турбулентность в нижних слоях атмосферы.

В развитии турбулентности принимает участие гидростатическая сила (Архимедова сила). Отдельные количества воздуха поднимаются вверх, если их температура выше, а плотность меньше, чем температура и плотность окружающего воздуха. Более холодные и более плотные количества воздуха напротив опускаются вниз. Такое перемешивание воздуха происходит тем интенсивнее, чем быстрее температура падает с увеличением высоты.

Выделяют динамическую турбулентность (возникает независимо от температурных условий) и термическую (конвекцию, обусловленную температурой). Как правило, турбулентность имеет комплексную природу.

Турбулентность с преобладанием термических причин может превращаться в упорядоченную конвекцию. В результате вместо мелких турбулентных вихрей начинают преобладать мощные восходящие потоки воздуха со скоростью до 20 м/сек. Такие мощные восходящие потоки воздуха называются термиками.

Наряду с термиками наблюдаются и нисходящие потоки воздуха, менее интенсивные, но захватывающие большую площадь.

С упорядоченной конвекцией связано образование мощных облаков вертикального развития – кучевых и кучево-дождевых (ливневых).

Турбулентный обмен

Турбулентность приводит к сильному перемешиванию воздуха, особенно в вертикальном направлении. Это перемешивание в десятки тысяч раз сильнее, чем движение при молекулярной диффузии. Перемешивание воздуха при турбулентности (турбулентная диффузия) приводит к распространению в атмосфере тепла и влаги, особенно их обмену по вертикали. Происходит также выравнивание скоростей по вертикали. В процессе турбулентной диффузии каждая переносимая субстанция распространяется в том направлении, в котором она убывает, то есть в направлении своего вертикального градиента.

Условия турбулентного обмена описывают формулой:

$$S = - A \frac{dS}{dZ}, \text{ где}$$

S – вертикальный поток субстанции на единицу площади, то есть количество субстанции, переносимых за единицу времени через единицу площади;
 A - коэффициент турбулентного обмена, общий для всех субстанций, зависящий от атмосферных условий и характера земной поверхности;
 $dS : dZ$ – вертикальный градиент субстанции, то есть ее изменение на единицу расстояния по вертикали в сторону убывания.

Вопросы к разделу об атмосферном давлении и плотности воздуха:

1. В каких единицах выражается атмосферное давление?
2. Отличие плотности влажного воздуха от сухого.
3. Как изменяется плотность воздуха с высотой?
4. Как и почему изменяется атмосферное давление с высотой?
5. Что такое вертикальный градиент давления?
6. Турбулентность и турбулентный обмен.
7. Что такое термики?
14. Адиабатическое состояние атмосферы.
15. Где возникают струйные течения?

ЛЕКЦИЯ 13. Атмосферная циркуляция.

Существование крупных воздушных течений над земным шаром обусловлено различными факторами. Это и неодинаковый приток солнечной радиации в различных широтах Земли, и различные свойства земной поверхности, особенно в связи с разделением ее на сушу и на море. Это и неравномерное распределение тепла на земной поверхности, обмен теплом между ней и атмосферой, что в свою очередь приводит к неравномерному распределению атмосферного давления.

На характер движения воздуха относительно земной поверхности важное влияние оказывает тот фактор, что движение это происходит на вращающейся Земле, в нижних слоях атмосферы воздух преодолевает трение. Это движение воздушных масс относительно земной поверхности называется ветром. А всю систему движущегося воздуха на Земле называют общей циркуляцией атмосферы.

Так как атмосферное давление распределяется над земным шаром по зонам, то и перенос воздуха также имеет зональный характер. Однако распределение атмосферного давления, а с ним и течения атмосферной циркуляции ограничены лишь в общих чертах. В действительности атмосферная циркуляция находится в непрерывном изменении как в связи с сезонными распределениями источников и стоков тепла на земной поверхности и в атмосфере, так и в связи с циклонической деятельностью, которая осуществляет обмен воздуха между различными широтами. Так, в низких широтах Земля получает больше тепла от Солнца, чем теряет его путем собственного излучения, а в высоких широтах – наоборот. Междущиротный обмен воздухом приводит к переносу тепла из низких

широт в высокие и холода из высоких широт в низкие, чем сохраняет тепловое равновесие на всех широтах Земли.

Атмосферное давление в среднем также убывает в каждом полушарии от низких широт к высоким. Поэтому начиная примерно с высоты 5000 м, где влияние материков, океанов и циклонической деятельности на структуру полей давления и движения воздуха становится малым, устанавливается западный перенос воздуха (отсюда «погода к нам идет с запада») почти на всем земном шаре (за исключением экваториальной зоны).

Зимой в данном полушарии западный перенос захватывает не только верхнюю тропосферу, но и всю стратосферу и мезосферу. Однако летом стратосфера над полюсом сильно нагревается и становится значительно теплее, чем над экватором, поэтому меридиональный градиент давления, начиная примерно с 20 км, меняет свое направление и зональный перенос воздуха меняется с западного на восточный.

У земной поверхности и в нижней тропосфере зональное распределение давления сложнее, поскольку оно в большей мере определяется циклонической деятельностью. Поэтому в нижней тропосфере (и у земной поверхности) образуются две субтропические зоны повышенного давления по обе стороны от экватора, вдоль которого давление понижено (экваториальная депрессия); в субполярных широтах образуются две зоны пониженного давления (субполярные депрессии); в самых высоких широтах давление понижено. Этому распределению давления соответствует западный перенос в средних широтах каждого из полушарий и восточный перенос в тропических и высоких широтах.

В тропосфере систему атмосферной циркуляции представляют так называемые пассаты, муссоны, то есть воздушные течения, связанные с циклонами и антициклонами, в стратосфере – преимущественно западные переносы воздуха с наложенными на них длинными волнами. Создавая перенос воздуха, а с ним тепла и влаги из одних широт и регионов в другие, циркуляция атмосферы является важнейшим климатообразующим процессом. Характер погоды определяется не только местными условиями теплооборота между земной поверхностью, но и атмосферной циркуляцией.

С перемещением воздуха в процессе общей циркуляции связаны изменения погоды: воздушные массы перемещаются из одних областей в другие, приносят с собой новые условия температуры, влажности, облачности ...

Кроме общей циркуляции атмосферы существуют местные циркуляции: бризы, горно-долинные ветры и т.д.

Ветер вызывает волнение водной поверхности, многие океанические течения, дрейфы льдов являются факторами эрозии и образования новых рельефов.

Воздушные массы и фронты

В процессе всеобщей циркуляции атмосферы воздух тропосферы расчленяется на отдельные воздушные массы, которые более или менее длительно сохраняют свою индивидуальность, перемещаясь из одних мест Земли в другие. Эти перемещения в горизонтальном направлении измеряются тысячами км.

Воздушные массы по своим свойствам несут на себе отпечаток своего очага, то есть той области Земли, где воздушная масса сформировалась как единое целое под воздействием однородной земной поверхности. Перемещаясь в другие области Земли, воздушные массы переносят с собой свой режим погоды. Преобладание в данной местности воздушных масс определенного типа создает характерный климат этого района.

Основными типами воздушных масс являются четыре, различающихся по зональному расположению очагов:

- массы арктического (антарктического) типа;
- полярного или умеренного;
- тропического;
- экваториального типа.

Для каждого из этих типов характерны свой интервал значений температуры у земной поверхности и на высоте, свои значения влажности воздуха, дальности видимости и прочее. Свойства воздушных масс постоянно меняются, то есть происходит трансформация воздушных масс.

Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую, называются холодными (перемещение из более высоких широт в низкие). На своем пути эти массы вызывают похолодания, но при этом сами они прогреваются, преимущественно от земной поверхности, поэтому в них возникают большие вертикальные градиенты температуры и развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков с выпадением ливневых осадков.

Воздушные массы, перемещающиеся с более теплых областей земной поверхности в холодные, называются теплыми. Они приносят потепление, но сами охлаждаются снизу, проходя разные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается, преобладают слоистые облака и туманы.

Различают также местные воздушные массы, длительное время находящиеся в одном районе. Их свойства определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезона.

Смежные воздушные массы в тропосфере разделены между собой узкими переходными горизонтами, которые называются фронтами. Зона атмосферных фронтов узка по сравнению с разделяемыми воздушными массами. Поэтому ее приближенно рассматривают как поверхность раздела двух воздушных масс разной температуры и называют фронтальной поверхностью. По той же причине на синоптических картах атмосферные фронты изображают в виде линии (линия фронта).

Если бы воздушные массы были неподвижны, поверхность атмосферных фронтов была бы горизонтальной с холодным воздухом внизу и теплым над ними. Но поскольку обе массы движутся, фронтальная поверхность

располагается наклонно к земной поверхности, причем холодный воздух лежит в виде очень пологого клина под теплым с тангенсом угла наклона порядка $0,01^\circ$. Размеры атмосферных фронтов – от 500 до 5000 км по горизонтали и до высот 5000-7000 км по вертикали.

У земной поверхности атмосферные фронты характеризуются увеличенными горизонтальными градиентами температуры воздуха. В узкой зоне фронта температура воздуха резко переходит от значений, свойственных одной воздушной массе, к значениям, свойственным другой, причем изменения иногда превышают 10°C .

Меняются во фронтальной зоне влажность воздуха и его прозрачность.

Фронты, разделяющие воздушные массы основных типов, называются основными, а между массами одного типа – вторичными.

Главные фронты между арктическими и полярными типами воздушных масс называются арктическими, между полярными и тропическими – полярными, между тропическими и экваториальными типами воздушных масс – тропическими.

Восходящие потоки воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Облачная система холодного фронта не так широка как теплого атмосферного фронта и для нее характерно преобладание или, во всяком случае, наличие кучево-дождевых облаков, дающих ливневые осадки; перед атмосферным фронтом нередко возникают шквалы и грозы.

Атмосферные фронты характерны для внетропических широт Земли, в особенности для умеренных широт, где между собой граничат основные воздушные массы тропосферы.

Основная причина возникновения атмосферных фронтов – фронтогенез - наличие таких систем движения в тропосфере, которые приводят к сближению (сходимости) масс воздуха, обладающих разной температурой. Первоначально широкая переходная зона между воздушными массами становится при этом резким фронтом. В процессе общей циркуляции атмосферы между воздушными массами разных широтных зон с достаточно большими контрастами температуры возникают длинные, вытянутые преимущественно по ширине - главные фронты – арктические, антарктические, полярные, на которых и происходит образование циклонов и антициклонов.

Огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов. Фронты постоянно возникают и исчезают вследствие атмосферной циркуляции. Вместе с ними меняют свойства и, как следствие, теряют свою индивидуальность воздушные массы.

Циклон (от греч. kuklon – кружащийся, вращающийся) представляет из себя атмосферное возмущение с пониженным давлением в центре и вихревым движением воздуха. На картах обозначается буквой Н.

Различают циклоны тропические и внетропические. Циклоны огромны по размерам, порядка двух-трех тысяч км в длину.

Атмосферное давление растет от центра циклона к периферии. Горизонтальные барические градиенты направлены снаружи циклона внутрь циклона. Замкнутые изобары овальной формы ограничивают область пониженного давления (барическую депрессию) размером от нескольких сотен км до 2-3 тысяч км. Именно в этой области воздух находится в вихревом движении. В свободной атмосфере выше пограничного слоя (около 1000 км) воздух движется приблизительно по изобарам, отклоняясь от барического градиента на угол, близкий к прямому. У земной поверхности этот угол составляет примерно 60° , и к вращательному движению воздуха присоединяется движение его внутрь циклона.

Скорости воздушных потоков в центре циклона значительно больше, чем на периферии.

В связи с восходящими составляющими движения воздуха, особенно вблизи фронтов, в циклонах преобладает облачная погода и выпадает основная часть осадков.

Вследствие вихревого движения воздуха в циклон втягиваются различные по температуре воздушные массы из разных широт Земли. С этим явлением связана температурная асимметрия циклонов.

С высотой изобары теряют замкнутую форму, что происходит в зависимости от стадии развития циклона и распределения в нем температуры.

В начальной стадии развития подвижной (фронтальной 0) части циклон охватывает лишь нижнюю часть тропосферы. В стадии наибольшего развития он может распространяться на всю высоту тропосферы и даже простираться в нижнюю часть стратосферы.

