

Министерство образования и науки Российской Федерации
Вологодский государственный университет

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Курс лекций

Вологда
2015

УДК 551.51(042.4)
ББК 26.23я73
У 90

Рецензенты:

В.И. Копеев, канд. геогр. наук, доцент;

Л.Н. Тимошенко, нач. комплексной лаборатории
по мониторингу загрязнения окружающей среды
филиала ФГБУ Северное УГМС «Вологодский ЦГ МС»

Печатается по решению редакционно-издательского совета ВоГУ

У 90 **Учение об атмосфере** : курс лекций / сост. В.П. Уханов ; Мин-во обр.
и науки РФ ; Вологод. гос. ун-т. – Вологда : ВоГУ, 2015. – 146 с.

В лекционном курсе по дисциплине «Учение об атмосфере» для направления бакалавриата 05.03.06 – Экология и природопользование приведены: рабочая программа по курсу, восемь лекций и библиографический список. В лекциях в соответствии с рабочей программой раскрыты вопросы о строении и составе атмосферы Земли, солнечной радиации, радиационном и тепловом балансе важнейших свойствах ее воздушных масс (температуре, влажности, облачности, атмосферном давлении, циркуляционных процессах, климате и погоде). Особое внимание уделено влиянию деятельности людей на климат и климатические особенности Вологодской области.

УДК 551.5
ББК 26.23я73

© ФГБОУ ВПО «Вологодский
государственный университет», 2015
© В.П. Уханов, 2015

Оглавление

с.

Рабочая программа по курсу «Учение об атмосфере»	4
Лекция 1. Введение, состав, строение и происхождение атмосферы. Изучение атмосферы	16
Лекция 2. Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс	27
Лекции 3 – 4. Температура воздуха. Распределение и типы суточного и годового хода.....	40
Лекция 5. Влажность воздуха, облака и осадки.....	49
Лекция 6. Атмосферное давление и общая циркуляция атмосферы	71
Лекция 7. Воздушные массы и атмосферные фронты. Циклоны и антициклоны.....	88
Лекция 8. Погода и климат, антропогенные воздействия на климат	103
Библиографический список	146

1. ЦЕЛИ ОСВОЕНИЯ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ

Целями освоения учебной дисциплины «Учение об атмосфере» является формирование у выпускников направления профессиональных теоретических знаний и практических навыков по курсу и умения их использовать в области экологии и природопользования.

2. МЕСТО УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ В СТРУКТУРЕ ООП ВПО

Дисциплина относится к базовой части цикла общепрофессиональных дисциплин ООП ВПО и изучается в третьем семестре.

Для освоения данной дисциплины как последующей необходимо изучение следующих дисциплин и частей ООП: школьных и вузовских курсов географии, биологии и других дисциплин, изучаемых на 1-ом курсе ВУЗа (общая экология, химия, геология и география). Требования к входным знаниям студентов включают следующее:

- знать: состав и строение географической оболочки Земли, ее закономерности и качественные особенности; взаимосвязи между компонентами природы, их влияние на атмосферу Земли, значение атмосферы планеты для биоты и человека;

- уметь: читать общегеографические и тематические климатические карты, строить графические изображения (графики, диаграммы, схемы) в соответствии с заданными масштабами и условными знаками.

Освоение данной дисциплины как предшествующей необходимо при изучении следующих дисциплин: учение о гидросфере, ландшафтоведение, основы природопользования, а также при прохождении практики по геоэкологии.

3. КОМПЕТЕНЦИИ СТУДЕНТА, ФОРМИРУЕМЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ОСВОЕНИЯ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ / ОЖИДАЕМЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАЗОВАНИЯ И КОМПЕТЕНЦИИ СТУДЕНТА ПО ЗАВЕРШЕНИИ ОСВОЕНИЯ ПРОГРАММЫ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ (МОДУЛЯ)

В результате освоения дисциплины студент должен:

знать:

- особенности состава, строения и происхождения атмосферы Земли. основные свойства воздушных масс: влажность, облачность, температурный режим, давление, ветровой режим, а также - виды антропогенных воздействий на атмосферу (ОК-1)

уметь:

- анализировать графические, статистические, картографические и текстовые материалы атласов и справочников для характеристики показателей климата и погоды в различных регионах мира и России (ПК-5)

владеть:

- навыками составления по картографическим и статистическим материалам характеристики климатов регионов мира и РФ, анализа карт погоды и синоптических карт, прогнозирования изменений погодных условий в определенном регионе (ПК-5).

4. СТРУКТУРА И СОДЕРЖАНИЕ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ (МОДУЛЯ)

Общая трудоемкость дисциплины составляет 4 ЗЕТ (144 часа), в том числе в семестрах:

Се- местр №	Трудоемкость					РПР, курсо- вая работа, курсовой проект	Форма про- межуточной аттестации
	Всего		Аудиторная	СРС	Экз.		
	ЗЕТ	час.	час.	час.	час.		
3	4	144	48	60	36	-	экзамен

Взаимосвязь тем в дисциплине отражает матрица межтематических связей. Элементы матрицы характеризуют последовательность изучения тем и принадлежности темы в соответствии с ее содержанием к опирающейся и опорной.

Распределение результатов обучения и компетенций по семестрам, темам учебной дисциплины с указанием видов учебной деятельности и их содержания, образовательных технологий, последовательности учебных недель, трудоемкости, форм текущего контроля и промежуточных аттестаций представлено в соответствующей таблице.

Матрица межтематических связей в дисциплине

№ п/п наименование раздела / темы опорной	№ п/п, наименование раздела / темы опирающейся						
	1. Предмет учения об атмосфере, состав и строение атмосферы	2. Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс	3. Температура воздуха, виды и распределение у поверхности Земли	4. Влажность воздуха, облака и осадки	5. Атмосферное давление, ветры и общая циркуляция атмосферы	6. Воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны	7. Погода и климат, антропогенные воздействия на климат
1. Предмет учения об атмосфере, состав и строение атмосферы		+	+	+	+	+	+
2. Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс			+		+	+	+
3. Температура воздуха, виды и распределение у поверхности Земли				+		+	+
4. Влажность воздуха, облака и осадки						+	+
5. Атмосферное давление, ветры и общая циркуляция атмосферы						+	+
6. Воздушные массы, атмосферные фронты, циклоны и антициклоны							+
7. Погода и климат, антропогенные воздействия на климат	+	+	+	+	+	+	

№ п/п	Результаты обучения	Семестр, раздел / тема. Виды учебной деятельности. Краткое содержание	Образова- тельные технологии	Неделя	Трудоем- кость, час	Форма текущего контроля
1	2	3	4	5	6	7
2 семестр						
1	Раздел /тема 1: Предмет учения об атмосфере, состав и строение атмосферы					
	Знать предмет, объ- екты учения об атмо- сфере, ее состав и строение.	Лекция 1: Предмет учения об атмосфере, состав и строение атмосферы. Методы изучения атмосферы. Происхождение и эволюция атмосферы.	аудиоматериал	1	2	
		СРС: Изучение материала лекции 1			2,5	
	Знать химический состав атмосферы, ее строение, физические и химические процес- сы, происходящие в сферах атмосферы Владеть навыками анализа схем таблиц и рисунков, иллюстри- рующих строение, со- став и происхождение атмосферы	Лабораторное занятие 1: Строение и состав атмо- сферы. Тенденции в изменении газового состава ат- мосферы	Схемы, таблицы	2	4	проверка выполне- ния зада- ний
		СРС: Подготовка к лабораторному занятию 1			5	
2	Раздел /тема 2: Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс					
	Знать виды солнеч- ной радиации, состав- ляющие радиационно- го и теплового баланса	Лекция 2: Солнечная радиация, радиационный и те- пловой баланс. Виды солнечной радиации, состав- ляющие радиационного и теплового баланса	текст, схемы, картографиче- ский материал	3	2	
		СРС: Изучение материала лекции 2			2,5	

	Уметь анализировать по картам и выявлять закономерности распределения солнечной радиации, радиационного и теплового баланса по регионам Земли и России Владеть навыками анализа специальных карт, показывающих распределение видов солнечной радиации и радиационного баланса	Лабораторное занятие 2: Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс. Распределение видов солнечной радиации у земной поверхности. Распределение элементов радиационного и теплового баланса у земной поверхности	Картографический материал	4	4	проверка выполнения заданий
		СРС: Подготовка к лабораторному занятию 2			5	
3	Раздел /тема 3: Температура воздуха, виды и распределение у поверхности Земли					
	Знать закономерности изменения температуры воздуха с высотой и у поверхности Земли	Лекции 3-4: Температура воздуха, виды и распределение у поверхности Земли. Виды температуры воздуха. Закономерности их изменения с высотой и у поверхности Земли	Схемы и картографический материал	5-6	4	
		СРС: Изучение материала лекции 3			5	
	Уметь приводить температуры к уровню моря и анализировать карты изотерм	Лабораторное занятие 3: Анализ карт изотерм. Определение типов и построение графиков годового хода температуры в различных пунктах	Картографический материал	7	4	Проверка выполнения заданий
		СРС: Подготовка к лабораторному занятию 3			5	

	Владеть навыками анализа карт изотерм					проверка выполненных заданий
4	Раздел / тема 4: Влажность воздуха, облака и осадки					
	Знать виды влажности воздуха, условия конденсации и субlimации особенности распределения осадков на Земле	Лекция 5: Влажность воздуха, облака и осадки. Виды влажности воздуха, конденсация и субlimация. Виды осадков, их распределение по земной поверхности	диаграммы, картографический материал	8	2	
		СРС: Изучение материала лекции 4			2,5	
5	Раздел / тема 5: Атмосферное давление и общая циркуляция атмосферы					
	Знать понятие об атмосферном давлении, закономерности изменения с высотой и у поверхности Земли и схему общей циркуляции атмосферы	Лекция 6: Атмосферное давление, ветры и общая циркуляция атмосферы. Звенья общей циркуляции атмосферы	текст, схемы, диаграммы, картографический материал	10	2	
		СРС: Изучение материала лекции 5			2,5	
	Уметь анализировать карты распределения атмосферного давления и ветров у земной поверхности	Лабораторное занятие 5: Закономерности распределения атмосферного давления и ветров на Земле	статистический, картографический материал	11	4	Проверка выполненных заданий
		СРС: Подготовка к лабораторному занятию 5			5	

6	Раздел /тема 6: Воздушные массы, атмосферные фронты. Циклоны и антициклоны					
	Знать особенности различных типов и подтипов воздушных масс, причины возникновения циклонов и антициклонов, их основные характеристики	Лекция 7: Воздушные массы, атмосферные фронты. Циклоны и антициклоны.	текст, видео – и картографический материал	12	2	
		СРС: Изучение материалов лекции 6 и составление характеристик типов воздушных масс			2,5	
	Уметь характеризовать важнейшие свойства воздушных масс, погоду в циклонах и антициклонах, знать пути их перемещения в пределах России	Лабораторное занятие 6: Важнейшие свойства воздушных масс. Циклоны и антициклоны. Погода в циклонах и антициклонах и пути их перемещения.	Графический, картографический и статистический материал	13	4	Проверка выполненных заданий
		СРС: Подготовка к лабораторному занятию 6			5	
7	Раздел /тема 7: Погода и климат. Антропогенные воздействия на климат					
	Знать понятие и важнейшие характеристики погоды Знать понятие и важнейшие характеристики климата	Лекция 8: Погода. Классификация погод. Климат. Классификация климатов. Антропогенные воздействия на климат	Текст, графический и картографический материал	14	2	
		СРС: Изучение материалов лекции 8			2,5	