Подвижные циклоны перемещаются в общем с Запада на Восток. В каждом отдельном случае направление перемещения циклона определяется направлением общего переноса воздуха в верхней тропосфере. Средние скорости циклонов порядка 30-45 км/час, но встречаются циклоны, которые движутся со скоростью до 100 км/час.

Циклоны способствуют переносу теплого воздуха в передней (восточной) части к высоким широтам и холодного воздуха в тыловой части (западной) к низким широтам. В стадии молодого циклона в южной его части создается теплый сектор, ограниченный теплым и холодным фронтами. При смыкании данных фронтов (окклюзия) вследствие большой скорости холодного фронта образуется сложный фронт, именуемый фронтом окклюзии. При этом теплый воздух отесняется от земной поверхности в высокие слои атмосферы, теплый сектор циклона ликвидируется и устанавливается более равномерное распределение температуры. Запас энергии, способной превратиться в кинетическую энергию, в циклоне иссякает, он затухает, размывается или объединяется с другим циклоном.

На главном фронте обычно развивается серия (семейство) циклонов, перемещающихся один за другим. В конце развития серии отдельные, еще не

иссякшие циклоны, объединяются, образуя обширный, малоподвижный, глубокий и высокий центральный циклон, состоящий из холодного воздуха во всей своей толщине. Постепенно и он затухает.

Одновременно с образованием циклонов возникают между ними промежуточные антициклоны с высоким давлением в центре. Весь процесс эволюции отдельного циклона занимает несколько дней, серия циклонов и центральный циклон могут существовать до двух недель. В каждом полушарии в каждый момент можно обнаружить несколько главных фронтов и связанных с ними серий циклонов, общее число которых за год составляет много сотен. Циклон несет нам пасмурную, дождливую (снежную), ветреную в передней и теплую погоду в южной своей части.

Антициклон – это область в атмосфере, характеризующаяся повышенным давлением воздуха. Наивысшее давление в антициклоне от центра убывает к периферии. Антициклон развивается в тропосфере совместно с циклонами. Продолжительность отдельного антициклона составляет несколько суток, а иногда и недель. Как и циклоны, антициклоны перемещаются в направлении общего переноса воздуха в тропосфере, отклоняясь при этом к низким широтам. Средняя скорость антициклонов – 30 км/час в северном полушарии и 40 км/час в южных широтах, но нередко антициклоны долгое время находятся в малоподвижном состоянии.

Ветер в антициклонах дует, огибая центр, в северном полушарии по часовой стрелке.

В южном полушарии – против часовой стрелки, образуя тем самым гигантский вихрь.

Размеры антициклонов измеряются тысячами км, он несет ясную, солнечную, зимой морозную, безветренную погоду.

Вопросы к разделу о циркуляции атмосферы :

1. Почему образуются воздушные течения?
2. Как на воздушные течения влияет вращение Земли?
3. Что представляет собой циклоническая система ветров?
 6. Как направлен ветер в циклоне и антициклоне?
 7. Сила трения и как высоко она распространяется?
 8. Как движется воздух в свободной атмосфере?
 9. Каковы основные течения общей циркуляции атмосферы?
 10. Как и почему движется воздух над нагретыми поверхностями?
 11. Основные типы воздушных масс.
 12. Что такое атмосферные фронты и каковы их размеры?
 13. Скорость движения циклонов и антициклонов.
 14. Какие фронты относятся к главным?
 15. Как растет атмосферное давление в циклоне и антициклоне?
 16. Как обозначаются циклоны и антициклоны?
 17. Местные циркуляции воздушных масс.

ЛЕКЦИЯ 14 Ветер

Скорость ветра выражается в м\сек, в км/час (транспорт), в узлах (морские мили в час), существует и оценка скорости ветра в баллах по так называемой шкале Бофорта:

- 0 – скорость ветра соответствует штилю (полное спокойствие);
- 4 – умеренный ветер (5-7 м/сек);
- 9 – шторм;
- 12 – ураган.

У земной поверхности скорость ветра как правило равна 4-7 м/сек. В урагане – 30 м/сек. Однако порывы ветра в тропических ураганах достигают и 100 м/сек.

Направление ветра – говоря о направлении ветра имеют в виду направление, откуда он дует. Указать данное направление можно либо назвав точку горизонта, откуда дует ветер (при наблюдениях за ветром вблизи поверхности), либо угол, образуемый направлением ветра с меридианом места, то есть его азимут (при наблюдениях в высоких слоях атмосферы).

В первом случае различают восемь основных румбов горизонта: С, В, З, Ю, СВ, ЮВ, ЮЗ, СЗ и восемь промежуточных румбов между ними: ССВ, ВСВ, ВЮВ, ЮЮВ, ЮЮЗ, ЗЮЗ, ЗСЗ, ССЗ. Если направление ветра характеризуется углом с меридианом, то отсчет румбов ведется от Севера по часовой стрелке. При климатологической обработке наблюдений над ветром для каждого пункта строят диаграмму, представляющую собой распределение повторяемости направлений ветра по основным румбам, то есть так называемую “розу ветров”.

Ветер быстро и постоянно меняет свою скорость и направление, колеблясь около средних величин. Причиной колебаний скорости и направления ветра является турбулентность. Ветер, обладающий резко выраженными колебаниями скорости и направления, называется порывистым.

При особо сильной порывистости ветер называется шквальным.

При обычных стационарных наблюдениях над ветром определяют среднее направление и среднюю скорость за определенный промежуток времени, как правило, за 2 мин.

Порывистость ветра тем больше, чем больше турбулентность, следовательно, она сильнее выражена над сушей, чем над морем. Особенно велика порывистость ветра в районах со сложным рельефом. Летом она бывает больше, чем зимой, и имеет послеполуденный максимум.

Всякое препятствие, стоящее на пути ветра, возмущает поле ветра (горные хребты, здания, деревья и т.д.). Прежде всего препятствия отклоняют воздушные течения: они должны либо обтекать препятствие с боков (в большей степени), либо перетекать через него сверху. Перетекание воздуха

через препятствие приводит к увеличению облаков и осадков на наветренном склоне горы при восходящем движении воздуха и к рассеиванию облачности на подветренном склоне при нисходящем движении ветра. Обтекая препятствие, ветер перед ним ослабевает, а с боковых сторон усиливается. За препятствием скорость ветра уменьшается – там возникает ветровая тень.

Ветер сильно усиливается, попадая в суживающееся орографическое ложе, например, между двумя хребтами. При продвижении воздушного потока его поперечное сечение уменьшается, а так как сквозь уменьшенное сечение должно пройти столько же воздуха, его скорость возрастает.

Геострофический ветер – простейший вид движения воздуха, который можно представить теоретически – прямолинейное равномерное движение без трения. При геострофическом ветре кроме движущей силы градиента давления на воздух действует еще отклоняющая сила вращения Земли. Поскольку движение предполагается равномерное, обе силы уравниваются, то есть равны по величине и направлены взаимно противоположно. Отсюда следует, что в северном полушарии геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя низкое давление слева.

Ветер у земной поверхности всегда больше или меньше отличается от геострофического по скорости и направлению. У земной поверхности достаточно велика сила трения, которая для геострофического ветра предполагается равной нулю.

Пассаты – это устойчивые преимущественно восточные ветры умеренной скорости (5-8 м/сек у земной поверхности), дующие в каждом полушарии на обращенной к экватору стороне субтропической зоны высокого давления. Однако субтропические зоны даже на средних картах (а тем более на картах ежедневных) распадаются на отдельные антициклоны. Таким образом, пассаты – это ветры в обращенных к экватору частях субтропических антициклонов.

Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят параллельно широтным кругам, и, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление. Однако на востоке каждого антициклона к восточной составляющей ветра присоединяется еще и составляющая, направленная к экватору, а на западе – составляющая, направленная от экватора. В общем же меридиональные составляющие в пассатном переносе малы по сравнению с восточной составляющей.

В слоях, близких к земной поверхности, где действует трение, ветер отклоняется от изобар на некоторый угол в сторону низкого давления. Это значит, что на южной периферии субтропического антициклона в северном полушарии у земной поверхности вместо восточных ветров получаются северо-восточные; аналогично – на северной стороне субтропического антициклона в южном полушарии у земной поверхности дуют преимущественно юго-восточные ветры. Иначе говоря, вследствие трения

пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. Пассаты северного полушария часто называют поэтому северо-восточными, а южного – юго-восточными.

Однако нужно помнить, что эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности, и то не для всей области пассатов, а только там, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

Субтропические антициклоны над океанами хорошо выражены на многолетних средних картах. На ежедневных картах видно, однако, что это вовсе не постоянно существующие антициклоны. На самом деле антициклоны здесь возникают заново, перемещаются и исчезают. Но при этом антициклоны в субтропиках абсолютно преобладают над циклонами. Поэтому на многолетних картах и создаются субтропические центры действия с высоким давлением. Характерно, что на климатологических картах над каждым океаном в каждом полушарии расположено по одному антициклону. На ежедневных же картах их больше – часто два, иногда три над каждым океаном; над Тихим океаном – до четырех.

Распределение давления меняется в тропиках день ото дня мало. Поэтому пассаты обладают большой устойчивостью направления. Но все же, поскольку субтропические антициклоны день ото дня перемещаются, направления пассатных ветров также в общем подвержены некоторым изменениям. Кроме того, внутри пассатов возникают атмосферные волны, которые также влияют на направление самих пассатов.

Внутритропическая зона конвергенции

Пассаты обоих полушарий разделены переходной зоной с неравномерными, часто слабыми, но иногда довольно сильными шквалистыми ветрами. В этой зоне в общем наблюдается сходимоссть воздушных течений, почему она и называется внутритропической зоной конвергенции. Прежде она называлась экваториальной зоной затишья, что не совсем верно отражало ее характер.

Вследствие сходимости ветра конвекция в этой зоне резко усиливается и развивается до больших высот по сравнению с зонами пассатов. Сильные восходящие движения прорывают и размывают здесь пассатную инверсию. Облака превращаются в мощные кучевые и кучево-дождевые, и из последних выпадают обильные осадки линейного характера.

Положение внутритропической зоны конвергенции на отдельных ее участках изо дня в день меняется, и иногда значительно. Нередко внутритропическая зона конвергенции обостряется в узкий тропический фронт, на котором пассат одного полушария непосредственно сменяется пассатом другого полушария.

При хорошо выраженной сходимости ветра тропические фронты мало выражены в поле температуры, которая в обоих пассатах близка. Больше могут быть различия по влажности.

В некоторых частях океанов (например, на востоке Индийского и на западе Тихого океанов) во внутритропической зоне конвергенции дуют временами довольно сильные (5-10 м/сек) западные ветры, более или менее отграниченные от обоих пассатов двумя параллельными тропическими фронтами. Эти экваториальные западные ветры захватывают слои атмосферы от земной поверхности до высоты в несколько километров.

В переходные сезоны эта экваториальная зона западных ветров над Индийским океаном имеет в ширину всего несколько градусов широты и располагается симметрично экватору. Западные направления этих ветров объясняются, по-видимому, тем, что вблизи экватора ветер не является квазигеострофическим и дует по барическому градиенту, а последний на больших участках экватора направлен с запада на восток.

Летом экваториальная зона западных ветров этого полушария расширяется, захватывая более высокие широты и создавая там летний муссон, уже квазигеострофический. При этом один из двух тропических фронтов, ограничивающих зону западных ветров, остается вблизи экватора, а другой смещается к северу или к югу вместе с продвигающимся муссоном.

Тропические муссоны особенно резко выражены и устойчивы в тропических широтах. В Тихом и Атлантическом океанах эти ветры развиты мало, за исключением западной части Тихого океана и смежных с нею районов Восточной Азии и Индонезии. Над этими океанами в тропиках преобладают пассаты, устойчиво сохраняющие свое преобладающее восточное направление в течение всего года.

Зато в бассейне Индийского океана муссонная циркуляция наблюдается на обширных пространствах внутри тропиков почти над всем северным Индийским океаном, Индостаном, Индокитаем, южным Китаем, над Индонезией, над низкими широтами южного Индийского океана вплоть до Мадагаскара и Северной Австралии, а также над большими площадями в Экваториальной Африке, особенно в ее восточной части.

Сильное развитие муссонов над указанными областями связано со своеобразием здешних географических условий, именно с наличием к северу от Индийского океана огромного азиатского материка, а также с распространением Африки на оба полушария.

Непосредственным условием режима тропических муссонов является сезонное изменение положения субтропических антициклонов и экваториальной депрессии. Дело в том, что экваториальная депрессия в июле смещается в более высокие широты северного полушария, особенно на материках, а в январе отодвигается в южное полушарие. Субтропические антициклоны вместе с этим смещаются к северу в июле и к югу в январе. Вследствие такого сезонного перемещения в некоторых областях по обе стороны от экватора происходит резкое сезонное изменение преобладающих барических градиентов и, следовательно, преобладающих ветров.

Зимний муссон совпадает по своему направлению (в общем восточному) с пассатом, он дует по обращенной к экватору периферии субтропического антициклона данного полушария. Направление летнего муссона, напротив,

противоположно пассатному (в общем-то оно не восточное, а западное) по обращенной к экватору периферии депрессии, находящейся в данном полушарии. Смена тропических муссонов, вообще говоря, есть смена преобладающих восточных ветров в тропиках на преобладающие западные ветры или обратно.

Основную причину тропических муссонов можно видеть в различном нагревании полушарий в течение года. Если по обе стороны от экватора находится океан, то указанные сезонные смещения зон давления невелики и муссоны не получают особого развития. Но, например, над африканским материком распределение давления меняется от января к июлю сильно. Над Сахарой летом господствует пониженное давление, а зимой – отрог азовского антициклона; над Южной Африкой в ее зиму – также антициклон, а летом – депрессия. В связи с этим направление барических градиентов над тропической Африкой от сезона к сезону резко меняется в широкой полосе, что и является здесь причиной муссонов.

Особенно мощные тропические муссоны в бассейне Индийского океана объясняются тем, что сезонные изменения температуры полушарий здесь усилены огромным азиатским материком к северу от экватора, прогретым летом и охлажденным зимой. В связи с этим над Южной Азией происходит резкая сезонная смена низкого давления на высокое и обратно с соответствующей муссонной циркуляцией.

На южное полушарие Индийского океана муссоны распространяются меньше, наиболее – в районе северной Австралии, где сезонные изменения температуры материка также сильно влияют на распределение давления, и на запад океана, где муссоны захватывают северный Мадагаскар.

Зимний тропический муссон в бассейне северного Индийского океана принято называть северо-восточным, а летний – юго-западным, имея в виду преобладающие направления у земной поверхности.

Эти направления в основном связаны с отклонением ветра в нижних слоях атмосферы от зонального направления изобар, вследствие трения. На востоке Китая изобары ближе к меридиональному, чем к зональному направлению и зимой, и летом. Поэтому здесь зимний муссон – северный или северо-западный, а летний – южный или юго-восточный в соответствии с барическим полем в этом районе.

Преобладание переноса воздуха зимой с материка на океан, а летом с океана на материк приводит к важным особенностям погоды и климата тропических муссонов. Здесь резко выраженный сухой сезон приходится на период зимнего муссона. Летние муссонные осадки связаны отчасти с фронтами, возникающими между различными ветвями муссонного течения, отчасти – с подъемом воздуха по орографическим препятствиям, отчасти – с конвекцией. В Индии и Китае под словом муссон часто подразумевается только летний муссон.

Долгое время считалось бесспорным, что летний муссон есть пассат другого полушария, пересекающий экватор и изменивший направление под влиянием изменившегося барического поля и изменившегося направления

отклоняющей силы. Но это, возможно, правильно лишь для средней части сезона.

Тропические циклоны – последствия атмосферных возмущений внутри тропиков. По большей части это слабые тропические депрессии, часто даже без замкнутых изобар, возникающие как волновые возмущения на внутритропической зоне конвергенции (на тропическом фронте), а также на пассатных фронтах. Слабые волновые возмущения возникают и независимо от фронтов, внутри пассатного течения. Перемещаются эти тропические депрессии медленно, преимущественно с востока на запад, в общем по направлению переноса воздуха внутри тропиков.

В некоторых редких случаях тропические возмущения усиливаются настолько, что сила ветра в них достигает 20 м/сек и более. Диаметр главного возмущения - - порядка нескольких сотен километров. Эти-то жестокие возмущения со штормовыми и даже ураганскими ветрами и носят название тропических циклонов, в зависимости от силы ветра их называют тропическими штормами (18-33 м/сек) или тропическими ураганами (более 33 м/сек). Ближе 5 градусов широты к экватору тропические циклоны наблюдаются редко, так как отклоняющая сила вращения Земли здесь слишком мала, чтобы развить сильную циклоническую циркуляцию; возникающие здесь разности давления должны быстро заполняться. В указанных зонах тропические циклоны развиваются только над морем; над сушей они не образуются, и если циклон попадает на сушу, то быстро затухает в связи с увеличением трения и притока воздуха внутрь циклона в нижних слоях.

По новейшим данным, полученным с помощью спутников, тропические циклоны Северной Атлантики могут возникать над Африкой, но ветер в них усиливается до шторма или урагана уже над океаном.

Максимум повторяемости тропических циклонов приходится на лето и осень данного полушария, когда зона конвергенции не слишком близка к экватору, а поверхность океана особенно нагрета – не менее, чем до +27° С.

Условие удаленности от экрана зон конвергенции отсутствует в южном Атлантическом океане и на востоке Тихого океана: тропические циклоны здесь не возникают.

Для развития циклона из слабой депрессии нужна большая энергия неустойчивости воздушных масс. Именно неустойчивость стратификации и связанный с нею подъем воздуха, особенно насыщенного, с выделением огромного количества тепла конденсации, определяют кинетическую энергию циклона. Мощный подъем нагретого и влажного воздуха над большой площадью океана в возникшем возмущении является главной причиной развития сильного тропического циклона. Для такого подъема воздуха необходимо еще, чтобы в верхней тропосфере на развивающемся циклоне существовала хорошо выраженная расходимость линий тока. Воздух в циклоне поднимается вверх, в высоких слоях вытекает из циклона, что поддерживает в нем длительный дефицит давления.

Тропический циклон сначала перемещается с востока на запад, то есть в направлении общего переноса воздуха в тропической зоне. При этом он отклоняется к высоким широтам, например, в северном полушарии движется к северо-западу. Если он попадает на материк, оставаясь в тропиках, то быстро затухает над сушей. Но если циклон достигает широт, близких к тропику, оставаясь над океаном, то погибает с запада субтропический антициклон и выходит из тропиков, меняя направление с северо-западного на северо-восточное.

Типичная траектория тропического циклона, перемещающегося сначала внутри тропиков, а затем выходящего во внетропические широты, будет, таким образом, напоминать параболу с вершиной, обращенной к Западу. Но в отдельных случаях пути тропических циклонов бывают очень разнообразными.

Скорость перемещения тропических циклонов внутри тропиков мала: всего 10-20 км/час (это не скорость ветра в самом циклоне!). При выходе циклона во внетропические широты скорость возрастает до обычных пассатных внетропических циклонов.

Погода в тропическом циклоне. Сформировавшийся тропический циклон представляет собой округлую, слегка растянутую область пониженного давления диаметром в несколько сотен километров (до 1000 км). При этом давление в центре циклона нередко падает, как и в глубоких циклонах внетропических широт, до 960-970 мб. В отдельных случаях наблюдались рекордные падения до 885 мб., каких во внетропических циклонах не бывает. Вследствие малой площади и большой глубины циклона барические градиенты и скорости ветра в нем очень велики: максимальные градиенты доходят 15 мб. на градус, в отдельных случаях больше. Скорость ветра достигает 30-50 м/сек (рекорд – 65 м/сек, порывы – до 100 м/сек).

Циклоническая циркуляция захватывает нижнюю половину тропосферы, часто простираясь и вверх. В тайфуне «Сари» в марте 1956 года циклоническая циркуляция наблюдалась до 12 км.

Облачность в тропическом циклоне представляет собой сплошное гигантское грозное облако, выпадают сильные ливневые осадки, грозные явления достигают большой интенсивности. В самом центре циклона обычно находится небольшая зона (десятки км в диаметре), свободная от мощных облаков со слабыми ветрами, - так называемый глаз бури, или глаз циклона. Сильные восходящие движения, господствующие в большей части тропического циклона, уступают в этой области место нисходящему движению воздуха, удаляющему его от конденсации. Облака циклона окружают глаз в виде амфитеатра огромного стадиона. В одном тайфуне облака вокруг «глаза» возвышались до 14 км. Температура воздуха в тропическом циклоне вообще повышена по сравнению с окружающей атмосферой в связи с выделением огромного количества скрытого тепла при конденсации.

Распределение температуры равномерно и симметрично относительно центра, а вертикальная стратификация очень неустойчива. В глазе бури, однако, наблюдаются еще более высокие температуры, связанные с нисходящими движениями воздуха, и устойчивая стратификация атмосферы. В начале развития тропического циклона в нем можно обнаружить термическую асимметрию, являющуюся следствием того, что циклон возник на границе двух воздушных масс, на фронте. В последующем развитии эта асимметрия выравнивается штормовыми ветрами циклона.

При своем продвижении тропический циклон вызывает сильнейшие волнения в море, угрожающие катастрофой мелким судам. Плоские берега, вблизи которых циклон проходит, иногда затапливаются гигантскими волнами, до 10-15 м высотой. В Индии это приводило к огромным разрушениям и человеческим жертвам (1 января 1876 г. погибло 250 тыс. человек).

Задев сушу, тропический циклон может привести к опустошению, как это было, например, в Майами, во Флориде, в 1923 г. И часто случается в Южной Японии. Тайфун «Вера» в 1959 г. со скоростью ветра до 90 м/сек оставил без крова более полутора миллионов японцев. Только один тропический циклон средней силы «Одри», захватив прибрежную зону Техаса и Луизианы 27 ноября 1957 г., причинил убытки в 150-200 млн. долларов, унеся около 400 человеческих жизней. Но иногда (раз в 10 лет) ущерб от одного тропического циклона в США достигает 1 млрд. долларов; в одном случае ущерб достиг даже 2 млрд. долларов.

В начале октября 1963 г. ураган «Флорида!» менял свое направление как раз над Кубой и задержался над островом на несколько суток. Восточные провинции Кубы были опустошены, свыше 3 тыс. человек погибли, главным образом в результате наводнения.

Перейдя в умеренные широты и изменив направление, тропический циклон расширяется по площади, градиенты в нем приводят к появлению в нем температурного контраста между тропическим воздухом и полярным. Циклон более или менее принимает характер внетропического и в таком виде может проникнуть иногда в довольно высокие широты (вплоть до Исландии и Камчатки).

Прослеживание тропических циклонов и предупреждение о них представляет важную задачу для службы погоды на Дальнем Востоке (особенно на Филиппинских островах), в США и других районах, подверженных этому атмосферному возмущению. Для прослеживания за этими циклонами в последнее время стали применять радиолокацию, регулярное самолетное прослеживание, метеорологические спутники.

Контрольные вопросы к разделу о ветре:

1. Что такое ветер?
2. Как направлен ветер в циклоне и антициклоне? А давление?
3. Где может наблюдаться стоковый ветер?
4. Как возникают горно-долинные ветры?

5. Ветры общей циркуляции атмосферы.
6. Тропические циклоны и антициклоны.
7. Погода в тропических циклонах и антициклонах.
8. Что такое градиентная сила?
9. Какой ветер называется геострофическим?
10. Как действует на ветер вращение Земли?
11. Как действует на ветер трение? Препятствия?
12. Что такое пассаты?
13. Что такое «роза ветров»?
14. Как изменяется ветер вблизи земной поверхности в течение суток?

ЛЕКЦИЯ 15 Местные ветры

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

Бризы

Во-первых, местные ветры могут быть проявлением местных циркуляций, независимых от общей циркуляции атмосферы, налагающихся на нее. Таковы, например, бризы по берегам морей и больших озер. Различия в нагревании берега и воды днем и ночью создают вдоль береговой линии местную циркуляцию. При этом в приземных слоях атмосферы ветер дует днем с моря на более нагретую сушу, а ночью, наоборот, с охлажденной суши на море.