	Уметь составлять характеристику погодных условий и климатов по синоптическим и климатическим картам	Лабораторное занятие 7: Характеристика погодных условий пунктов по синоптическим картам Лабораторное занятие 8: Характеристика климатов России по картам и статистическим материалам	картографический и статистический материал	16	4 4	Проверка выполненных заданий
		СРС: Подготовка к лабораторным занятиям 7, 8			10	
ИТОГО		Общий объем дисциплины			144	
в том числе:		Аудиторная нагрузка			48	
		СРС			60	
		Подготовка к промежуточной аттестации, аттестация			36, экзамен	экзамен

Примечания:

Основные электронные средства образовательного назначения:

<i>Электронное средство коммуникации</i>	<i>Формат материала</i>
CD-ROM.	Текст, аудио-, видео - материал, диаграммы, схемы, , графика, картографический материал, статистический материал

5. ОЦЕНОЧНЫЕ СРЕДСТВА ДЛЯ ТЕКУЩЕГО КОНТРОЛЯ УСПЕВАЕМОСТИ, ПРОМЕЖУТОЧНОЙ АТТЕСТАЦИИ ПО ИТОГАМ ОСВОЕНИЯ ДИСЦИПЛИНЫ И УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ

5.1. Разделы / темы, перечень контрольных вопросов для проведения текущего контроля и промежуточной аттестации

№ п/п	Раздел / тема, контрольные вопросы
1	2
1.	Раздел / тема 1: Предмет учения об атмосфере, состав и строение атмосферы 1.1. Понятие о предмете учения об атмосфере. 1.2. Объекты дисциплины. 1.3. Назвать газы, входящие в состав атмосферы. 1.4. Как изменяется газовый состав атмосферы с высотой. 1.5. Какие изменения происходят с температурой и атмосферным давлением с высотой, их причины. 1.6. Влияние деятельности человека на состав атмосферы и другие ее свойства.
2.	Раздел / тема 2: Солнечная радиация, радиационный и тепловой баланс 1.1. Дать определение солнечной постоянной. 2.2. Назвать виды солнечной радиации 2.3. Составляющие радиационного баланса и их взаимосвязи. 2.4. Закономерности распределения радиационного баланса у земной поверхности. 1.5. Понятие и составляющие теплового баланса.
3.	Раздел/ тема 3: Температура воздуха, виды и распределение у поверхности Земли 3.1. Назвать причины изменения температуры воздуха с высотой и у поверхности Земли. 3.2. Назвать виды температур воздуха. 3.3. Каковы причины инверсии температур. 3.4. Раскрыть закономерности изменения температур июля и января у поверхности Земли. 3.5. Температурные аномалии и причины их возникновения.
4.	Раздел/ тема 4: Влажность воздуха, облака и осадки 4.1. Определения понятия и видов влажности воздуха. 4.2. Зависимость влажности воздуха от температуры и других факторов. 4.3. Типы суточного и годового хода видов влажности воздуха. 4.4. Облачность и виды облаков, ее суточный и годовой ход. Назвать закономерности распределения осадков по земной поверхности.
5.	Раздел/тема 5: Атмосферное давление, ветры и общая циркуляция атмосферы 5.1. Дать понятие «атмосферное давление», назвать причины его изменения с высотой и у поверхности Земли. 5.2. Проанализировать карты изобар июля и января. 5.3. Назвать и охарактеризовать звенья общей циркуляции атмосферы. 5.4. Раскрыть причины возникновения ветра.
6.	Раздел/ тема 6: Важнейшие свойства воздушных масс, циклоны и антициклоны, пути их перемещения 6.1. Назвать свойства, типы и подтипы воздушных масс. 6.2. Дать определение циклона и охарактеризовать погоду в циклоне. 6.3. Дать определение антициклона и охарактеризовать погоду в антициклоне. 6.4. Дать понятие об атмосферных фронтах и назвать их виды. 6.5. Показать по карте важнейшие пути перемещения циклонов и антициклонов над территорией России.

7.	Раздел/ тема 7: Погода и климат. Антропогенные воздействия на климат.
7.1. Дать определение понятия «погода» и назвать ее типы по классификации Е.Е.Федорова.. 7.2. Дать определение понятия «климат» и назвать основные типы климатов по классификации Б.П. Алисова . 7.3. Охарактеризовать последствия антропогенных воздействий на климат.	

5.2. Задания для проведения текущего контроля и / или промежуточной аттестации

№ темы	Задание
1	2
1.	1. Вычертить схему вертикального разреза атмосферы и дать ее анализ. 2. Вычертить схему иллюстрирующую изменение газового состава в сферах атмосферы и проанализировать эти изменения. 3. Проанализировать баланс СО ₂ в атмосфере по А.М. Рябчикову.
2.	1. Вычислить величины солнечной радиации при различных углах падения солнечных лучей и величинах коэффициента прозрачности. 2. Проанализировать карты величин суммарной солнечной радиации и составляющих радиационного баланса по регионам мира и России. 3. Определить альбедо разных поверхностей при определенных величинах суммарной и отраженной солнечной радиации.
3.	1. Привести температуру к уровню моря при разных ее величинах и на разных высотах. 2. Проанализировать карты изотерм и изменения среднемесячных температур воздуха по регионам мира и России. 3. Построить графики годового хода среднемесячных температур для различных пунктов России, определить среднегодовую амплитуду температур, тепловой пояс, тип годового хода температур и местоположение пункта.
4.	1. Построить график зависимости максимальной упругости водяных паров от температуры воздуха. 2. Рассчитать величины относительной влажности воздуха при известных величинах абсолютной и максимальной влажности. 3. Проанализировать карты облачности, испарения, испаряемости и осадков по регионам мира и РФ. 4. Вычислить коэффициент увлажнения в различных пунктах России.
5.	1. Привести давление на разных высотах к уровню моря. 2. Проанализировать карты изобар мира и России. 3. Определить по картам изобар типы барических систем.
6.	1. Вычертить схему циклона и охарактеризовать погоду в различных его частях. 2. Составить характеристику погоды в различных пунктах, обозначенных на синоптической карте.
7.	1. Охарактеризовать климаты различных регионов мира и РФ по климатическим картам. 2. Составить характеристику климатических условий и агроклиматических ресурсов муниципальных районов Вологодской области.

6. УЧЕБНО-МЕТОДИЧЕСКОЕ И ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ (МОДУЛЯ)

Библиографическое описание по ГОСТ	Кол-во эк- земпляров в библиотеке ВоГУ	Наличие ли- тературы на кафедре и в других биб- лиотеках
1	2	3
<u>Основная литература</u>		
1. Семенченко, Б.А. Физическая метеорология/ Б.А. Семенченко. – М.: Аспект-Пресс, 2002. – 415 с.	17	2
2. Хромов, С.П. Метеорология и климатология/С.П. Хромов, М.А. Петросянц. – С.: Колосс, 2004. – 582 с.	50	2
3. Любушкина, С. Г. Общее землеведение : учеб. пособие для вузов по специальности "География" / С. Г. Любушкина, К. В. Пашканг, А. В. Чернов; под ред. А. В. Чернова. - М. : Просвещение , 2004 . - 288 с.	27	-
<u>Дополнительная литература</u>		
1. Бялко, А.В. Наша планета/А.В. Бялко. – Земля. – М.: - ПЗросвещение, 1989. – 248 с.	-	3
2. География материков и океанов: атлас. – М.: Дрофа, 2000. – 57 с.	-	15
3. Метеорологический ежемесячник. Вып. 1, часть II, №10. – Обнинск: ВНИИГМН – МЦД, 1982. – 94 с.	1	-
4. Метеорологический ежемесячник. Вып. 1, часть II. – Архангельск, 1984. – 84 с.	1	-
5. Никитенко, К.В. В погоню за облаками/К.В. Никитенко. – М.: Гидрометеиздат, 1976. – 176 с.	-	2
6. Пашкант, К.В. Практикум по общему землеведению/К.В. Пашкант. – М.: Высшая школа, 1982. -222с.	-	5
7. Погосян, Х.П. Атмосфера Земли/Х.П. Погосян, З.Л. Туркетти. – М.: Просвещение, 1979. – 320 с.	-	3
8. Погосян, Х.П. Циклоны/ Х.П. Погосян. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 148 с.	-	3
9. Атлас Вологодской области/ В.Е. Дробышева, О.А. Золотова, Л.Л. Буслович, Е.А. Скупинова и др. – СПб.: ФГУП «Аэрогеодезия». – 108 с.	-	3
<u>Методическая литература</u>		
1. Учение об атмосфере: методические указания по выполнения лабораторных работ/В.П. Уханов. – Вологда: ВоГТУ, 2008. – 48 с.	20	16
2. Учение об атмосфере: приложение к методическим указаниям по выполнению лабораторных работ/В.П. Уханов. – Вологда: ВоГТУ, 2008. – 24 с.	-	10

<u>Программное обеспечение</u> <u>и Интернет-ресурсы</u> 1. Программа «Эколог»	-	1
2. Учение об атмосфере: лекции / В.П.Уханов. –Место хранения: кафедра ГиИГ, ВоГТУ. 2008. - 85с.(электронный вариант).	-	1
3. География: словарь географических терминов, понятий и названий / В.П. Уханов. - Вологда: ВоГТУ. 2008. – 30с.(электронный вариант).	30	4
4. http://www.gismeteo.ru/maps/catalog . 5. http://www.meteocenter.net/spb.htm . 6. http://www.gismeteo.ru .		

Ответственный за библиографию _____

7. МАТЕРИАЛЬНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ УЧЕБНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ (МОДУЛЯ)

№№ п/п	Перечень основного оборудования	Нумерация разделов/тем
1	2	3
1.	Атлас. Физическая география России. – М.:» Аст-Пресс», 2001. – 48с.	2- 7
2.	Экологический атлас России. – М.: Карта, 2002 – 132с.	4 - 7
3.	Атлас. Экономическая и социальная география России. – М.: «Аст-Пресс», 2001.- 40с.	2 - 7
4.	Термометр ртутный, термограф, барометр-анероид, барограф, психрометр Ассмана, гигрометр, анемометр Фусса.	3 - 5
	Справочный географический атлас. – М.: ГУГК, 1989. – 232с.	2 - 7

Рабочая программа составлена в соответствии с требованиями ФГОС ВПО, а также с учетом рекомендаций и Программы ООП ВПО по направлению 05.03.06 - « Экология и природопользование» по профилям подготовки « геоэкология» и «природопользование» и согласно учебному плану указанных направления и профиля подготовки.

Лекция 1. СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ АТМОСФЕРЫ. ИЗУЧЕНИЕ И ИССЛЕДОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ

1. Состав сухого воздуха у земной поверхности

Атмосферный воздух у земной поверхности, как правило, влажный. Это значит, что в его состав вместе с другими газами входит водяной пар, т.е. газообразная фаза воды (H_2O). В отличие от других составных частей содержание водяного пара в воздухе меняется в значительных пределах: у земной поверхности оно колеблется между сотыми долями процента и несколькими процентами. Это объясняется тем, что при существующих в атмосфере температурах и давлении водяной пар может переходить в жидкое (вода) и твердое (лед) состояния и наоборот. Он может поступать в атмосферу заново вследствие испарения с земной поверхности. Поэтому обычно в метеорологии сначала рассматривают отдельно сухой воздух и водяной пар, а затем влажный воздух. Кроме водяного пара, существенно меняется в воздухе также содержание углекислого газа и озона.

Воздух без водяного пара называют сухим. У земной поверхности сухой воздух содержит 78% по объему (76% по массе) азота и 21% по объему (23% по массе) кислорода, т.е. сухой воздух на 99% состоит из двухатомных молекул азота (N_2) и кислорода (O_2). На аргон приходится почти один процент. Всего 0,03% приходится на диоксид углерода (углекислый газ) CO_2 . Содержание других многочисленных газов, входящих в состав приземного воздуха, составляет тысячные, миллионные и миллиардные доли процента. Это неон (Ne), гелий (He), метан (CH_4), криптон (Kr), водород (H_2), закись азота (N_2O), ксенон (Xe), озон (O_3), диоксид азота (NO_2), диоксид серы (SO_2), аммиак (NH_3), угарный газ (CO), йод (I_2), радон (Rn) и др. Все перечисленные выше составляющие сухого воздуха всегда сохраняют газообразное состояние при наблюдающихся в атмосфере температурах и давлении не только у земной поверхности, но и в высоких слоях.

Таблица 1.1

Состав сухого воздуха у земной поверхности, %

Состав	N_2	O_2	Ar	CO_2	Ne, He, CH_4 , Kr, H_2 , N_2O , Xe, O_3 , NO_2 , SO_2 , NH_3 , CO, I_2 , Rn
По объему	78,08	20,95	0,93	0,03	0,01
По массе	75,52	23,15	1,28	0,046	0,004

Процентный состав сухого воздуха у земной поверхности очень постоянен. Однако в настоящее время в атмосферу поступает большое количество газов, которых раньше в ее составе не было, например некоторые хлорфторуглероды, в том числе фреоны. Особенное значение имеет изменение содер-

жания диоксида углерода и озона. Сжигание огромных количеств ископаемого органического топлива привело к систематическому увеличению концентрации CO_2 . Так, по данным наблюдений, глобальное содержание CO_2 увеличилось за последнее столетие на 30%. Кроме такого общего фоновых возрастания диоксида углерода, наблюдаются и локальные увеличения объемного содержания CO_2 в промышленных центрах, в воздухе закрытых плохо вентилируемых помещений, в городах со скоплениями автотранспорта, где его содержание может достигать 0,1—0,2%. В связи с этим, конечно, уменьшается, но весьма незначительно, процентное содержание азота и кислорода. Совершенно незначительно изменяется также процентное соотношение азота и кислорода под влиянием местных и временных изменений содержания в воздухе аммиака, йода, радона и других газов, попадающих в атмосферу с поверхности почвы и воды.

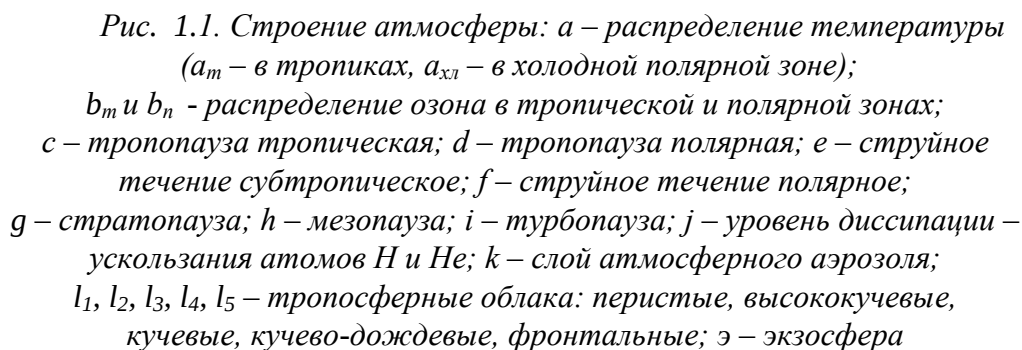
2. Строение атмосферы

Атмосфера весьма четко расслаивается на концентрические сферы, отличающиеся друг от друга по своим характеристикам. В соответствии с геохимическим подходом атмосфера подразделяется на гомосферу и гетеросферу. Рассмотрим строение атмосферы, зависящее от особенностей ее геофизических свойств и прежде всего – от изменения температуры с высотой (рис. 1.1).

Тропосфера. Нижний слой атмосферы, в котором температура в среднем убывает с высотой на 100м на 0,5-0,6 градусов Цельсия, называется тропосферой. В тропиках этот слой простирается от земной поверхности до высоты 15 – 17 км, в умеренных широтах обоих полушарий до высоты 10 – 12 км и над полюсами – до 8 – 9 км. Слово «в среднем» имеет существенное значение, поскольку убывание температуры с высотой в тропосфере характерно именно для средних условий: среднемесячных, среднесезонных и т.д. В каждый данный момент времени» убывание температуры во всем слое может прерываться отдельными слоями, где температура может оставаться постоянной (изотермия) или даже расти с высотой (инверсия).

В тропосфере среднегодовая температура в экваториальных широтах убывает с высотой от +26°C у земной поверхности до -8°C на вершине тропосферы, в умеренных широтах от +3 до -54 – -58°C (50° с.ш.) и над Северным полюсом от -23 до -60°C зимой и -48°C летом. В среднем величина падения температуры с высотой равна 0,60°C/100 м, хотя эта величина варьирует в широких пределах. В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферного воздуха, в ней содержится почти весь водяной пар атмосферы и возникают почти все облака. В тропосфере часто резко выражены изменения температуры в течение суток: температура особенно сильно падает с высотой днем и часто растет с высотой ночью. Здесь также наиболее сильно растет с высотой скорость ветра. Слой от земной поверхности до высот 1000 – 1500 м называют

18



Скорость ветра ослаблена по сравнению с вышележащими слоями и тем больше, чем ближе к земной поверхности.

Верхняя граница тропосферы, т.е. тонкий переходный слой толщиной 1 – 2 км, где падение температуры с высотой сменяется ее постоянством (изотермией), называется тропопаузой.

Стратосфера. Выше тропопаузы и до высоты 50 – 55 км лежит *стратосфера*, характеризующаяся тем, что температура в ней в среднем растет с высотой. В нижних слоях стратосферы (от тропопаузы и до 25 км) температура постоянна или весьма медленно растет с высотой (зимой в полярных широтах она даже может слабо падать). Начиная с 34—36 км, происходит довольно быстрое возрастание температуры с высотой, которое продолжается до 50 км, где расположена верхняя граница стратосферы, называемая *стратопаузой*. Здесь стратосфера почти такая же теплая, как воздух у поверхности Земли, в среднем с температурой около 270 градусов Кельвина. Возрастание температуры с высотой приводит к большой устойчивости стратосферы: здесь нет неупорядоченных (конвективных) вертикальных движений и активного перемешивания, свойственного тропосфере. Однако очень небольшие по величине вертикальные движения типа медленного оседания или подъема иногда охватывают слои стратосферы, занимающие огромные пространства.

Водяного пара в стратосфере ничтожно мало. Однако на высотах 22 – 24 км в высоких широтах иногда наблюдаются очень тонкие, так называемые *перламутровые облака*. Днем они не видны, а ночью кажутся светящимися, так как освещаются солнцем, находящимся под горизонтом. Облака состоят из переохлажденных капель. Состав воздуха стратосферы отличается от тропосферного только примесью озона. С озоном связан рост температуры в стратосфере, поскольку именно озон поглощает солнечную радиацию. С этой точки зрения стратосфера может быть названа *озоносферой*.

Мезосфера. Она расположена над стратосферой и простирается до высоты примерно 80-82км.

В мезосфере температура снова понижается с высотой, иногда до -110°C в ее верхней части. Вследствие быстрого падения температуры с высотой в мезосфере сильно развита турбулентность.

Верхней границей мезосферы является переходный слой — *мезопауза*, лежащая на высоте около 82км. На мезопаузе давление воздуха примерно в 1000 раз меньше, чем у темной поверхности.

Таким образом, в тропосфере, стратосфере и мезосфере, вместе взятых, до высоты 80км заключается больше, чем 99,5% всей массы атмосферы. На вышележащие слои приходится всего 0,5% от массы атмосферы. Это составляет $2,578 \cdot 10^{13}$ т.

Термосфера. Верхняя часть атмосферы, которая простирается над мезосферой, называется *термосферой*. В термосфере температура очень резко возрастает с высотой. В год активного солнца она превышает 1500°C на высоте

200—250 км. На больших высотах дальнейший рост температуры с высотой уже не наблюдается. Лишь в областях ярких полярных сияний температура ненадолго повышается до 3000°С.

Высокие температуры термосферы означают, что молекулы и атомы атмосферных газов движутся в этом слое с очень большими скоростями. Однако плотность воздуха в термосфере так мала, что теплосодержание газов ничтожно. Поэтому любое тело, находящееся здесь (например, летящий спутник), не будет нагреваться путем теплообмена с воздухом. Температурный режим спутника будет зависеть от непосредственного поглощения им солнечной радиации и отдачи его собственного излучения в окружающее пространство.

До высоты 100 км воздух атмосферы хорошо перемешан и его состав везде одинаков. Поэтому гомосферу иногда называют также *турбосферой*. Выше 100 км состав воздуха заметно меняется: появляется атомарный кислород, исчезают диоксид углерода и аргон, воздух сильно ионизирован, поэтому эта часть термосферы от мезопаузы до высоты 800 – 1000 км называется *ионосферой*. Содержание ионов здесь во много раз больше, чем в нижних слоях, несмотря на сильную общую разреженность воздуха.

Экзосфера. Атмосферные слои выше 800 – 1000 км выделяются под названием *экзосферы (внешней атмосферы)*. Скорости движения частиц газов, особенно легких, здесь очень велики, а вследствие чрезвычайной разреженности воздуха на этих высотах частицы могут облетать землю по эллиптическим орбитам. При этом отдельные частицы могут приобретать скорости, равные второй космической скорости (для незаряженных частиц около 11 000 м/с). Такие особенно быстрые частицы покидают атмосферу и улетают в мировое пространство, двигаясь по параболическим траекториям. Поэтому экзосферу называют также *сферой ускользания газов*. Как мы уже знаем, ускользанию подвергаются преимущественно атомы водорода и гелия, которые являются господствующими газами в наиболее высоких слоях атмосферы.

Магнитосфера. Ранее предполагалось, что экзосфера и с нею вся земная атмосфера кончаются на высотах порядка 2000 – 3000 км. Наблюдения с помощью ракет и спутников показали, что водород, ускользающий из экзосферы, образует вокруг Земли так называемую *земную корону*, простирающуюся более чем на 20000 км. Конечно, плотность газа в земной короне ничтожно мала. На каждый кубический сантиметр приходится в среднем около тысячи частиц. Но в межпланетном пространстве концентрация частиц (преимущественно протонов и электронов), по крайней мере, в десять раз меньше. Поскольку на движение заряженных частиц здесь оказывает влияние магнитное поле Земли, эта область называется также магнитосферой.

Радиационный пояс. С помощью спутников и геофизических ракет установлено существование в верхней части атмосферы и околоземном космическом пространстве *радиационного пояса Земли*, начинающегося на высоте нескольких сотен километров и простирающегося на десятки тысяч километров

от земной поверхности. Пояс состоит из электрически заряженных частиц – протонов и электронов, движущихся с очень большими скоростями (порядка 400 км/с) и захваченными магнитным полем Земли. Их энергия порядка сотен тысяч электрон-вольт. Радиационный пояс постоянно теряет частицы из земной атмосферы и пополняется потоками солнечной корпускулярной радиации (солнечный ветер).

3. Изучение атмосферы

Основные методы изучения атмосферы: метод наблюдений, статистический, физико-математический, картографический. Они основаны на единой программе наблюдений:

1. Во всем мире на наземных метеорологических станциях производятся одновременные (синхронные) наблюдения в 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч по единому — гринвичскому — времени (времени нулевого пояса). Результаты наблюдений немедленно передаются по телефону, телеграфу или по радио в органы службы погоды, где по ним составляются синоптические карты и другие материалы, используемые для предсказания погоды.