Скорость бризов 3-5 м/сек, в тропиках больше. Бризы выражены отчетливо в тех случаях, когда погода ясная и общий перенос воздуха слаб, как это бывает во внутренних частях антициклонов. Особенно хорошо выраженная бризовая циркуляция наблюдается в субтропических антициклонах, например, на побережьях пустынь, где суточные смены температуры над сушей велики, а общие барические градиенты малы.

Хорошо развитые бризы наблюдаются также в теплое время года на таких морях средних широт, как Черное, Азовское, Каспийское.

Бризы захватывают слой атмосферы в несколько сотен метров, до 1-2 км. Дневной бриз наблюдается в более мощном слое, чем ночной. Обратный перенос над бризом также имеет мощность 1,5-2 км. В тропиках мощность бризов больше, чем в высоких широтах. От береговой линии бризы распространяются вглубь суши на десятки км.

Вторжение морского бриза на сушу имеет общие черты с вторжением холодного фронта. Дневной бриз несколько понижает температуру над сушей и увеличивает относительную влажность. Например, в Мадрасе (Индия) морской бриз понижает температуру на 2-3 градуса и повышает влажность на 10-20%. В Западной Африке эффект значительно больше (снижение до 10°C , повышение до 40%).

Очень сильный климатический эффект производит бриз Сан-Францисского залива. Так как морской воздух приходит с вод холодного Калифорнийского течения, то средние температуры летних месяцев в Сан-Франциско оказываются на $5-7^{\circ}$. ниже, чем в Лос-Анджелесе, расположенном всего на 4° широты южнее.

Бризы наблюдаются также на побережьях крупных озер, таких, например, как Севан, Иссык-Куль, Ладожское, Онежское, и даже на больших реках, как Волга. Но здесь явления бризов имеют уже микроклиматический масштаб: скорость ветра, его вертикальная мощность и горизонтальное распространение значительно меньше, чем при бризах на берегах морей.

Характер местной циркуляции имеют также *горно-долинные* ветры. В горных системах дуют ветры с суточной периодичностью, схожие с бризами. Днем долинный ветер дует из горла долины вверх по долине, а также вверх по горным склонам. Ночью горный ветер дует вниз по склонам и вниз по долине, в сторону равнины. Такие ветры хорошо выражены во многих долинах и котловинах Альп, Кавказа, Памира и в других горных странах, главным образом в теплое полугодие. Вертикальная их мощность незначительна, ветры заполняют все поперечное сечение долин, вплоть до гребней и ее боковых хребтов. Как правило, они не сильны, но иногда достигают 10 м/сек и более.

Можно выделить две причины возникновения горно-долинных ветров. Одна из них создает дневной подъем или ночное опускание воздуха по горным склонам – ветры склонов; другая создает общий перенос воздуха вверх по долине днем и вниз ночью.

Днем склоны гор нагреты сильнее воздуха, поэтому воздух в непосредственной близости к склону нагревается сильнее, чем воздух, расположенный дальше от склона, и в атмосфере устанавливается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона в свободную атмосферу. Более теплый воздух у склона начинает подниматься по склону вверх, как при конвекции. Такой подъем приводит к усилению образования на склонах облаков. Ночью, при охлаждении склонов, условия меняются на обратные.

К этим ветрам склонов присоединяются перенос воздуха в более крупном масштабе между долиной в целом и прилегающей равниной со сменой суточных направлений.

В горах также наблюдаются *ледниковые* ветры, дующие вниз по леднику. Этот ветер не имеет суточной периодичности, так как температура поверхности ледника круглые сутки производит на воздух охлаждающее действие. Над льдом господствуют инверсии температуры, и холодный воздух стекает вниз. Над некоторыми ледниками Кавказа скорость ледникового ветра порядка 3-7 м/сек.

Вертикальная мощность потока ледникового ветра несколько десятков, в особых случаях – сотен метров.

Ледниковые ветры в громадных размерах особенно выражены в Антарктиде. Здесь над постоянным ледяным покровом, на периферии

материка возникают *стоковые ветры* (чаще всего – юго-восточные) – перенос выхоложенного воздуха к береговой линии по наклону в сторону океана. Так как, кроме барического градиента, на этот перенос воздуха влияет сила тяжести, то по мере приближения воздуха к береговой черте в нижних 100-200 м могут развиваться очень большие скорости ветра, до 20 м/сек и более, с резкой порывистостью. Вместе с сильными ветрами, вызванными постоянным прохождением глубоких циклонов вокруг Антарктиды, стоковые ветры делают многие районы ее побережья самыми ветровыми местами на Земном шаре.

Фен

Во-вторых, местные ветры могут представлять собой местные возмущения течений общей циркуляции атмосферы под воздействием орографии или топографии местности. Таков, например, фен – теплый ветер, дующий по горным склонам в долины, когда течение общей циркуляции переваливает горный хребет.

Нисходящие течения фена, связанные с повышением температур воздуха, являются следствием именно влияния хребта на течение общей циркуляции. Температура фена значительно и иногда резко повышается, относительная влажность воздуха также резко падает, иногда до очень малых значений.

В начале фена могут наблюдаться резкие и быстрые колебания температуры и влажности вследствие встречи теплого воздуха фена с холодным воздухом долины. Порывистость фена указывает на сильную турбулентность. Продолжительность фена может быть от нескольких часов до нескольких суток, иногда с паузами.

Фены с давних времен известны в Альпах. Они также часты на Западном Кавказе. Они наблюдаются и под обрывистой стеной Яйлы на Южном берегу Крыма, в горах Средней Азии и Алтая, в Якутии, Западной Гренландии, на восточных склонах Скалистых гор и во многих других горных системах.

О повторяемости фенов можно судить по следующим средним годовым числам дней с этим ветром: в Кутаиси - 114, в Тбилиси – 45, на Телецком - озере до 150, в Инсбруке (Австрия) – 75.

При сильном развитии фена на подветренной стороне хребта нередко на наветренной стороне наблюдается восходящее движение воздуха по горному склону. Если хребет достаточно высок, то восходящий воздух, достигнув уровня конденсации, будет охлаждаться по влажноадиабатическому закону и на наветренной стороне произойдет образование облаков и выделение тепла конденсации.

При опускании фенового воздуха по подветренному склону содержащиеся в нем облака будут испаряться; на наветренном склоне они, напротив, все время образуются заново. В результате облачная масса в феновом потоке - феновая стена - кажется неподвижно прикрепленной к гребню хребта.

Продолжительный и интенсивный фен может привести к бурному таянию снега в горах, к повышению уровня и разливам горных рек и т.п. Летом фен вследствие высокой температуры может губительно действовать на

растительность. В Кутаиси, например, случается, что при летних фенах листва деревьев высыхает и опадает.

Но фен может наблюдаться и в арктическом воздухе, когда он перетекает, скажем, через Альпы или Кавказ и опускается по южным склонам. Даже в Гренландии стекание воздуха с трехкилометровой высоты ледяного плато на фиорды создает очень сильные повышения температуры. В Исландии наблюдались повышения температуры на 30° . на несколько часов.

Бора

Влиянием орографии объясняется и бора с различными ее разновидностями. Это сильный холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону достаточно теплого моря. Бора с давних пор известна в районе Новороссийской бухты на Черном море и на Адриатическом побережье Югославии, в районе Триеста. Сходные явления обнаружены на Новой Земле.

К типу бор относятся и САРМА близ Ольхонских ворот на Байкале.

Достаточное сходство с борой имеют НОРД в районе Баку, МИСТРАЛЬ на Средиземноморском побережье Франции, НОРТСЕР в Мексиканском заливе...

Бора возникает в тех случаях, когда холодный фронт подходит к прибрежному хребту с северо-востока, и холодный воздух сразу же переваливает невысокий хребет. Низвергаясь вниз по горному склону под действием силы тяжести, воздух приобретает значительную скорость: в Новороссийске в январе скорость боры достигает в среднем более 20 м/сек. Падая на поверхность воды, этот нисходящий ветер создает сильное волнение. При этом резко понижается температура воздуха, которая до боры была над теплым морем достаточно высокой.

Шквалы. Иногда на ограниченных территориях наблюдаются резкие кратковременные усиления ветра, называемые шквалами. Скорость ветра внезапным порывом усиливается до 20 м/сек и более, на несколько минут, повторяясь иногда на протяжении короткого времени.

Более или менее резко меняется и направление существовавшего ветра. Несмотря на кратковременность, шквалы могут приводить к катастрофическим последствиям.

Шквалы в большинстве случаев связаны с кучево-дождевыми (грозовыми) облаками либо местной конвекции, либо холодного фронта. В первом случае они называются внутримассовыми, во втором – фронтальными.

Внутримассовый шквал обусловлен тем, что в передней части кучево-дождевых облаков возникает сильное восходящее движение воздуха, а в центральной и тыловой части – нисходящее, создаваемое, в частности, ливневыми осадками, увлекающими с собой воздух.

Сходные условия будут и при фронтальном шквале, но с резкой формой обрушивания воздуха. Фронтальные шквалы наблюдались вдоль фронта одновременно в ряде мест, поэтому в XIX веке, когда было установлено существование холодных фронтов, их называли линиями шквалов.

Смерчи и тромбы возникают, кроме шквалов, в условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации в виде особых вихрей с вертикальной осью. Они напоминают циклоны миниатюрных масштабов. Это совсем малые пыльные вихри, во множестве возникающие над перегретой почвой в пустынях и на их границах, где резко меняются свойства подстилающей поверхности. В Сахаре на площади 10^2 км таких вихрей наблюдается иногда до 100 в день. Часты они летом на восточном Памире...

Поперечник смерчей от 1 до 100 м, высота до 1 км, скорость перемещения 20-30 км/час. В таком вихре наблюдается быстрое вращение воздуха с одновременным его подъемом, так что попавшие в вихрь пыль, листья и другие предметы увлекаются по спиральным путям.

Большое значение имеют более крупные вихри, называемые над морем смерчами, а над сушей – тромбами. В Северной Америке именно тромб вызывают ТОРНАДО – ураганные вихри огромной опустошающей силы. Вихрь возникает обычно в передней части грозового облака и проникает сверху до самой земной поверхности. У смерчей диаметр вихря порядка десятков метров, а у тромбов – 100-200 м., а в американских торнадо и больше (это устанавливается по ширине полосы разрушений).

Тромб виден как огромный темный столб между облаками и землей, расширяющийся кверху и книзу, или как хобот, свисающий из облака. Это объясняется тем, что вихрь втягивает сверху облако, а снизу пыль или воду, кроме того, при сильном падении давления внутри вихря происходит конденсация водяного пара.

Вихрь перемещается вместе с облаком чаще всего со скоростью 30-40 км/час.

Время существования смерчей измеряется минутами, тромбов – десятками минут, иногда несколькими часами. Скорости ветра в тромбах достигают 50-100 м/сек.

Тромбы проходят поодиночке, хотя торнадо изредка наблюдаются по два или по несколько. Смерчи часто возникают сериями.

Атмосферное давление при шквалах резко повышается в связи с бурным выпадением осадков, а затем снова падает (грозовой нос).

Тромб сопровождается грозой, ливневым дождем, градом. Водяные смерчи реже связаны с грозами.

В Европе тромбы сравнительно редки и наблюдаются преимущественно в жаркую летнюю погоду в послеполуденные часы в воздушных массах тропического происхождения с большими вертикальными градиентами температуры. В направлении к северу они отмечались до Северной Шотландии, Южной Норвегии, Швеции (до 60 гр. с.ш.), Соловецких островов, в Сибири до низовьев Оби. На европейской территории СНГ каждое лето в разных местах отмечается несколько тромбов. Были случаи, когда они достигали здесь катастрофической силы, например, московский тромб 29 июня 1904 г., сравнимый по интенсивности с американскими торнадо. По видимому, на Азиатской территории СНГ тромбы возникают чаще, но, проходя в малонаселенных районах, замечаются реже.

В США наблюдается в среднем 200 торнадо в год, преимущественно в теплое время. Интенсивность их разна, но и скорости (до 125 м/сек) и диаметры их гораздо больше, чем у европейских.