2. На метеорологических станциях основного типа регистрируются следующие метеорологические величины:

- ◆ *температура воздуха* на высоте 2м над земной поверхностью;
- ◆ *атмосферное давление*;
- ◆ *влажность воздуха* — парциальное давление водяного пара в воздухе и относительная влажность;
- ◆ *ветер* — горизонтальное движение воздуха на высоте 10—12 м над земной поверхностью (измеряется его скорость и определяется направление, откуда дует ветер);
- ◆ *количество осадков*, выпавших из облаков, их типы (дождь, морось, снег и пр.);
- ◆ *облачность* — степень покрытия неба облаками, типы облаков по международной классификации, высота нижней границы облаков;
- ◆ *наличие и интенсивность различных осадков*, образующихся на земной поверхности и на предметах (росы, иней, гололеда и пр.), а также тумана;
- ◆ *горизонтальная видимость* — расстояние, на котором перестают различаться очертания предметов;
- ◆ *продолжительность солнечного сияния*;
- ◆ *температура* — на поверхности почвы и на нескольких глубинах в почве;
- ◆ *состояние поверхности почвы*;
- ◆ *высота и плотность снежного покрова*.

На некоторых станциях измеряется *испарение воды* с водных поверхностей или с почвы.

Регистрируются также метеорологические и оптические явления: метели, шквалы, смерчи, мгла, пыльные бури, грозы, тихие электрические разряды, полярное сияние, радуга, круги и венцы вокруг дисков светил, миражи и др.

На береговых метеорологических станциях производятся также наблюдения над температурой воды и волнением водной поверхности. Программа наблюдений на судах отличается от наблюдений на сухопутных станциях только в деталях. В программу работы станций, имеющих определенный производственный профиль, например агрометеорологических, авиационных и др., включаются дополнительные наблюдения, связанные со спецификой обслуживания соответствующей отрасли хозяйственной деятельности (сельского хозяйства, авиации и т.п.).

Не все метеорологические величины наблюдаются в каждый срок наблюдений. Например, количество осадков измеряется четыре раза в сутки, высота снежного покрова – один раз в сутки, плотность снега – один раз в пять или десять дней и т.д. Кроме метеорологических станций, существует гораздо более многочисленная сеть метеорологических постов, на которых производятся наблюдения только над осадками и снежным покровом. Для оценки распределения этих величин нужна более густая сеть наблюдений.

В программы наблюдений обсерватории и ряда специальных станций входят еще наблюдения над солнечной радиацией, земным излучением, отражательными свойствами поверхности земли и воды; наблюдения над температурой и влажностью воздуха на разных высотах в приземном слое воздуха (градиентные наблюдения); измерения содержания в воздухе озона, пыли, химических примесей, радиоактивных продуктов и др.; атмосферно-электрические наблюдения над ионизацией воздуха, т.е. над содержанием в нем электрически заряженных частиц, и над измерениями электрического поля атмосферы.

4. Метеорологическая служба

Во всех странах существуют специальные государственные организации, так называемые *метеорологические службы*. В состав таких служб входит государственная сеть метеорологических, аэрологических и других специализированных станций, оперативные и научные метеорологические учреждения. Задачами метеорологической службы являются: развитие научных исследований атмосферы, практическое обслуживание народного хозяйства и населения информацией о погоде и климате, составление и распространение прогнозов погоды и прогнозов опасных явлений погоды. В России руководство метеорологической службой осуществляет Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). В его систему,

кроме сети станций, входят: научно-исследовательские институты, гидрометеорологические центры и обсерватории и т.д. Научно-исследовательские институты несут ответственность за различные области метеорологии. Так, Главная геофизическая обсерватория имени А.И. Воейкова в С.-Петербурге, основанная в 1849 г., отвечает за организацию климатических исследований и службу загрязнений атмосферы. Российский гидрометеорологический центр в Москве, созданный в 1930 г., отвечает за все виды метеорологических прогнозов. Центральная аэрологическая обсерватория в г. Долгопрудном разрабатывает методы аэрологических измерений, изучает физические свойства атмосферы, включая облака. Российский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации в Обнинске занимается хранением, систематизацией и распространением гидрометеорологической информации; Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт в С.-Петербурге отвечает за метеорологическое изучение Арктики и Антарктики. Метеорологические и климатологические исследования ведутся в Институте прикладной геофизики им. Е.К. Федорова, институте экспериментальной метеорологии, государственном океанографическом институте, в региональных научно-исследовательских институтах (в Нальчике, Новосибирске, Владивостоке), в гидрометеорологических обсерваториях. Специалистов метеорологов готовят в Российском гидрометеорологическом университете в С.-Петербурге, в Московском, С.-Петербургском, Казанском, Саратовском, Пермском, Томском, Владивостокском государственных университетах.

Фундаментальные проблемы климата разрабатываются в Институте вычислительной математики и Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, изучение взаимодействия океана и атмосферы ведется в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, проблемы палеоклиматологии исследуются в Институте географии РАН. Организацией Академии наук и Росгидромета является Институт глобального климата и экологии, задача которого – наблюдение за изменениями климата и окружающей среды под влиянием антропогенных воздействий.

5. Метеорологические приборы

Набор измерительных средств для наблюдения за состоянием атмосферы и ее исследования необычайно широк: от простейших термометров и до зондирующих лазерных установок и специальных метеорологических спутников. Метеорологическими приборами обычно называют такие приборы, которые используются для проведения измерений на метеорологических станциях (на суше и на кораблях). Эти приборы сравнительно просты, они удовлетворяют требованию однотипности, позволяющему сравнивать наблюдения разных станций.

Метеорологические приборы устанавливаются на площадке станции под открытым небом. Только приборы для измерения давления (барометры) устанавливаются в помещении станции, поскольку разница между давлением воздуха под открытым небом и внутри помещения практически отсутствует.

Приборы для определения температуры и влажности воздуха должны быть защищены от действия солнечной радиации, осадков и порывов ветра. Поэтому их помещают в будках особой конструкции, так называемых метеорологических будках. На станциях устанавливаются также самопишущие приборы, дающие непрерывную автоматическую регистрацию важнейших метеорологических величин (температуры и влажности воздуха, атмосферного давления и ветра). Самопишущие приборы нередко сконструированы так, что их датчики находятся на площадке или крыше здания на открытом воздухе, а регистрирующие части, связанные с датчиками электрической передачей, внутри здания.

Принципы работы ряда метеорологических приборов были предложены еще в XVII—XIX вв. Конец XIX и начало XX в. характеризуются унификацией основных метеорологических приборов и созданием национальных и международной метеорологических сетей станций. С середины 40-х гг. XX в. в метеорологическом приборостроении конструируются новые приборы с использованием достижений современной физики и техники: термо- и фотоэлементов, полупроводников, радиосвязи и радиолокации, лазеров, различных химических реакций, звуковой локации. Особенно нужно отметить применение в метеорологических целях радиолокации, радиометрической и спектрометрической аппаратуры, установленной на метеорологических искусственных спутниках Земли (МИСЗ), а также развитие лазерных методов зондирования атмосферы. На экране радиолокатора (радар) можно обнаружить скопления облаков, области осадков, грозы, атмосферные вихри в тропиках (ураганы и тайфуны) в значительном отдалении от наблюдателя и проследить их перемещение и эволюцию.

Аппаратура, устанавливаемая на МИСЗ, позволяет видеть облака и облачные системы днем и ночью, проследить изменение температуры с высотой, измерять ветер над океанами и т.п.

Применение лазеров позволяет с большой точностью определять малые примеси естественного и антропогенного происхождения, оптические свойства безоблачной атмосферы и облаков, скорость их движения и др.

Широкое использование электроники (и, в частности, персональных компьютеров) существенным образом автоматизирует обработку измерений, упрощает и ускоряет получение конечных результатов. Успешно осуществляется создание полуавтоматических и полностью автоматических метеорологических станций, передающих свои наблюдения в течение более или менее длительного времени без вмешательства человека.

6. Методы аэрологических наблюдений

Метеорологические наблюдения производятся приборами, установленными на метеорологических станциях у поверхности Земли. Целью аэрологических наблюдений является получение сведений о значении метеорологических величин во всей толще атмосферы. *К наиболее важным величинам относятся скорость и направление ветра, температура и влажность воздуха, измеряемые последовательно на различных уровнях атмосферы (от нижних слоев до самых высоких). Для этой цели применяются: шары-пилоты, радиопилоты, радиозонды, аэростаты постоянного уровня, специально оборудованные самолеты, метеорологические ракеты и метеорологические искусственные спутники Земли.*

1. Наиболее простым видом аэрологических наблюдений является ветровое зондирование, т.е. наблюдения над ветром в свободной атмосфере с помощью шаров-пшютов – небольших резиновых шаров, наполненных водородом или гелием, выпускаемых в свободный полет. Наблюдая за движением шара в оптические теодолиты либо определяя его положение путем радиопеленгации или радиолокации подвешенной к нему антенны-отражателя (радиоветровое зондирование), можно определить скорость и направление переноса шара по мере его подъема во все более высоких слоях атмосферы. Понятно, что движение шара определяется скоростью и направлением ветра в этих слоях. В последнее время радиоветровое зондирование почти полностью вытеснило шаропилотное зондирование, поскольку позволяет получать данные о ветре и в облачных условиях, когда оптические наблюдения оказываются невозможными.

2. Сведения о температуре, влажности и давлении в свободной атмосфере получают с помощью метода радиозондирования, впервые разработанного в СССР П.А. Молчановым в 1930г. В настоящее время он применяется метеорологическими службами всех стран. П.А. Молчанов изобрел радиозонд, по существу первый телеметрический прибор, который имел датчики температуры, влажности и давления. Радиозонд подвешивался к шару, наполненному водородом. Поднимаясь вверх и находясь в полете, прибор посылал по радио сигналы, которые принимались на земле и тут же переводились в метеорологические величины. Современный радиозонд значительно усовершенствован. Он применяется вместе с радиолокатором, обработка его сигналов полностью автоматизирована. Подвесив к шару антенну-отражатель и радиозонд и проследив за его движением с помощью радиолокатора, рассчитывают скорость и направление ветра, температуру, влажность и давление до высоты 30 – 40 км. Метод радиозондирования вызвал переворот в методах аэрологических наблюдений и во всей современной метеорологии. Радиозондовые наблюдения стали использоваться службой погоды, что особенно повысило их ценность. Благодаря радиозондированию несравнимо возросли наши знания о слоях атмосферы до высоты 30 – 40 км.

Сеть радиозондовых станций с разной степенью густоты покрывает все материи земного шара. За исключением островов, в настоящее время существует всего одна аэрологическая станция на судне погоды – в Тихом океане. Чтобы пополнить сведения об атмосфере над океанами, широко используются наблюдения за ветром рейсовых гражданских самолетов. Специальные самолеты, оборудованные под летающие аэрологические обсерватории, являются важным средством для специальных сложных наблюдений, требующих участия наблюдателя (например, для изучения физического строения облаков, измерения потоков солнечного и земного излучения, наблюдений за атмосферным электричеством).

3. Особенно бурно метеорологические исследования стали развиваться со времени запуска в СССР в 1957 – 1958 гг. первых искусственных спутников Земли. С 1960 г. регулярно запускаются метеорологические спутники для наблюдения нижележащих слоев атмосферы. Наибольшее применение в метеорологии получили спутники, запускаемые на околополярную солнечно-синхронную орбиту, и геостационарные спутники, орбита которых лежит в экваториальной плоскости, а угловая скорость равна угловой скорости вращения Земли. Геостационарные спутники все время «висят» над одной и той же точкой экватора.

Аппаратура, установленная на полярно-орбитальных спутниках, передает фототелевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова земного шара, измеряет потоки солнечной и земной радиации, прослеживает распределение температуры и влажности по высоте в атмосфере и др. Геостационарные спутники передают фототелевизионные и инфракрасные изображения облачного покрова в полосе между 45° с.ш. и 45° ю.ш. с интервалом 25 – 30 мин. что позволяет также по движениям облаков определять скорость ветра на двух уровнях над океанами.

4. В последние десятилетия для специальных исследовательских целей запускаются шары большого диаметра с оболочкой из полиэтилена – транс-океанские зонды, снабженные автоматическими приборами, передающими данные измерений по радио. Подъемная сила трансзондов рассчитана таким образом, что они уравниваются при определенном достаточно низком давлении в верхней атмосфере. Вместе с воздушными течениями эти шары дрейфуют в слое с одним и тем же давлением обычно на высоте 15 – 20 км много дней подряд. Определение траекторий полета таких шаров имеет значение для изучения переноса воздуха в различных слоях атмосферы, особенно над океанами и в тропиках, где сеть аэрологических станций недостаточна.

Для исследования высоких слоев атмосферы (выше 30-40км) запускают метеорологические и геофизические ракеты, в головных частях которых установлены различные приборы. Показания приборов, передаваемые по радио, и прослеживание сбрасываемых с парашютами головных частей ракет дают возможность измерять температуру, давление, состав, скорость и направление

ветра и т. д. Важным методом исследования высоких слоев являются наблюдения за распространением радиоволн и радиолокация метеорных следов, образуемых влетающими в атмосферу метеорами.

Атмосферные процессы, определяющие условия погоды и ее многолетний режим – климат, развиваются на больших пространствах. Чтобы получить представление об условиях погоды и характеристиках климата, естественно воспользоваться географическими картами, с помощью которых можно сопоставлять наблюдения, произведенные в разных пунктах, и последующий анализ.

Лекция 2. СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ, РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

1. Понятие «солнечная радиация»

Лучистая энергия Солнца – практически единственный источник тепла для поверхности Земли и ее атмосферы. Радиация, поступающая от звезд и Луны, в $30 \cdot 10^6$ раз меньше, чем солнечная радиация. Поток тепла из глубин Земли к поверхности в 5000 раз меньше тепла, получаемого от Солнца.

Часть солнечной радиации представляет собой видимый свет. Тем самым Солнце является для Земли источником не только тепла, но и света, важного для жизни на нашей планете.

Лучистая энергия Солнца превращается в тепло частично в самой атмосфере, но главным образом на земной поверхности, где она идет на нагревание верхних слоев почвы и воды, а от них – и воздуха. Нагретая земная поверхность и нагретая атмосфера, в свою очередь, излучают невидимую инфракрасную радиацию. Отдавая радиацию в мировое пространство, земная поверхность и атмосфера охлаждаются.

Иногда термином «радиация» ошибочно называют явление совсем другого рода – *корпускулярное излучение*, т.е. потоки электрически заряженных элементарных частиц вещества, преимущественно протонов и электронов.

2. Солнечная постоянная

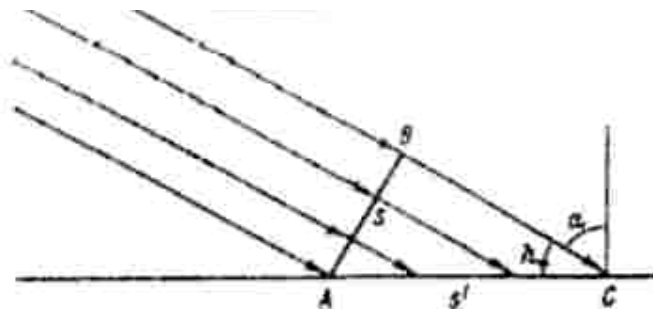
Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит *энергетическая освещенность*, или *плотность потока радиации*, т.е. количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени. Энергетическая освещенность измеряется в Вт/м² (или кВт/м²); это означает, что на 1 м в секунду поступает 1 Дж (или 1 кДж) лучистой энергии. Энергетическую освещенность солнечной радиации, падающей на верхней границе атмосферы на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют *солнечной постоянной* S_0^* . Условие «на верхней границе атмосферы» означа-

ет, что рассматривается энергетическая освещенность солнечной радиации до вступления в атмосферу. Смысл слова «постоянная» в том, что эта величина относится к радиации, на которую атмосфера еще не повлияла. Таким образом, солнечная постоянная зависит только от излучательной способности Солнца и расстояния от Земли до Солнца. По новейшим определениям с использованием баллонов, ракет и спутников солнечная постоянная за период 1976-1981 гг. была; $S_0^* = 1367 \text{ Вт/м}^2$ с ошибкой примерно $\pm 0,3\%$. В джоулях эта величина составляет $- 8,3 \text{ Дж/см}^2 \cdot \text{мин.}$

3. Прямая солнечная радиация

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют *прямой солнечной радиацией*. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Даже весь земной шар в целом так мал в сравнении с расстоянием до Солнца, что всю солнечную радиацию, падающую на него, без заметной погрешности можно считать пучком параллельных лучей.

Рис. 2.1. Приток солнечной радиации на поверхность АВ, перпендикулярную к лучам, и на горизонтальную поверхность АС



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

Энергетическую освещенность для определенной длины волны λ (вернее, для узкого участка спектра около длины волны λ) называют *спектральной плотностью энергетической освещенности*, она будет дальше обозначаться S_λ .

4. Изменения солнечной радиации в атмосфере и на земной поверхности

На верхнюю границу атмосферы солнечная радиация приходит в виде прямой радиации. Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации отражается в космическое пространство, остальные 70% поступают в атмосферу. Проходя сквозь атмосферу, солнечная радиация частично рассеивается атмосферными газами и аэрозолями. Эта часть переходит в особую форму *рассеянной радиации*. Частично прямая солнечная радиация поглощается ат-

мосферными газами и примесями и переходит в теплоту, т.е. идет на нагревание атмосферы.

Нерассеянная и непоглощенная в атмосфере прямая солнечная радиация достигает земной поверхности. Небольшая ее доля отражается от нее, а большая часть радиации поглощается земной поверхностью, в результате чего земная поверхность нагревается. Часть рассеянной радиации также достигает земной поверхности, частично от нее отражается и частично ею поглощается. Другая часть рассеянной радиации уходит вверх, в межпланетное пространство.

5. Поглощение солнечной радиации в атмосфере

В атмосфере поглощается около 23% прямой солнечной радиации, причем это поглощение избирательное: разные газы поглощают радиацию в разных участках спектра и в разной степени.

Азот поглощает радиацию только очень малых длин волн в ультрафиолетовой части спектра. Энергия солнечной радиации в этом участке спектра ничтожна, поэтому поглощение азотом практически не отражается на потоке солнечной радиации. В несколько большей степени, но все же очень мало поглощает солнечную радиацию кислород – в двух узких участках видимой части спектра и в его ультрафиолетовой части.

Более сильным поглотителем солнечной радиации является озон. Он поглощает ультрафиолетовую и видимую солнечную радиацию. Несмотря на то, что его содержание в воздухе очень мало, он настолько сильно поглощает ультрафиолетовую радиацию в верхних слоях атмосферы, что в солнечном спектре у земной поверхности волны короче 0,29 мкм вообще не наблюдаются. Общее поглощение солнечной радиации озоном достигает 3% прямой солнечной радиации.

Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра диоксид углерода (углекислый газ), но его содержание в атмосфере пока мало, поэтому поглощение им прямой солнечной радиации в общем невелико. Из газов основным поглотителем радиации в атмосфере является водяной пар, сосредоточенный в тропосфере, и особенно в нижней ее части.

6. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу поглощается и рассеивается, причем значительно. *Рассеяние – это фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом.* Оно может происходить на всех длинах волн электромагнитного спектра в зависимости от отношения размера рассеивающих частиц к длине волны падающего излучения. При рассеянии частица, находящаяся на пути распространения электромагнитной волны, непрерывно «извлекает» энергию из падающей волны и переизлучает ее по всем направлениям.

Около 26% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Около 2/3 рассеянной радиации приходит затем к земной поверхности. Но это будет уже особый вид радиации, отличный от прямой. Во-первых, рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода. Поэтому необходимо измерять ее поток на горизонтальную поверхность. Она также измеряется в Вт/м² (или кВт/м²).

Во-вторых, рассеянная радиация отличается от прямой спектральным составом, так как лучи различных длин воли рассеиваются в разной степени. В спектре рассеянной радиации соотношение энергии разных длин волн по сравнению со спектром прямой радиации смещается в сторону коротковолновых лучей. Чем меньше размеры рассеивающих частиц, тем сильнее рассеиваются коротковолновые лучи в сравнении с длинноволновыми.

7. Суммарная радиация

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности, – прямую и рассеянную – называют суммарной радиацией. Таким образом, суммарная радиация

$$Q = S \sin h_0 + D,$$

где S – энергетическая освещенность прямой радиацией, D – энергетическая освещенность рассеянной радиацией, h_0 – высота Солнца.

При безоблачном небе суммарная радиация имеет суточный ход с максимумом около полудня и годовой ход с максимумом летом (рис. 2.2). Частичная облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом; полная облачность, напротив, ее уменьшает. В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию.

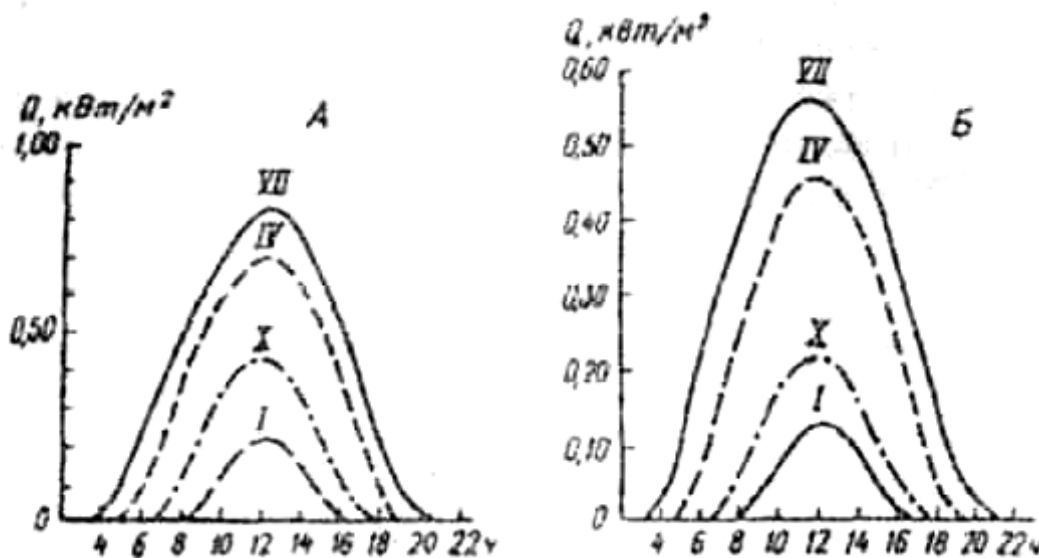


Рис. 2.2. Дневной ход суммарной солнечной радиации в Москве (данные обсерватории МГУ) в январе, апреле, июле и октябре при ясном небе (А) и при средних условиях облачности (Б).

8. Географическое распределение суммарной радиации

Рассмотрим распределение годовых и месячных количеств (сумм) *суммарной (прямой плюс рассеянной) солнечной радиации* по земному шару. Оно не вполне зонально: *изолинии (т.е. линии равных значений) потока радиации на картах не совпадают с широтными кругами*. Эти отклонения объясняются влиянием прозрачности атмосферы и облачности на распределение радиации по земному шару.