Случалось, что торнадо поднимали в воздух дома вместе с жителями. В среднем за год от них гибнет 200 человек, а в одном случае (18 марта 1925 г.) торнадо унес почти 700 человеческих жизней. Одно единственное торнадо в Северной Дакоте разрушило 500 домов в 1957 г. на площади в одну квадратную милю, причинив ущерб на 15 млн долларов.

Преобладание тромбов США можно объяснить тем, что здесь летом часто господствует очень теплый, влажный и неустойчиво стратифицированный воздух с Мексиканского залива, благоприятный для образования гроз и торнадо. В Европу же тропический воздух попадает реже.

В-третьих, местными ветрами называют и такие сильные ветры в некоторых районах, которые являются, по существу, течениями общей циркуляции. Интенсивность их проявления и их характерность для данного географического района являются следствием самого механизма общей циркуляции, самого географического распределения синоптических процессов. В этом значении называют местным ветром, например, *Сирокко* на Средиземном море.

Суховей – ветер при высокой температуре и низкой относительной влажности воздуха. Температура при суховеях всегда высокая и часто достигает 35-40 ° С. Относительная влажность воздуха составляет до 30%, скорость ветра всегда больше 5 м/сек и часто достигает 20 м/сек.

Суховеи наблюдаются летом в степной и лесостепной зонах Европейской территории РФ, в Казахстане и Средней Азии, когда над этими районами расположена южная или юго-западная периферия антициклона, а над западной частью РФ давление понижено. При таком распределении давления воздушный поток суховея направлен на запад.

Суховеи образуются в результате трансформации воздушных масс, чаще всего арктического происхождения. Перемещаясь над континентом в низкие широты, воздух сильно нагревается и становится еще более сухим. Этот ветер – метеорологическое явление, неблагоприятное для сельскохозяйственного производства.

Известны также многочисленные местные ветры в различных районах Земли, носящие особые названия, такие, как САМУМ, ХАМСИН, АФГАНЕЦ и пр. Упоминание о таких ветрах можно найти в физико-географических или климатических характеристиках отдельных местностей. Например, на Алтае ветер северного направления, поднимающий на водной глади мелкую рябь, называют СИБЕРОМ.

Над высокими горными грядками, такими, как, например, Анды, возникают так называемые *струйные* ветры со скоростями выше 150 км/час.

Примерно, такой же по происхождению ветер часто наблюдается над горой Вашингтон в Северной Америке, его скорость достигла однажды 371 км/час, и данный показатель внесен в Книгу рекордов Гиннеса.

К местным относится и ветер ураганной силы, сопровождающий на Дальнем Востоке циклон, который здесь называют **тайфуном**. Он часто дует с июля по октябрь, принося населению дальневосточного побережья немалые проблемы.

Известно что в основном волны на поверхности водоемов создаются ветрами. Иное дело – цунами, представляющая из себя волну необычайно высоких размеров, которая инициируется вулканами.

С развитием космической техники обнаружилось, что по морям-океанам гуляют так называемые «бродячие валы», высота которых достигает до 50 метров. Они возникают внезапно, причем ветер нередко особой роли в их возникновении и развитии не играет.

Среди ученых существует две гипотезы возникновения данных волн. Первая – это временная задержка какого-то значительного морского или океанического течения ветром, дующим против этого течения. Когда ветер вдруг ослабевает, течение освобождается от противника и идет, как говорят, валом.

Но, например, в Северном море нет таких течений, а бродячие волны нередко встречаются и здесь. Это может быть объяснено, в свою очередь, тем, что в морях и океанах существуют некие глубокие впадины, видные из космоса. Вероятно, действие факторов обеих гипотез и является источником этих чудовищных валов, погубивших не одну сотню кораблей.

Контрольные вопросы к разделу о ветре:

1. Какие местные ветры вы знаете?
2. Что такое бриз?
3. Куда дует бора?
4. Через что переваливает фен?
5. Характеристика смерчей и тромбов.
6. Что и где сушит суховей?

ЛЕКЦИЯ 16 Загрязнение атмосферы.

Привнесение в атмосферу или образование в ней физико-химических агентов и веществ, обусловленное как природными, так и антропогенными факторами, есть ничто иное, как загрязнение атмосферы.

Естественными источниками в загрязнении атмосферы выступают такие явления, как вулканизм, лесные пожары, пыльные бури, выветривание и т.д. Эти факторы не угрожают последствиями природным экосистемам, за исключением отдельных естественных природных катастроф: например, извержение вулкана Кракатау в 1883 г., когда в атмосферу было выброшено 18 км^3 тонко измельченного пепла; извержение вулкана Катмай на Аляске в 1912 г., выбросившего в атмосферу 20 км^3 рыхлых продуктов вулканического происхождения. Пепел этих извержений распространился на большую часть поверхности Земли и вызвал уменьшение притока солнечной радиации на 10-20%, что, в свою очередь, понизило среднегодовую температуру Северного полушария на $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$. В то же время можно не считать эти последствия каким-то ущербом, поскольку природа, в которой все взаимосвязано, сама устанавливает свое равновесие.

Однако в последние десятилетия антропогенные воздействия человека на природу, в том числе и на атмосферу, стали превышать по масштабам естественные, приобретая глобальный характер.

Антропогенные факторы могут оказывать воздействие на атмосферу различными путями:– нагревание, изменение влажности и т.д., – изменение физико-химических свойств атмосферы (изменение состава, увеличение концентрации углекислого газа, аэрозолей, фреонов); изменение свойств подстилающей поверхности (изменение величины альбедо, системы «океан-атмосфера») и т.д.

К основным источникам загрязнения атмосферы относятся: промышленные предприятия, транспорт, теплоэнергетика, сельское хозяйство и др. Среди отраслей промышленности особенно токсичные выбросы в атмосферу дают предприятия цветной металлургии, химической, нефтехимической, черной металлургии, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной промышленности и др.

По агрегатному состоянию все загрязняющие вещества подразделяются: на - твердые, жидкие и газообразные. Причем последние вещества составляют около 90% всех выбросов. Так наибольший ущерб атмосфере наносят: углекислый газ – 55%; метан – 12% (с учетом не прямых последствий его «вклад» составляет 17%); фреон-11 – 5%; фреон-12 – 11%; закись азота – 5%. Во многих странах именно промышленность дает основную часть загрязнения: в частности, в ФРГ она дает 87% суммарных выбросов в атмосферу сернистого газа, 80% пыли, 40% оксида азота и т.д.

В крупных городах значительная доля загрязнений атмосферы приходится на автотранспорт. Так, в атмосферный воздух Москвы ежегодно поступает 1290 тыс. тонн загрязняющих веществ, из них более 70% приходится на автотранспорт. В среднем на каждого жителя столицы приходится по 120 кг различных загрязняющих компонентов.

Удручающе нынче звучит ироничное утверждение, что «Если вы живете в развитой стране, то с вероятностью на 2/3 вы дышите воздухом, который не соответствует стандартам». Насколько плох этот воздух? Настолько, что уносит ежегодно преждевременно 50 тысяч жизней. Потенциально достаточно плох, чтобы разрушить экосистему, то есть биосферу в целом, и сделать Землю необитаемой.

Наиболее заметным загрязняющим атмосферу явлением можно считать **смог**, который образуется при воздействии солнечных лучей на углеводороды (газы, которые выделяются при сжигании ископаемого топлива). В дни с особенно сильным смогом у людей режет глаза, першит в горле, а у тех, кто страдает респираторными заболеваниями, снижается жизненная активность.

Другой вид загрязнения воздуха – это дожди с высоким содержанием кислот, когда окись азота и газообразная двуокись серы вступают во взаимодействие с воздухом. Такие кислотные дожди наносят вред лесам и озерам в юго-восточной Канаде, на северо-востоке США, в Западной Европе, где ими уничтожено более 30 млн. га лесов: Европа становится «лысеющим континентом».

Кислотные дожди не минуют и Россию: в европейской части страны уровень загрязнения западных ветров примерно в 10 раз больше, чем восточных. Основная часть вредных выбросов исходит от предприятий, использующих в качестве топлива уголь и изготавливающих электрооборудование.

Содержащаяся в атмосфере двуокись углерода играет большую роль в жизни человека, животных и растений, предохраняет землю от перегрева. При отсутствии атмосферы средняя температура земной поверхности была бы -23°C , в действительности же она $+15^{\circ}\text{C}$.

Парниковый эффект

В 1894 г. французский физик Фурье ввел в научную литературу термин «парниковый эффект атмосферы». На рубеже XIX и XX столетий шведский ученый Сванте Аррениус показал важнейшую роль углекислого газа и паров воды в тепловом режиме атмосферы. Проведенные впоследствии расчеты показали, что увеличение количества углекислого газа в атмосфере в 2-3 раза способно повысить температуру приземных слоев воздуха на $8-9^{\circ}\text{C}$, а его уменьшение на 40% снижает среднюю глобальную температуру на $4-5^{\circ}\text{C}$.

Дело в том, что солнечная радиация, частично отражаясь, большей частью достигает поверхности земли и нагревает ее. Землей испускается невидимое инфракрасное излучение, в результате чего Земля охлаждается. Часть инфракрасного излучения поглощается парниковыми газами в атмосфере и таким образом удерживает тепло.

После того как академик А.Б. Ронов количественно определил концентрацию углекислоты в атмосфере в различные геологические эпохи, а позднее была установлена средняя глобальная температура земной поверхности, показано ее изменение в течение последних 600 млн. лет, а

также дана их сравнительная характеристика, удалось доказать полное соответствие изменения концентрации CO_2 в течение определенного времени и средних глобальных температур. Проведенные на геологическом материале исследования показали, что парниковый эффект, связанный с колебаниями концентрации атмосферной углекислоты, действовал и в геологическом прошлом.

Но в одной ли углекислоте дело? Сегодня определенно можно сказать, что взаимоотношения между содержанием атмосферной углекислоты и приземные температуры носят значительно более сложный характер. Буфером здесь выступает Мировой океан. В водах морей и океанов CO_2 в 60 раз больше, чем в атмосфере, а именно – 140 трлн. тонн. При этом соблюдается определенное равновесие. Но когда повышается глобальная температура земной поверхности, океан растворяет в себе еще значительное количество углекислоты и служит, таким образом, регулятором приземных температур.

Накопление углекислоты в атмосфере выше определенного уровня – одна из причин парникового эффекта, так как CO_2 не пропускает солнечное тепло обратно в космос.

Хозяйственная деятельность человека нарушила баланс углекислого газа в природе.

Концентрация двуокиси углерода в атмосфере выросла по сравнению с доиндустриальной эпохой на 28%. Кроме углекислого газа в парниковом эффекте принимают участие такие парниковые газы, как закись азота (так называемый «веселящий» газ), метан, галогеноуглероды - группа веществ, усиливающих парниковый эффект.

Это создает, по мнению многих ученых, реальную угрозу заметного потепления климата, изменения количества осадков, таяния льдов, повышения уровня Мирового океана. Так, например, в центральных районах Китая в июле 1988 г. температура в течение десяти дней сохранялась на отметке 36-46°C, что повлекло за собой миллионы жертв и непомерный крон экономике страны. Горячие воздушные массы поразили в этот год и всю Северную Америку, где из-за чрезмерной жары резко снизились урожаи сельскохозяйственных культур.

Оценки глобального потепления (и в особенности его пространственной структуры) могут быть получены путем экспериментов с глобальными моделями климата. Есть два типа таких экспериментов: первые (равновесные) дают оценку чувствительности климата к росту концентрации парниковых газов в атмосфере; вторые выполняются при постепенном изменении концентрации парниковых газов в модели.

Современные оценки чувствительности климата дают величину в пределах 1,5 – 4,5 °C, оценки, полученные с помощью моделирования, дают для среднегодовой температуры конца 21 века разброс от 0,9° до .5°С.

В настоящее время есть эмпирические данные, подтверждающие усиление парникового эффекта. Например, в эпоху динозавров глобальная температура была на 10-15°C выше нынешней, и геохимики подсчитали, что это

соответствует превышению содержания CO₂ в атмосфере в 4-8 раз по сравнению с наблюдаемым в наши дни. Однако они спорны: изменения климата незначительны, и это позволяет многим климатологам объявлять их нормальным отклонением от средних. И все-таки серьезного внимания эти данные заслуживают: согласно математическим моделям теории катастроф, практически невозможно бороться с катастрофой, когда ее признаки станут уже заметными.