Годовые количества суммарной радиации (рис. 2.3) составляют в тропических и субтропических широтах свыше $59 \cdot 10^2$ МДж/м². Они особенно велики в малооблачных субтропических пустынях, а в Северной Африке достигают $84 \cdot 10^2 - 92 \cdot 10^2$ МДж/м². Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью (над бассейнами рек Амазонки и Конго (Заир), над Индонезией) они снижены до $42 \cdot 10^2 - 50 \cdot 10^2$ МДж/м². К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают, достигая под 60° широты $25 \cdot 10^2 - 33 \cdot 10^2$ МДж/м². Но затем они снова растут – мало в Северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой, где в глубине материка достигают $50 \cdot 10^2 - 54 \cdot 10^2$ МДж/м², т.е. значений, близких к тропическим и превышающих экваториальные. Над океанами суммы радиации ниже, чем над сушей.

В декабре (рис. 2.3) наибольшие суммы радиации (до $8 \cdot 10^2 - 9 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше) отмечаются в пустынях Южного полушария. В облачных районах у экватора они снижаются до $3 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$ МДж/м². В зимнем Северном полушарии радиация быстро убывает к северу; к северу от 50-й параллели она менее $0,8 \cdot 10^2$ МДж/м² и несколько севернее Полярного круга равна нулю. В летнем Южном полушарии суммы радиации убывают к югу до $4 \cdot 10^2$ МДж/м² и ниже (в широтах 50—60°). Затем они растут — до $8 \cdot 10^2$ МДж/м² у берегов Антарктиды и свыше $13 \cdot 10^2$ МДж/м² внутри Антарктиды, где суммы радиации больше, чем летом в тропиках.

В июне (рис. 2.3) наибольшие суммы радиации (свыше $9 \cdot 10^2$ МДж/м²) наблюдаются над северо-восточной Африкой, Аравией, Иранским нагорьем. До $8 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше они в Средней Азии, значительно меньше (до $6 \cdot 10^2$ МДж/м²) в тропических частях материков Южного полушария. В облачных приэкваториальных областях суммы радиации, как и в декабре, снижаются до $3 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^2$ МДж/м². В летнем Северном полушарии суммы радиации убывают от субтропиков к северу медленно, а севернее 50° с.ш. возрастают, достигая $8 \cdot 10^2$ МДж/м² и более в Арктическом бассейне.

На территории России и сопредельных стран годовые количества суммарной радиации меняются от $25 \cdot 10^2$ МДж/м² на Северной Земле до $67 \cdot 10^2$ МДж/м² на юге Туранской низменности и на Памире.

Не вся суммарная радиация поглощается земной поверхностью. Какая-то часть ее отражается. В результате отражения теряется от 5 до 20% суммарной радиации. В пустынях и особенно в областях со снежным и ледяным покровом потеря радиации путем отражения больше.

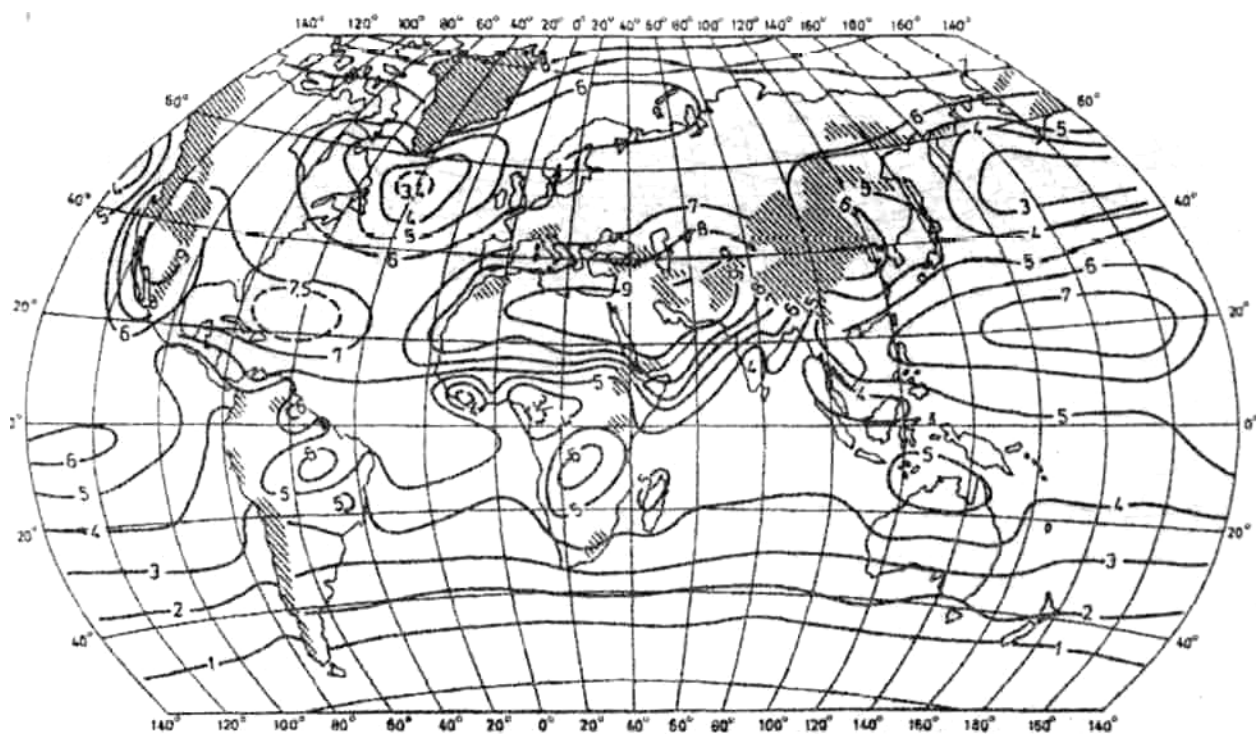


Рис. 2.3. Суммарная радиация, июнь, в МДж/м.кв. в год

9. Отражение солнечной радиации. Поглощение радиации. Альbedo Земли

Падая на земную поверхность, суммарная радиация в большей своей части поглощается в верхнем, тонком слое почвы или в более толстом слое воды и переходит в тепло, а частично отражается. Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности. Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется *альbedo поверхности*. Это отношение выражается в процентах.

Итак, из общего потока суммарной радиации $(S \sin h_0 + D)$ отражается от земной поверхности часть его $(S \sin h_0 + D)A$, где A – альbedo поверхности. Остальная часть суммарной радиации $(S \sin h_0 + D)(1-A)$ поглощается земной поверхностью и идет на нагревание верхних слоев почвы и воды. Эту часть называют *поглощенной радиацией*.

Альbedo поверхности почвы меняется в пределах 10 – 30%; у влажного чернозема оно снижается до 5%, а у сухого светлого песка может повышаться до 40%. С возрастанием влажности почвы альbedo снижается. *Альbedo расти-*

тельного покрова – леса, луга, поля – заключается в пределах 10 – 25%. Альbedo поверхности свежевыпавшего снега составляет 80 – 90%, давно лежащего снега – около 50% и ниже. Альbedo гладкой водной поверхности для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком Солнце до 70% при низком Солнце; оно зависит также от волнения на водной поверхности. Для рассеянной радиации альbedo водных поверхностей равно 5 – 10%. В среднем альbedo поверхности Мирового океана составляет 5 – 20%. Альbedo верхней поверхности облаков – от нескольких процентов до 70 – 80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова – в среднем 50 – 60%.

10. Излучение земной поверхности. Встречное излучение

Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают длинноволновую радиацию; эту земную радиацию чаще называют собственным излучением земной поверхности.

Собственное излучение можно рассчитать, зная абсолютную температуру земной поверхности. По закону Стефана-Больцмана излучение абсолютно черной поверхности при абсолютной температуре (T) будет

$$E_{a.ч.т.} = \sigma T^4,$$

где постоянная $\sigma = 5,7 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$.

Однако Земля не абсолютно черное тело. Оказывается, ее излучение с большой точностью может рассматриваться как излучение *серого тела*. Это значит, что на всех длинах волн излучение Земли отличается от излучения абсолютно черного тела на один и тот же множитель, обычно принимаемый равным $\delta = 0,95$.

Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (хотя в сравнительно небольшой доле, около 15% всего ее количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности. Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при конденсации водяного пара, испарившегося с земной поверхности. Нагретая атмосфера излучает сама. Так же как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

11. Эффективное излучение

Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением. Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением E_e : $E_e = E_s - E_a$.

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии а, следовательно, и тепла с земной поверхности ночью. Оно измеряет-

ся специальными приборами *пиргеометрами*. Собственное излучение можно определить по закону Стефана—Больцмана, зная температуру земной поверхности, а встречное излучение вычислить по формуле.

Эффективное излучение в ясные ночи составляет около $0,07 - 0,10 \text{ кВт/м}^2$ на равнинных станциях умеренных широт и до $0,14 \text{ кВт/м}^2$ – на высокогорных станциях (где встречное излучение меньше). С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает. В облачную погоду оно гораздо меньше, чем в ясную: следовательно, меньше и ночное охлаждение земной поверхности.

Эффективное излучение, конечно, существует и в дневные часы. Но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, но и эффективное излучение днем больше.

В среднем земная поверхность в средних широтах теряет через эффективное излучение примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

Поглощая земное излучение и посылая встречное излучение к земной поверхности, атмосфера тем самым уменьшает охлаждение последней в ночное время суток. Днем же она мало препятствует нагреванию земной поверхности солнечной радиацией. Это влияние атмосферы на тепловой режим земной поверхности носит название *тепличного, или парникового, эффекта* вследствие внешней аналогии с действием стекол теплицы.

12. Радиационный баланс земной поверхности

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением

$$B = (S \sin h_0 + D) (1 - A) - E_e$$

называют *радиационным балансом земной поверхности*.

Как видно из рис. 2.4, в ночные часы, когда суммарная радиация отсутствует, отрицательный радиационный баланс равен эффективному излучению и поэтому меняется в течение ночи слабо, если только условия облачности остаются одинаковыми.

Радиационный баланс переходит от ночных отрицательных значений к дневным положительным после восхода Солнца при его высоте $10 - 15^\circ$. От положительных значений к отрицательным он переходит перед заходом Солнца при

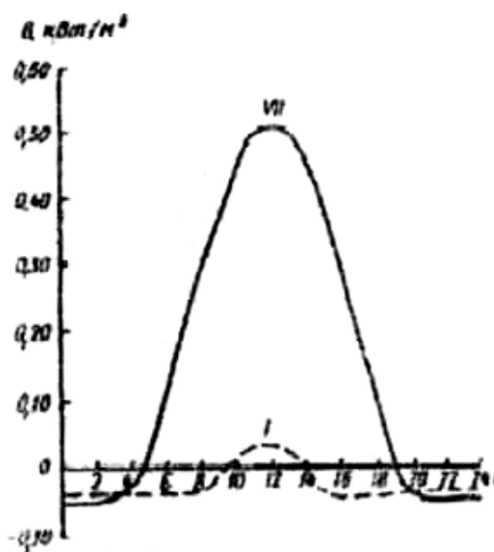


Рис. 2.4. Суточный ход радиационного баланса в Москве (МГУ) в январе и июле

той же его высоте над горизонтом. При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте Солнца около 20-25°, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало. Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты Солнца и убывает с ее уменьшением.

Средние полуденные значения радиационного баланса в Москве летом при ясном небе около 0,51 кВт/м², зимой только 0,03 кВт/м², при средних условиях облачности летом около 0,3 кВт/м², а зимой близки к нулю.

Излучение земной поверхности в большей части поглощается в атмосфере и лишь в интервале длин волн 8,5 – 12 мкм проходит сквозь атмосферу в мировое пространство. Это уходящее вовне количество составляет всего около 12 единиц, если принять приток солнечной радиации на границу атмосферы за 100 единиц. Но и сама атмосфера излучает в мировое пространство около 57 единиц, т.е. в несколько раз больше, чем земная поверхность.

13. Географическое распределение радиационного баланса

Как известно, радиационный баланс является разностью между суммарной радиацией и эффективным излучением. Поэтому вначале мы кратко рассмотрим географическое распределение эффективного излучения.

Эффективное излучение земной поверхности распределяется по земному шару более равномерно, чем суммарная радиация. Дело в том, что с ростом температуры земной поверхности, т.е. с переходом к более низким широтам, растет собственное излучение земной поверхности; однако одновременно растет и встречное излучение атмосферы вследствие большего влагосодержания воздуха и более высокой его температуры. Поэтому связь изменения эффективного излучения с широтой не слишком велика.

Вблизи экватора при большой влажности и облачности как на суше, так и на море эффективное излучение около $13 \cdot 10^2$ МДж/м² в год. В направлении к высоким широтам над океанами оно растет и под 60-й параллелью достигает примерно $17 \cdot 10^2 - 21 \cdot 10^2$ МДж/м² в год. На суше эффективное излучение больше, особенно в сухих, малооблачных и жарких тропических пустынях, где достигает $33 \cdot 10^2$ МДж/м² в год.

Радиационный баланс земной поверхности за год на Земле положительный, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды. Это означает, что годовой приток поглощенной радиации больше, чем эффективное излучение за то же время. Но это вовсе не значит, что земная поверхность год от года становится все теплее. Избыток поглощенной радиации над излучением уравнивается передачей тепла от земной поверхности в воздух путем теплопроводности и при фазовых преобразованиях воды (при испарении, с земной поверхности и последующей конденсации в атмосфере).

Следовательно, для земной поверхности не существует радиационного равновесия в получении и отдаче радиации, но существует тепловое равновесие: приток тепла к земной поверхности как радиационными, так и нерадиационными путями равен его отдаче теми же способами.

Около 60-й параллели в обоих полушариях годовой радиационный баланс на суше составляет от $8 \cdot 10^2$ до $13 \cdot 10^2$ МДж/м² (карта IV). К более высоким широтам он уменьшается и на материке Антарктиды становится отрицательным; от $-2 \cdot 10^2$ до $-4 \cdot 10^2$ МДж/м². К низким широтам он возрастает: между 40° с.ш. и 40° ю.ш. годовой баланс более $25 \cdot 10^2$ МДж/м², а между 20° с.ш. и 20° ю.ш. – более $42 \cdot 10^2$ МДж/м². На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах. Это объясняется тем, что радиация в океанах поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши. Существенные отклонения от зонального распределения имеются в пустынях, где баланс ниже (в Сахаре, например, до $25 \cdot 10^2$ МДж/м²) вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе. Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время гола облачность увеличивается, а поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами на той же широте.

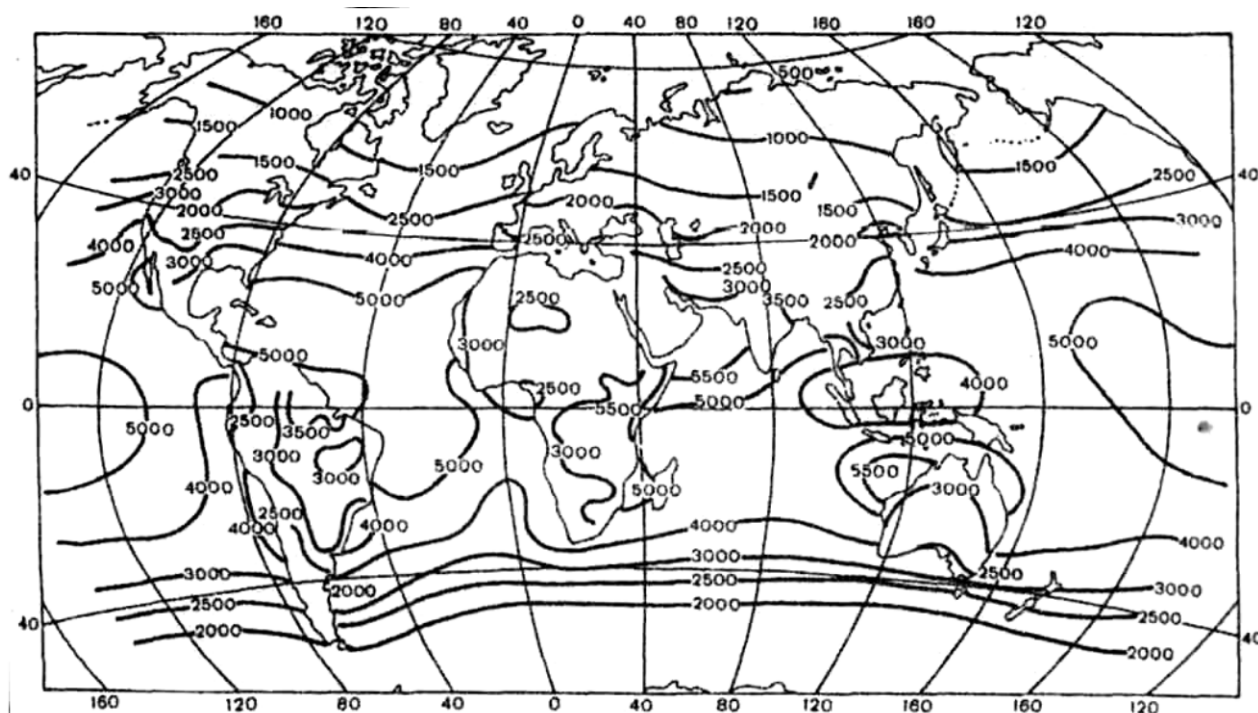


Рис. 2.5. Радиационный баланс земной поверхности за год [МДж/(м²·год)]

В декабре радиационный баланс отрицательный на значительной части Северного полушария: нулевая изолиния проходит немного южнее 40° с.ш. К северу от этой широты баланс становится отрицательным и в Арктике достигает $-2 \cdot 10^2$ МДж/м² и ниже. Южнее 40° с.ш. он возрастает до

$4 \cdot 10^2 - 6 \cdot 10^2$ МДж/м² на Южном тропике, потом убывает до $2 \cdot 10^2$ МДж/м² в прибрежных районах Антарктиды.

В июне радиационный баланс во всем Северном полушарии положительный. Под 60 – 65° с.ш. он в общем больше $3 \cdot 10^2$ МДж/м². С уменьшением широты баланс возрастает, но медленно. По обе стороны от Северного тропика он достигает максимума: $5 \cdot 10^2 - 6 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше. На севере Аравийского моря радиационный баланс равен $7 \cdot 10^2$ МДж/м² и выше. Баланс остается положительным до 40° ю.ш. Южнее он становится отрицательным и у берегов Антарктиды снижается до $-0,8 \cdot 10^2$ МДж/м².

В России годовой радиационный баланс на суше в северных широтах порядка $4 \cdot 10^2$ МДж/м², а на юге — до $21 \cdot 10^2$ МДж/м².

14. Тепловой баланс земной поверхности

Остановимся сначала на тепловых условиях земной поверхности и самых верхних слоев почвы и водоемов. Это необходимо потому, что *нижние* слои атмосферы нагреваются и охлаждаются больше всего путем радиационного и нерadiационного обмена теплом с верхними слоями почвы и воды. Поэтому *изменения температуры в нижних слоях атмосферы прежде всего определяются изменениями температуры земной поверхности и следуют за этими изменениями.*

Земная поверхность, т.е. поверхность почвы или воды (а также растительного, снежного, ледяного покрова), непрерывно и разными способами получает и теряет тепло. Через земную поверхность тепло передается вверх – в атмосферу и вниз – в почву или в воду.

Во-первых, на земную поверхность поступают *суммарная радиация и встречное излучение атмосферы*. Они в большей или меньшей степени поглощаются поверхностью, т.е. идут на нагревание верхних слоев почвы и воды, В то же время земная поверхность *излучает сама* и тем самым теряет тепло.

Во-вторых, к земной поверхности приходит тепло сверху, из атмосферы, *путем турбулентной теплопроводности*. Тем же способом тепло уходит от земной поверхности в атмосферу. Путем теплопроводности тепло также уходит от земной поверхности вниз, в почву и воду, либо приходит к земной поверхности из глубины почвы и воды.

В-третьих, земная поверхность получает тепло *при конденсации на ней водяного пара из воздуха или теряет тепло при испарении с нее воды*. В первом случае выделяется скрытая теплота, во втором теплота переходит в скрытое состояние.

На менее важных процессах (например, затратах тепла на таяние снега, лежащего на поверхности, или распространении тепла в глубь почвы вместе с водой осадков) останавливаться не будем.

Будем считать земную поверхность идеализированной геометрической поверхностью, не имеющей толщины, теплоемкость которой, следовательно, равна нулю. Тогда ясно, что в любой промежуток времени от земной поверхности будет уходить вверх и вниз в совокупности такое же количество тепла, какое она за это же время получает сверху и снизу. Естественно, что если рассматривать не поверхность, а некоторый слой земной поверхности, то здесь равенства приходящих и уходящих потоков тепла может и не быть. В таком случае избыток приходящих потоков тепла над УХОДЯЩИМИ потоками в соответствии с законом сохранения энергии пойдет на нагревание этого слоя, а в обратном случае – на его охлаждение.

Итак, алгебраическая сумма всех приходов и расходов тепла на земной поверхности должна быть равной нулю. Это и выражается уравнением теплового баланса земной поверхности.

Чтобы написать уравнение теплового баланса, объединим поглощенную радиацию и эффективное излучение в радиационный баланс:

$$B = (S \sinh_{\Theta} + D)(1 - A) - E_{эф}.$$

Приход тепла из воздуха или отдачу его в воздух путем теплопроводности обозначим буквой P . Такой же приход или расход путем теплообмена с более глубокими слоями почвы или воды обозначим через G_n . Потерю тепла при испарении или приход его при конденсации на земную поверхность обозначим LE_n , где L – удельная теплота испарения и E_n – масса испарившейся или сконденсировавшейся воды. Тогда уравнение теплового баланса земной поверхности примет вид

$$B + P + G_n + LE_n = 0$$

Можно еще отметить, что смысл уравнения состоит в том, что радиационный баланс на земной поверхности уравновешивается нерадикационной передачей тепла (рис. 2.6).

Уравнение действительно для любого времени, в том числе и для многолетнего периода.

Из того, что тепловой баланс земной поверхности равен нулю, не следует, что температура поверхности не меняется. Если передача тепла направлена вниз, то тепло, приходящее к поверхности сверху и уходящее от нее в глубь, в значительной части остается в самом верхнем слое почвы или воды – в так называемом деятельном слое.

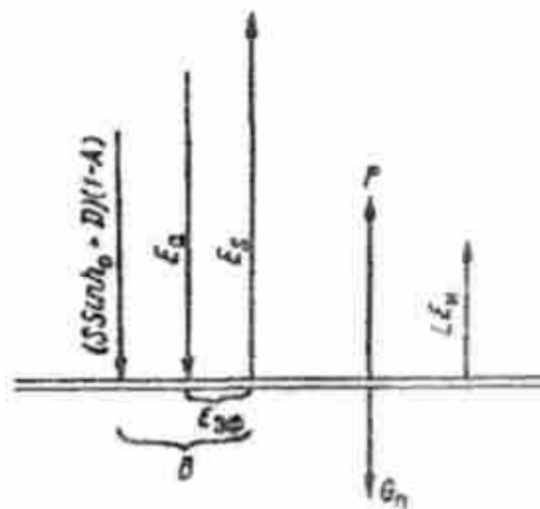


Рис. 2.6. Составляющие теплового баланса земной поверхности в дневное время суток

Температура этого слоя, следовательно, и температура земной поверхности при этом возрастают. При передаче тепла через земную поверхность снизу вверх, в атмосферу, тепло уходит, прежде всего, из деятельного слоя, вследствие чего температура поверхности падает.