Да и сами данные об усилении парникового эффекта незначительными не назовешь: под угрозой гибели из-за глобального потепления, например, уже оказались белые медведи. По прогнозам ученых уже в этом веке этот вид может исчезнуть с лица Земли!

В настоящее время существует международное соглашение, так называемый Киотский протокол об ограничении и даже квотировании выбросов парниковых газов (особенно углекислого газа) в атмосферу.

Озоновая дыра

Другой долгосрочной угрозой, причем с неизвестными масштабами, является истончение защитного озонового слоя атмосферы вокруг Земли, особенно четко проявившееся над Антарктидой (так называемая «**озоновая дыра**»). Этот слой, отличающийся повышенным содержанием озона, защищает все живое на земле от избыточного ультрафиолетового солнечного излучения. Находится он на высоте 19-23 км. Ученые высказывают опасение, что при дальнейшем разрушении озонового слоя усилится активное воздействие солнечной радиации, увеличивая вероятность смертельных форм рака кожи.

Разрушение озонового слоя вызывается хлорфторуглеводородами – веществами, которые используются в качестве ингредиентов при производстве продуктов в пенящихся и спреевых упаковках.

Загрязнение воздуха, представляющее более явную угрозу здоровью людей, связано с попаданием в атмосферу токсинов, которые вырабатываются при некоторых производственных процессах. Так, крупные западные корпорации ежегодно выбрасывают в воздух до 1,3 млрд. кг химических отходов.

В настоящее время в России две трети населения живет в условиях опасного загрязнения воздуха, которое, в частности, ведет к развитию мутагенеза и канцерогенеза. За последний 2003 год 250 тыс. детей родились уродами, 25% беременностей окончились выкидышами, 30 тысяч детей оказались мертворожденными, 10 млн. человек в детородном возрасте не имеют детей, 105 браков бесплодны, у 10% детей имеются генетические дефекты. При данной тенденции эта статистика грозит вымиранием нации.

Угроза озоновому слою привела к заключению одного из первых жестко обязательных для его участников международных соглашений в сфере охраны окружающей среды – Венской конвенции по охране озонового слоя, подписанной в 1985 г.

Экологический мониторинг

Эффективность управления антропогенными воздействиями возможна лишь в рамках планового природопользования, учитывающего перспективы развития экологической ситуации. Прогнозирование состояния природной среды является ныне исключительно важной задачей. Получение же объективной информации об изменениях природной среды невозможно без проведения наблюдений.

Современное развитие глобальной экологической ситуации потребовало принципиально новых подходов к решению экологических проблем. На смену стихийному подходу должно прийти планомерное воздействие на биосферу, обеспечивающее ее сохранение в качестве здоровой и живой среды обитания.

В 70-х годах в науке возник новый термин для обозначения системы повторных, целенаправленных наблюдений за различными элементами окружающей природной среды в пространстве и времени – **мониторинг**. Появление этого термина связано со Стокгольмской конференцией по проблемам окружающей среды в рамках ООН (1972 г.), где Научным комитетом по проблемам окружающей среды было предложено создать глобальную систему мониторинга окружающей среды (ГМОС – GEMS). Основной задачей ГМОС было положено раннее оповещение о наступающих природных и техногенных изменениях состояния окружающей среды, которые могут нанести прямой или косвенный ущерб здоровью или благосостоянию людей.

В 1973 г. профессор Р. Мэнн в постановочном аспекте изложил концепцию мониторинга, которая была обсуждена на первом Межправительственном совещании по мониторингу в феврале 1974 г. в Найроби. Он предложил называть мониторингом систему повторных наблюдений одного или более элементов окружающей природной среды в пространстве и во времени в соответствии с заранее подготовленной программой.

Ныне мониторинг – это глобальная система наблюдений, оценки и прогноза антропогенных изменений состояния окружающей природной среды. При этом подразумевается, что мониторинг ближе к термину «слежение», нежели «контроль», который предполагает тесную связь с системой управления.

В рамках обеих концепций мониторинг рассматривается как информационная система, включающая в себя прямую и обратную связь.

Система экологического мониторинга должна накапливать, систематизировать и анализировать информацию:

- о состоянии окружающей среды;
- о причинах наблюдаемых и вероятных изменениях состояния (т.е. об источниках и факторах воздействия);
- о допустимости изменений и нагрузок на среду в целом;

- о существующих резервах биосферы.

Мониторинг включает три основных направления деятельности:

1. наблюдения за факторами воздействия и состоянием среды;
2. оценку фактического состояния среды;
3. прогноз состояния окружающей природной среды и оценку прогнозируемого состояния.

Вопросы к разделу о загрязнении атмосферы:

1. Природные атмосферные примеси?
2. Что такое парниковые газы?
3. Чем грозит Земле парниковый эффект?
4. Какую роль в атмосфере выполняет озоновый слой?
5. Что такое «озоновая дыра»?
6. Что такое экологический мониторинг?
7. Каковы основные источники загрязнения атмосферы?
8. Чем грозит человечеству истощение озонового слоя атмосферы?
9. Пути воздействия на атмосферу антропогенных факторов.
10. Пути преодоления антропогенных воздействий на атмосферу.

Лекция 17 Основные факторы формирования климата

Климат - от греч. klima, род. падеж klimatos - буквально наклон; подразумевается – наклон земной поверхности к солнечным лучам.

Климатом называется совокупность атмосферных условий, присущих данной местности в зависимости от ее географической обстановки. Географическая обстановка включает в себя широту и долготу (то есть географические координаты), высоту над уровнем моря, характер земной поверхности, орографию – крупные элементы рельефа, почвенный и растительный покров.

Под климатом также понимают усредненные во времени характеристики, причем обычно это время включает в себя последние сто лет. Оказалось, что столетние средние одинаковы для всей планеты, поэтому сам климат считается глобальной характеристикой.

Атмосферные условия более или менее сильно меняются в годовом ходе от зимы к лету. Совокупность этих условий несколько меняется от года к году, а от одного многолетнего периода к другому – лишь в очень ограниченных пределах. Причем эти изменения носят характер колебаний то в одном, то в другом направлении. Климат таким образом обладает устойчивостью. Так как между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности

существуют тесные связи, то климат как физико-географическая характеристика местности связан с другими составляющими географического ландшафта.

Основные климатообразующие факторы – солнечная радиация, циркуляция атмосферы, подстилающая поверхность. Существуют различные классификации климата, скажем, основанные на учете температуры и осадков – тип постоянного мороза, тундры, умеренно холодный с сухой зимой и равномерным увлажнением, степей, пустынь, саванны, тропических лесов. Есть классификация (ниже), основанная на выделении типов климата отдельных географических зон. Различают также климаты континентальный и морской.

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 систем называются климатообразующими факторами.

Компоненты климатической системы и различные процессы, влияющие на формирование и изменение климата, делятся на внешние и внутренние.

К внутренним процессам относят взаимодействия атмосферы с океаном, с поверхностью суши и льдом, взаимодействие лед – океан, изменения газового и аэрозольного состава атмосферы, облачность, снежный и растительный покров, рельеф, очертания материков.

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

Глобальный климат формируется процессами, происходящими в климатической системе. В современной теории климата в качестве внутренней климатической системы рассматривается совокупность двух ее подсистем – атмосферы и океана. Другие составляющие климатической системы считаются внешними.

Наконец, в качестве внутренней климатической системы можно рассматривать только атмосферу. Тогда внешними климатообразующими факторами следует считать характеристики, определяющие особенности энергетического взаимодействия между атмосферой и другими компонентами климатической системы, распределение на поверхности Земли океанов и материков, особенности рельефа земной поверхности, а внутренними климатообразующими факторами – общую циркуляцию атмосферы и влагооборот.

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

Локальный климат – это совокупность атмосферных условий за многолетний период, характерный для данной местности в зависимости от ее географического положения.

Распределение климатических элементов по земной поверхности

Например, температура воздуха, впрочем, как и остальные элементы, распределяется по земной поверхности неравномерно. На ее распределение влияют следующие основные факторы:

- 1) географическая широта, от которой зависит количество тепла, поступающее на Землю от Солнца, а также расход тепла излучением;
- 2) различия в нагревании и охлаждении суши и воды;
- 3) воздушные течения, переносящие теплые или холодные массы воздуха;
- 4) морские и океанические течения;
- 5) высота над уровнем моря.
- 6) орография – горные хребты и массивы с различными склонами создают атмосферные возмущения;
- 7) характер почвы – отражательная способность (альбедо) и влажность;
- 8) растительный покров, влияющий на поглощение и отдачу радиации, увлажнение и ветер;
- 9) снежный и ледовый покров;
- 10) состав воздуха.

Влияние последнего фактора исключает приведение температуры к уровню моря, полагая, что температура убывает приблизительно на $0,5^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м поднятия.

При рассмотрении распределения температуры воздуха на земной поверхности обычно пользуются географической картой, на которой значения равных температур соединяют линиями, называемыми изотермами. Карты изотерм земного шара показывают, что температура воздуха, в общем, убывает по мере продвижения в высокие широты, причем это падение проявляется сильнее зимой, чем летом. Разность температур между экватором и Северным полюсом достигает в январе $67,5^{\circ}\text{C}$, в июле 27°C .

Особенно сильное искривление изотерм обнаруживается в северной части Атлантического океана и у берегов Западной Европы. Это искривление обусловлено влиянием теплого течения Гольфстрим, которое весьма сильно смещает изотермы к северу по направлению своего движения. В летнее время наблюдается обратное явление: изотермы в северном полушарии над континентами поднимаются к северу, у берегов же и над океаном они опускаются к югу.

Распределение температуры почвы и воздуха

Распределение температуры почвы в сильной степени определяется приходом тепла в виде солнечной радиации, поглощаемой поверхностью

почвы и потерей тепла почвой в результате излучения, то есть величиной радиационного баланса.

В умеренных широтах величины радиационного баланса растут по мере продвижения на юг. В том же направлении в умеренных широтах изменяется тепловое состояние почвы. Так, например, средние годовые температуры почвы на глубине 0,4 м изменяются в Архангельской области 5,1°, Санкт-Петербурге - 5,6°, Москве – 7,1°, Воронеже – 8,1°, Полтаве – 8,9°, Ташкенте – 16,5°, Термезе (Узбекистан) – 19,4°.

Кроме радиационного баланса, температура почвы в значительной мере определяется влажностью, цветом, структурой, экспозицией склонов, характером растительного покрова. Огромное влияние на тепловое состояние почвы, а значит и на климат, оказывает снежный покров.

Распределение температур воздуха, также как и температур почвы, в основном зависит от географической широты.

Влияние географической широты на климат

Географическая широта определяет зональность в распределении элементов климата. Солнечная радиация поступает на верхнюю границу атмосферы в зависимости от географической широты, которая определяет полуденную высоту солнца и продолжительность облучения. Поглощенная радиация распределяется сложнее, так как это зависит от облачности, альбедо земной поверхности, степени прозрачности воздуха.

Зональность лежит в основе распределения температуры воздуха, которая зависит не только от поглощенной радиации, но и от циркуляционных условий. Зональность в распределении температуры приводит к зональности других метеорологических величин климата.

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

Характеристикой годового хода служит амплитуда годовых колебаний температуры воздуха. Она представляет собой разность между средними месячными температурами воздуха самого теплого и самого холодного месяца в году. Наименьшего значения годовая температура достигает на экваторе, где полуденная высота Солнца над горизонтом в течение года мало меняется и длина дня равна длине ночи. С увеличением широты эти условия изменяются – полуденная высота Солнца над горизонтом уменьшается, увеличивается разница в длинах дня и ночи в течение года. Вследствие этого возрастает и годовая амплитуда температуры воздуха.

Годовой ход температуры воздуха сильно зависит от рода подстилающей поверхности, то есть от того, будет ли она поверхностью суши или поверхностью воды. В условиях морского климата годовые колебания температур малы, так как нагревание и охлаждение воды совершается медленно. Над сушей, наоборот, годовые колебания температур велики. Суша в теплое время года нагревается быстрее и значительно, чем море, но

зато в холодное время года она быстрее и значительнее охлаждается. Поэтому на континентах по мере удаления от берегов морей и океанов годовые амплитуды температуры увеличиваются.

На влияние географической широты накладывается влияние других климатообразующих факторов – воздействия подстилающей поверхности, атмосферной циркуляции и т.д.

Различают следующие типы годового хода температуры воздуха:

Экваториальный – где Солнце два раза в году бывает в зените – во время весеннего и осеннего равноденствия. С этими высотами Солнца связан и годовой ход температуры в экваториальной зоне. Наибольшие температуры здесь наблюдаются после весеннего и осеннего равноденствия, наименьшие – после зимнего и летнего солнцестояний. Так, в Джакарте (6° ю.ш.) самые теплые месяцы – май и октябрь (средняя температура их $25,7^{\circ}$ С). Годовая амплитуда очень мала. На суше она равна $6...10^{\circ}$ С, на побережье – $1...3^{\circ}$ С и ниже.

Тропический тип характеризуется одним максимумом и одним минимумом температуры в годовом ходе. Максимум наступает после дня летнего солнцестояния (21 июня), во время которого Солнце в тропиках в полдень достигает зенита, минимум – после дня зимнего солнцестояния (22 декабря), когда Солнце в тропиках в полдень занимает наиболее низкое положение. Но в областях с муссонным типом, например, в Индии, максимум наблюдается в мае до наступления летнего муссона, приносящего влажную погоду с обильными осадками. Годовая амплитуда в тропиках невелика, но больше, чем на экваторе. На континентах она достигает $10^{\circ}...20^{\circ}$ С, на побережье около 5° .

Тип умеренного пояса также характеризуется одним максимумом и одним минимумом в годовом ходе температуры, которые наступают после летнего и зимнего солнцестояний. На суше самым теплым месяцем является июль, на морях, островах и побережьях – август. Самым холодным месяцем на суше является январь, на морях, островах и побережьях – февраль. Годовые амплитуды велики: они увеличиваются с возрастанием широты и по мере удаления от берегов морей и океанов. На побережьях они доходят до 10° С, на суше до 60° С и выше (Якутск – средняя температура июля 19° С, января – $43,5^{\circ}$ С, годовая амплитуда $62,5^{\circ}$ С).

Полярный тип характеризуется очень суровой продолжительной зимой и коротким прохладным летом. Годовая амплитуда на побережьях достигает $26^{\circ}...40^{\circ}$ С, на суше – 65° С и выше. Верхоянская средняя температура июля $15,1^{\circ}$ С, января – $50,1^{\circ}$ С. Самым холодным месяцем на суше является январь, самым теплым – июль. На берегах эти крайние значения смещаются на февраль и август.

Изменение климата с высотой

На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние высота места над уровнем моря. На склонах гор годовая амплитуда с возрастанием высоты уменьшается.

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

Также изменения происходят в свободной атмосфере над равнинной местностью, с большими или меньшими возмущениями они также происходят в горах. Там намечаются и характерные изменения с высотой облачности и осадков. Осадки сначала возрастают с увеличением высоты местности, но затем, начиная с некоторого уровня, осадки убывают. В результате в горах создается высокая климатическая зональность.

Климатические условия могут сильно различаться в зависимости от высоты места. При этом изменения с увеличением высоты намного больше, чем с изменением широты местности в горизонтальном направлении.

Высотная климатическая зональность определяется тем, что в горах изменение метеорологических величин с увеличением высоты создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются одна над другой лежащие климатические зоны с соответствующим изменением растительности. В горах для этого требуются изменения высоты на километры.

Нарушение зональности, температурная аномалия

Распределение фактических средних температур месяцев и года, приведенных к уровню моря, то есть одинаковой высоте, весьма существенно отличается от средних температур по широтным кругам, принимаемых за норму.

Основной глобального масштаба, причиной нормального зонального распределения температур по земной поверхности является чередование океанов и суши с большими различиями их сезонного теплооборота.

Вода благодаря прозрачности поглощает солнечные лучи не только поверхностью, но и толщей, обладает большой турбулентной теплопроводностью, то есть способностью передавать тепло от слоя к слою путем перемешивания, почти в два раза имеет большую теплоемкость, чем сухой грунт. Это обуславливает большую тепловую инерцию океанов: их медленное нагревание и медленное же охлаждение. Сезонный теплооборот суши поэтому в десять раз меньше.

Аномалии температуры, обусловленные иными факторами – теплыми и холодными течениями, выходом кое-где на поверхность океанов глубинных вод, разной увлажненности суши, абсолютными высотами и рельефом – охватывают относительно ограниченные пространства, хотя по величине могут быть большими. То же можно сказать и о размерах суши, как фактора

температурных аномалий. При этом, чем обширнее суша, тем слабее в ее глубинных районах влияние переносов атмосферного тепла или холода с океанов; там формируется независимый и характерный для данного континента тепловой режим и резко проявляется на общем температурном фоне широтного пояса температурная аномалия.

Отличия зависят от интенсивности проявления неравномерности температур по земной поверхности, обусловленных формой Земли. Отсюда и отклонения изотерм от земных параллелей.

Распределение суши и моря

доминирует в делении 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 полушарии, 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 летом. Это усложняет систему атмосферной циркуляции, а значит и распределение климатических условий на Земле. Положение места относительно береговой линии существенно влияет на температурный режим, влажность, облачность, осадки.

На берегах морей и океанов зимой температура выше, чем на суше на той же широте, причем на суше эти температуры зимой понижаются по мере удаления от берегов океана. Летом же, наоборот, температуры по мере удаления в глубь континента возрастают.

Влияние океана на температуру воздуха на материках в сильной степени зависит от характера преобладающих ветров. Оно значительно проявляется в тех частях материка, где преобладают ветры, дующие с океана.

Самые теплые места в среднем за год располагаются не вдоль экватора, а вдоль направления 10° с.ш. Это смещение вызывается тем, что под экватором суша занимает меньшую площадь, чем в местностях, расположенных к северу от него, где при ясной погоде в связи с нисходящим движением воздуха в зоне пассатов происходит рост температуры.

В июле самые высокие температуры наблюдаются на материках по $15^\circ \dots 40$ с.ш. в зоне пустынь ($+35^\circ + 38^\circ$ С в Сахаре). Самым холодным местом в июле в северном полушарии является околополюсная область.

В январе самые теплые места располагаются в южном полушарии, так как здесь в это время разгар лета. В западной части Австралии, например, средняя температура января достигает $+32^\circ$ С.

Самые низкие температуры в январе обнаруживаются на северо-востоке Сибири – в Верхоянске и Оймяконе, в районе которых расположен сибирский полюс холода. В Верхоянске средняя температура января – 50° С, июля +15° С, годовая – 16° С.

Очень холодным местом является также центральный район ледяного плато в Гренландии (до – 49° С на высоте 3030 м).

В южном полушарии полюс холода располагается в Антарктиде, где в районе полюса недоступности средняя годовая температура воздуха около - 57° С. В 1965 г. Недалеко от Южного полюса норвежские наблюдатели зарегистрировали температуру – 94,5° С. Это самая низкая температура в приземном слое нашей планеты.

Самая высокая температура воздуха была отмечена в Тиндуфе (Сахара) на высоте 426 м над уровнем моря 12 июля 1936 г. – 57,1° С., а в Долине Смерти в Калифорнии температура в 1913 г. Достигала 56,7° С.

Средние температуры воздуха для полушарий и всей Земли на уровне моря, по данным Е.С.Рубинштейн, следующие

	Январь	Июль	Годовая
амплитуда			
Северное полушарие	8,6	22,4	13,8
Южное полушарие	17,6	11,3	6,2
Вся Земля	13	16,8	3,8

Средние широтные температуры на уровне моря (° С)

Широта суши	Зима	Лето	Год	Площадь
90° с. ш.	– 33	- 2	- 14	0
60 -\ -	- 15	14	0	
61				
40 - \ -	6	23	15	
45				

20° с.ш.	22	28	26	32
0	26	26	27	
22				
20° ю.ш.	21	26	24	24
40 - \ \ -	11	16	14	
4				
60 - \ \ -	- 6	2	0	
0				
90° ю. ш.	- 45	- 15	- 35	100

Зима в материковом северном полушарии более холодная, чем океаническом южном, лето же, наоборот, в северном более теплое, чем в южном.

Следует также отметить, что на берегах морей и океанов имеет место запаздывание крайних температур в годовом ходе.

Наиболее теплым месяцем в году в прибрежной зоне является август, а на побережьях, омываемых холодными течениями, им может быть в некоторых случаях и сентябрь (Сан-Франциско). Наиболее холодным месяцем на побережьях северного полушария является февраль, в высоких широтах в некоторых местах даже март (Новая Земля).

Континентальность климата, индексы континентальности

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

В морском климате наблюдаются малые годовые амплитуды температуры воздуха по сравнению с континентальным климатом над сушей с большими годовыми амплитудами температуры.

Величина годовой амплитуды температуры воздуха зависит от географической широты. В низких географических широтах годовые амплитуды температуры меньше по сравнению с высокими широтами.

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

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

Над склонами, по разному экспонированными, создается различный режим температуры.

В связи с перетеканием воздушных течений через хребты на наветренных склонах гор увеличивается облачность и осадки. На подветренных склонах возникают фены с повышением температуры и уменьшением влажности. Над

горами возникают волновые возмущения воздушных течений и особые формы облаков.

Океанические течения и климат

Океанические течения создают особо резкие различия в температурном режиме поверхности моря и тем самым влияют на распределение температуры воздуха и на атмосферную циркуляцию.

Над районами холодных течений увеличивается повторяемость туманов. Над холодными водами в пассажной зоне ликвидируется конвекция и резко уменьшается облачность.

Влияние снежного и растительного покрова на климат

Снежный покров уменьшает потерю тепла почвой и колебания ее температуры. Поверхность снежного покрова отражает солнечную радиацию днем и охлаждается излучением ночью, поэтому она понижает температуру приземного слоя воздуха. Над снежным покровом наблюдаются инверсии температуры: зимой – связанные с радиационным выхолаживанием, весной – с таянием снега.

Таяние снежного покрова обогащает почву влагой и имеет большое значение для климатических условий теплого времени года.

Густой травяной покров уменьшает суточную амплитуду температуры почвы и снижает ее среднюю температуру. Следовательно, он снижает суточную амплитуду температуры воздуха.

Более сложное влияние на климат имеет лес, который может увеличивать над собой количество осадков.

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

Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова

Б.П.Алисов выделяет семь главных климатических зон: экваториальную, две тропических, две умеренных, арктическую и антарктическую.

Каждая зона характеризуется постоянным преобладанием воздушных масс географического типа, одноименного с зоной.

Затем различаются промежуточные зоны: две зоны экваториальных муссонов с зимним преобладанием тропического и летним экваториального воздуха, две субтропических с зимним преобладанием полярного и летним тропического воздуха, субарктическая с зимним преобладанием арктического воздуха и летним – воздуха умеренных широт.

ЛЕКЦИЯ 18

Климат Земли

Климаты экваториального пояса

Количество суммарной солнечной радиации в год составляет 140-150 ккал/см². Радиационный баланс на материке равен 80 ккал/см² в год, на океане – 100-120 ккал/см² в год. В данном климатическом поясе преобладают пониженное давление, слабые неустойчивые ветры. Среднемесячная температура воздуха колеблется от 24° до 28° С. Количество осадков больше испарения и достигает 2000 мм/ в год. На высоте 4500 м лежит граница пояса вечных снегов.

Климаты субэкваториальных поясов

Здесь континентальный субэкваториальный климат характеризуется влажным летом, сухой зимой и засушливой жаркой весной. На равнинах по мере удаления от экватора количество осадков уменьшается. Годовой ход температуры имеет два минимума (зимой и летом) и два максимума (весной и осенью). Количество осадков – 2000 мм в год.

В горных районах температура с увеличением высоты понижается, количество же осадков резко увеличивается.

Лето в океаническом субэкваториальном климате более влажное и более теплое, чем зима.

Климаты тропических поясов

Годовое количество суммарной радиации на материке составляет 180-200 ккал/см² год, на океане – 160 ккал/см² в год. Радиационный баланс составляет 60 ккал/ см² в год на материковой части и 80-100 ккал/см² в год на океане.

Континентальный тропический климат очень сухой и жаркий с большими суточными амплитудами температуры воздуха (до +40°). Средняя годовая амплитуда температуры воздуха равна + 20°. Относительная влажность воздуха летом около 30%.

С увеличением высоты температура воздуха падает. Количество осадков возрастает. Снеговая линия проходит на высоте 5300 м.

Суточные и годовые амплитуды температуры на океане сравнительно невелики, характерны небольшая облачность и устойчивые ветры.

Климаты субтропических поясов

Океанический субтропический климат имеет равномерный годовой ход температуры воздуха. Средняя температура наиболее теплого месяца равна 20°C ., наиболее холодного – 12° .

Континентальный субтропический климат характеризуется жарким и сухим летом, средняя температура летних месяцев – 30° , максимальная – более 50° . Зима относительно холодная с осадками, годовое количество которых равно 500 мм. Зимой выпадает снег.

Климаты умеренных поясов

Континентальный, умеренный климат с теплым летом и холодной зимой. Радиационный годовой баланс – $20\text{-}30$ ккал/см². в летние месяцы – 6 ккал/см² в месяц, в зимние месяцы – 1 ккал/см² в месяц.

Зима на океанах значительно теплее, чем на материках, лето прохладнее. Радиационный пояс за год в 1,5 раза больше, чем на материках.

Климаты субарктического и субантарктического поясов

Континентальный субарктический климат имеет радиационный баланс $10\text{-}12$ ккал/см² в год. Лето относительно теплое, короткое, зима – длинная и суровая. Годовая амплитуда колебаний температуры очень велика. Осадков мало – менее 200 мм в год.

Океанический субарктический и субантарктический климат не имеет резких различий между температурой зимы и лета. Годовая амплитуда температуры не более 20°C .

Климаты антарктического и арктического поясов

Радиационный баланс составляет в среднем 0 ккал/см² в год. Снежный покров не стаивает весь год. Осадков мало, но их больше испарения. Все месяцы имеют отрицательную температуру.

Система «атмосфера – океан» и изменение климата

На протяжении геологической истории Земли континенты неоднократно соединялись в единый континент, и вновь потом отдалялись друг от друга. Этот процесс повторялся, примерно, через 500 лет, и до сих пор влияет на геологическое строение, климат и эволюцию жизни на Земле.

Климат зависит от изменений уровня моря в фазах раскола, раздвижения и воссоединения тектонических плит. При низком уровне моря дно океана имеет наибольший возраст – значительное количество силикатных материалов обнаруживается в континентальной коре и подвергается выветриванию и эрозии. Реки выносят их в Мировой океан, где они соединяются с растворенным углекислым газом и выпадают в виде осадков. Так, к примеру, получается известняк и кварц, а из атмосферы удаляется CO_2 , который препятствует потере тепла земной поверхностью. Парниковый эффект ослабевает, на Земле становится холоднее. Если континент находится около полюса, там образуются ледники (Антарктида, Гренландия).

В ранней истории Земли можно найти два-три оледенения, за последний миллион лет их было несколько. Можно сказать, что ледниковая эпоха наступает каждые 100 тысяч лет, но образование льда занимает больше времени, чем его таяние.

Основной причиной резкого изменения климата принято считать небольшие изменения земной орбиты и наклона земной оси. Такую теорию разработал югославский астроном Миланкович, который предположил, что вариации орбиты влияют на климат, меняя количество солнечной радиации, поступающей на Землю, и ее распределение по сезонам и широтам.

В 50-е годы было установлено, что относительное содержание изотопов кислорода с весами 16 и 18 в океанической воде такое же, как и в ледниках и ледниковых покровах. Это позволило уточнить хронологию оледенений. В последние 800 тысяч лет объем льда на Земле достигал максимума примерно каждые 100 лет, что совпадает с периодом изменения эксцентриситета. На каждый такой цикл накладываются как рябь небольшие колебания льда с периодами в 23 и 41 тысячи лет, что соответствует периодам прецессии земной оси (так называется люфт земной оси).

Независимыми геологическими исследованиями подтверждается, что во время оледенения из океана изымалось больше воды, и его уровень падал более, чем на 100 м ниже современного. За последние 6 тыс. лет уровень Мирового океана колебался в пределах 3-х метров, в XX же веке – только на 10 см., поэтому можно считать, что за время существования нашей цивилизации климат почти не изменялся.

Однако лабораторные исследования пород со дна океана показали, что во время последнего оледенения распределение фосфатов и нитратов в океане было равномерным, то есть механизм современного перемещения диоксида углерода вместе с фосфатами и нитратами в последнее оледенение не работал! Это свидетельствует, что 14 тыс. лет назад произошла перестройка в работе системы «атмосфера-океан», которая может лежать в основе ледниковых циклов.

Последние данные приводят к выводу, что переходы между «ледниковыми» и «межледниковыми» условиями представляют собой скачки между двумя устойчивыми состояниями системы «атмосфера-океан». Если земной климат скачком переходит из одного состояния в другое, то все характеристики климата должны совершать скачок одновременно.

В разных экосистемах имеются свои характеристики, в том числе климатические.

Климат города – метеорологический режим в условиях города, отличающийся от метеорологического режима окружающей среды. Известно, что в городе температура воздуха несколько выше, а влажность меньше и ветер слабее, чем в его окрестностях (в среднем температура за год выше на 1°C , а в ночное время – около 2°C). Словом, город – **остров тепла** в прямом смысле. С этим связаны некоторые изменения в ветровом режиме города, которые при слабом ветре могут вызвать конвективные движения воздуха и местную циркуляцию, а вследствие этого и перенос атмосферных примесей от их источников на окраинах к центру города.

Другими особенностями городского климата являются загрязнения атмосферы с изменением радиационного режима; твердое покрытие значительной части городской земли изменяют режим испарения и теплообмен с почвой; застройка города оказывает воздействие на воздушные течения, турбулентное перемешивание воздуха, изменения отражательной способности подстилающей поверхности. Велико в городе и прямое выделение тепла в результате хозяйственной деятельности (в ряде крупных городов оно сравнимо с притоком тепла за счет солнечной радиации).

Несмотря на значительную роль указанных факторов, изменение метеорологического режима в городе относительно невелико. Это связано с тем, что площадь города по сравнению с территорией окружающей его местности мала и перенос (адвекция) воздушных масс с окрестностей значительно снижает эффект действия городских факторов, причем в тем большей степени, чем больше скорость ветра. Тем не менее с развитием городов учет их микроклимата приобретает все большее значение.

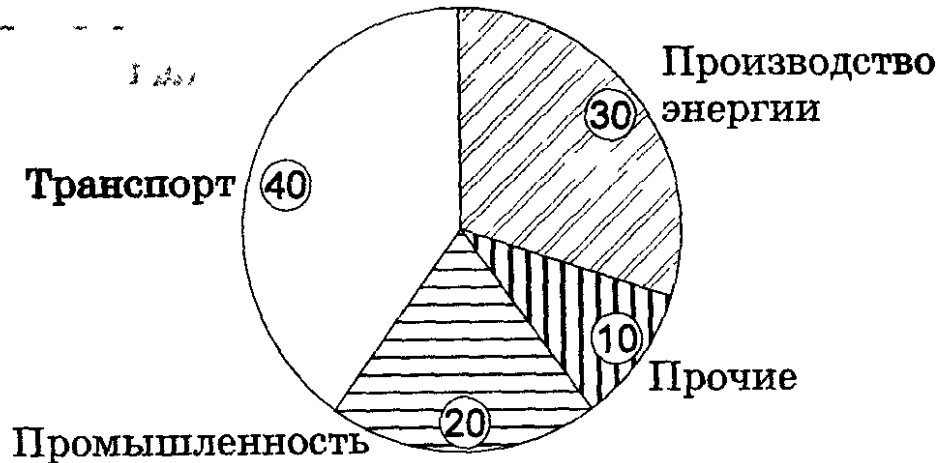
Сложная взаимосвязь существует между загрязнением воздуха и **туманами** в городах. По некоторым данным, повторяемость туманов в городе выше на 10...20%, чем в окрестностях, что объясняется большим числом гигроскопических частиц в городском воздухе. Этим же объясняется и некоторое увеличение (на 10-15%) осадков.

В последние годы получены положительные результаты по моделированию процессов, определяющих отдельные особенности (суточного хода температуры и влажности воздуха, скорости ветра и турбулентного

Диаграмма 3

Источники выбросов в атмосферу оксидов азота и диоксида серы, %

ОКСИДЫ АЗОТА



ДИОКСИД СЕРЫ



30

Вопросы к разделу о климате:

1. Классификация климатов по Алисову.
2. Климат тропических муссонов.
3. Климат Арктики.
4. Непостоянство климата.
5. Климат голоцена.
6. Климатические циклы.

7. Что такое прецессия и как она влияет на климат
8. Географические факторы климата.
9. Континентальность климата.
10. Климат большого города.
11. Микроклимат леса.

Список использованной литературы

- Ананичев К.В. Проблемы окружающей среды, энергии и природных ресурсов. – М.: Прогресс, 1975.
- Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.
- Беспамятнов Г.П., Кротов Ю.А. Предельно допустимые концентрации химических веществ в окружающей среде. – Л.: Химия, 1985.
- Виноградов Б.В. Аэрокосмический мониторинг экосистем. – М.: Мысль, 1983.
- Гаврилов В. А. Прозрачность атмосферы и видимость. Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Генсирук С.А. Рациональное природопользование, - М.: Лесная промышленность, 1979.
- Государственные доклады «О состоянии окружающей природной среды Российской Федерации», 1991...2000.
- Голубев И.Р., Новиков Ю.В. Транспорт и окружающая среда. – М.: Транспорт, 1987.
- Горелик Д.О., Конопелько Л.А. Мониторинг загрязнения атмосферы и источники выбросов. – М.: Изд-во Стандартов, 1992.
- Гуральник И. И., Дубинский Г. П., Мамиконова С. В. Сборник задач и упражнений по метеорологии. Л., Гидрометеорология, 1968.
- Данилов А.Д., Кароль И.Л. Атмосферный озон – сенсации и реальность. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.
- Журавлев В.П., Мечик В.Л. Охрана воздушного бассейна: Экранное пособие. – М.: Знание, 1986.
- Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков. Л., Гидрометеиздат, 1971.
- Кондратьев Т.Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965.
- Красная книга РСФСР (животные). – М.: Россельхозиздат, 1983.
- Кузнецов И.Е., Троицкая Т.М. Защита воздушного бассейна от загрязнения вредными веществами. – М.: Химия, 1979.
- Ландсберг Г.Е. Климат города. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.
- Ливчак И.Ф., Воронов Ю.В., Стрелков Е.В. Охрана окружающей среды. – М.: Колос, 1995.
- Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1965
- Митрюшкин К.П., Шапошников Л.К. Прогресс и природа. – М.: Лесная промышленность, 1978.

Митрюшкин К.П., Павловский Е.С. Лес и поле - М.: Колос, 1979.
Петрянов-Соколов И.В.Сутугин А.Г. Аэрозоли. – М.: Наука, 1989.
Реймерс Н.Ф. Экология (теории, законы, правила, принципы и гипотезы). – М.: Россия молодая, 1994.

Рихтер П.А., Волков Э.П., Покровский В.Н. Охрана водного и воздушного бассейнов от выбросов теплоэлектростанций.

Симонов В.А., Нехорошева Е.В., Заворовская Н.А. Анализ воздушной среды при переработке полимерных материалов. – Л.: Химия, 1988.

Тверской П. Р. Курс метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1962

Тихонов М.Н., Довгуша В.В. и др. Электромагнитное загрязнение среды – угроза здоровью населения // Безопасность жизнедеятельности. – 2001. - № 10.

Тищенко Н.Ф. Охрана атмосферного воздуха. Расчет содержания вредных веществ и их распределения в воздухе: Справ. изд. – М.: Химия, 1991.

Федоров Е. К. Часовые погоды. Л., Гидрометеиздат, 1970.

Хромов С. П. Метеорология и климатология. Л., Гидрометеиздат, 1968.

Шаприцкий В.М. Разработка нормативов ПДВ для защиты атмосферы: Справ. изд.

М.: Металлургия, 1990.