От суток к суткам и от года к году средняя температура деятельного слоя и земной поверхности в любом месте меняется мало. Это значит, что за сутки в глубь почвы или воды попадает днем столько же тепла, сколько уходит из нее ночью. Так как за летние сутки тепла уходит вниз все-таки несколько больше, чем приходит снизу, слои почвы и воды и их поверхность день ото дня нагреваются. Зимой происходит обратный процесс. Сезонные изменения прихода-расхода тепла в почве и воде за год почти уравниваются, и средняя годовая температура земной поверхности и деятельного слоя год от года меняется мало.

15. Различия в тепловом режиме почвы и водоемов

Существуют резкие различия в нагревании и тепловых особенностях поверхностных слоев почвы и верхних слоев водных бассейнов. *В почве тепло распространяется по вертикали путем молекулярной теплопроводимости, а в легкоподвижной воде – также и путем турбулентного перемешивания водных слоев, намного более эффективного.* Турбулентность в водоемах обусловлена прежде всего волнением и течениями. В ночное время суток и в холодное время года к этого рода турбулентности присоединяется *термическая конвекция*: охлажденная на поверхности вода опускается вниз вследствие возросшей плотности и замешается более теплой водой из нижних слоев. В океанах и морях некоторую роль в перемешивании слоев и в связанной с ним передаче тепла играет также *испарение*. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и поэтому более плотным, вследствие чего вода опускается с поверхности в глубину. Кроме того, *радиация* глубже проникает в воду в сравнении с почвой. Наконец, теплоемкость воды более значительна чем теплоемкость почвы и горных пород.

Лекции 3-4. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА: СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ, ВИДЫ ТЕМПЕРАТУР, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ И У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

1. Измерение температуры воздуха

Понятие «*температура воздуха*» нуждается в некоторых пояснениях. В первую очередь речь идет о *температуре воздуха у земной поверхности*, под которой понимается температура, измеренная в *метеорологической будке*, причем резервуары термометров помещаются на высоте 2 м над поверхностью почвы. Только при специальных исследованиях состояния приземного слоя воздуха термометры помещаются на различных уровнях – более низких и более высоких. На судах термометры также могут помещаться на других уровнях.

Будка нужна для защиты термометра от прямой солнечной радиации, а также от эффективного излучения земной поверхности и окружающих предметов (зданий, деревьев). Только в таких условиях может произойти выравнивание температуры самого измерительного прибора – термометра – с температурой окружающего воздуха. Термометр, открытый для солнечной радиации, нагревается сильнее, чем окружающей воздух, поэтому температуру, которую он показывает, *нельзя отождествлять с температурой воздуха*. Выражение температура «на солнце» не имеет никакого отношения к истинной температуре воздуха, не имеет метеорологического значения и означает температуру резервуара, содержащего термометрическое тело.

Будку делают из дерева и окрашивают в *белый цвет*, чтобы она максимально отражала солнечные лучи и как можно меньше нагревалась. Будка должна обеспечивать и вентиляцию: мимо резервуаров термометров должен проходить воздух, не застаиваясь в будке. Для этого стенки будки делают в виде *жалюзи*, состоящих из отдельных планок. Планки расположены так, что лучи солнца не проникают в глубь будки, но воздух свободно в ней циркулирует. При прохождении воздуха между планками крупные турбулентные вихри дробятся, и пульсации температуры внутри будки уменьшаются.

Температура воздуха испытывает постоянные *микроколебания*, периоды которых исчисляются секундами и минутами. Эти колебания связаны с турбулентным состоянием воздуха: мимо приемника термометра все время проходят то более теплые, то более холодные струйки воздуха. Исследование микроколебаний температуры интересно само по себе и в целях изучения атмосферной турбулентности. Для этого особенно удобны малоинерционные электрические термометры. Но для характеристики погоды и климата такие мелкие колебания температуры не имеют значения. Гораздо важнее знать *общее, выровненное тепловое состояние воздуха*, чем очень точно измеренное, но случайное значение температуры в тот или иной момент, которое через очень короткое время уже изменится. Поэтому термометры для стандартных метеорологиче-

ских наблюдений обладают *большой инерцией*. Они сравнительно медленно выравнивают свою температуру с температурой окружающего воздуха и не реагируют на быстрые колебания последней.

На метеорологических станциях службы погоды отсчеты по термометрам делают с точностью до десятых долей градуса, а затем эти значения температуры передают в прогностические центры.

2. Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Температура воздуха меняется в течение суток вслед за температурой земной поверхности. Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, *амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть*. Над поверхностью моря условия сложнее.

Рост температуры воздуха начинается одновременно с ростом температуры почвы (минут на 15 позже) утром, после восхода солнца. В 13-14 ч температура почвы, как мы знаем, начинает понижаться. В 14—15 ч температура почвы уравнивается с температурой воздуха: с этого времени при дальнейшем падении температуры почвы начинает падать и температура воздуха. *Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца, а максимум – на 14 – 15 ч.*

Суточный ход температуры воздуха достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды. Еще более закономерным представляется он *в среднем из большого числа наблюдений*: многолетние кривые суточного хода температуры – плавные кривые, похожие на синусоиды.

В отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень измененным. Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т.е. от притока воздушных масс с другой температурой. В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум - на ночь.

Суточный ход температуры может вообще исчезнуть, или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму. Иначе говоря, регулярный суточный ход перекрывается или маскируется *непериодическими изменениями температуры*. Например, в Хельсинки в январе в 24% случаев суточный максимум температуры приходится на время между полночью и часом ночи, и только в 13% случаев он приходится на промежуток времени от 12 до 14 ч.

Даже в тропиках, где непериодические изменения температуры слабее, чем в умеренных широтах, максимум температуры приходится на послеполуденные часы только в 50% всех случаев.

В климатологии обычно рассматривается суточный ход температуры воздуха, *осредненный за многолетний период*. В таком осредненном суточном хо-

де непериодические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются. Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода плавная и близка к синусоидальной.

Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от многого. Прежде всего, она определяется *суточной амплитудой температуры на поверхности почвы*: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе. Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от *облачности*. Следовательно,

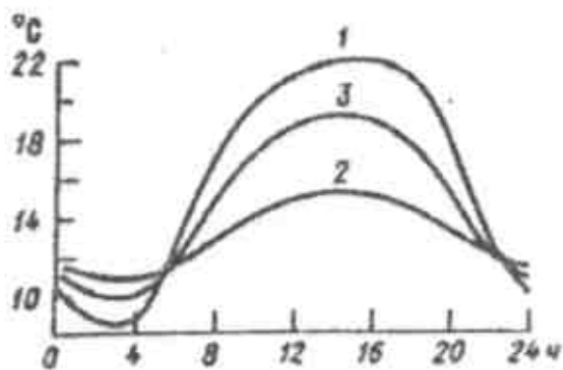


Рис. 3.1. Суточный ход температуры воздуха в Павловске в зависимости от облачности:
1 — ясные дни; 2 — пасмурные дни; 3 — все дни

и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную. Это хорошо видно на рис. 3.1, на котором представлен суточный ход температуры воздуха в Павловске (под С.-Петербургом), средний для всех дней летнего сезона и отдельно для ясных и пасмурных дней.

Суточная амплитуда температуры воздуха меняется по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности. Зимой она меньше, чем летом, так же, как и амплитуда температуры подстилающей поверхности. С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом. Под широтами 20° — 30° на суше средняя за год суточная амплитуда температуры около 12°C , под широтой 60° — около 6°C , под широтой 70° — только 3°C .

На *выпуклых формах рельефа местности* (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха *меньше*, чем на равнинной местности, а в *вогнутых формах рельефа* (в долинах, оврагах и лощинах) — *больше* (закон Воейкова). Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха. В вогнутых формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение меньше, суточные амплитуды также меньше, чем в широких долинах.

Понятно, что малые суточные амплитуды температуры поверхности моря определяют и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем. Однако последние все же *больше*, чем суточные амплитуды на *самой поверхности моря*. Суточные амплитуды температуры поверхности от-

крытого океана измеряются десятками долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до $1 - 1,5^{\circ}\text{C}$, а над внутренними морями и больше. Амплитуда температуры в воздухе повышена, потому что на ней сказывается непосредственное поглощение солнечной радиации водяным паром в нижнем слое воздуха днем и излучением им длинноволновой радиации ночью.

3. Годовая амплитуда температуры воздуха

Все воздушные массы зимой холоднее, а летом теплее, поэтому температура воздуха в каждом отдельном месте меняется *в годовом ходе*: средние месячные температуры в зимние месяцы ниже, в летние – выше. Вычислив для какого-либо места средние месячные температуры по многолетнему ряду наблюдений, увидим, что они плавно меняются от одного месяца к другому, повышаясь от января или февраля к июлю или августу и затем понижаясь.

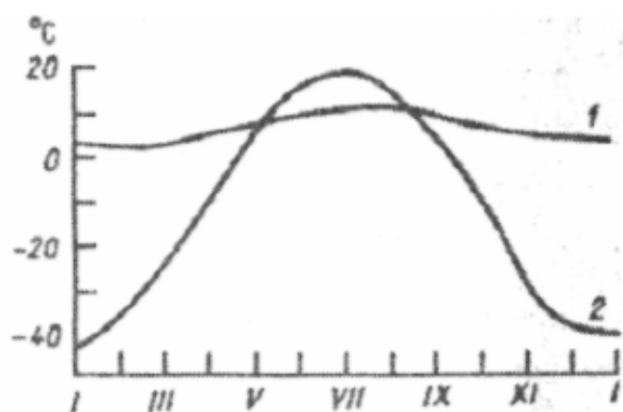


Рис. 3.2. Годовой ход температуры воздуха на широте 62°с.ш. в Торсхавне и Якутске: 1 – Торсхавна; 2 – Якутск

Разность средних местных температур самого теплого и самого холодного месяцев называют *годовой амплитудой температуры воздуха*. В климатологии рассматриваются годовые амплитуды температуры, вычисленные по многолетним средним месячным температурам.

Годовая амплитуда температуры воздуха растет с географической широтой. На экваторе приток солнечной радиации меняется в те-

чение года очень мало. По направлению к полюсу различия в поступлении солнечной радиации между зимой и летом возрастают, а вместе с ними возрастают и годовые амплитуды температуры воздуха. Над океаном вдали от берегов широтное изменение годовой амплитуды невелико. Если бы Земля была сплошь покрыта океаном, свободным ото льда, то годовая амплитуда температуры воздуха менялась бы от нуля на экваторе до $5 - 6^{\circ}\text{C}$ на полюсе. В действительности над южной частью Тихого океана, вдали от материков, годовая амплитуда между 20 и 60° ю.ш. увеличивается с 3 до 5°C . Над более узкой северной частью Тихого океана, где больше влияние соседних материков, амплитуда между 20 и 60° с.ш. растет с 3 до 15°C .

4. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности

Рассматривая карты многолетнего среднего распределения температуры воздуха на уровне моря для отдельных календарных месяцев и для всего года, мы обнаруживаем ряд закономерностей, указывающих на влияние географических факторов на это распределение.

Прежде всего, влияет *широта местности*. Температура, в общем, *убывает от экватора к полюсам* в соответствии с распределением радиационного баланса земной поверхности. Убывание температуры особенно значительно в каждом полушарии зимой, потому что вблизи экватора температура мало меняется в годовом ходе, а в высоких широтах зимой она значительно ниже, чем летом.

Однако изотермы на картах не совпадают вполне с широтными кругами, как и изолинии радиационного баланса. Особенно сильно они отклоняются от зональности в Северном полушарии, где ясно видно влияние *расчленения земной поверхности на сушу и море*. Кроме того, возмущения в распределении температуры связаны с наличием *снежного или ледяного покрова, горных хребтов, с теплыми и холодными океаническими течениями*. Наконец, на распределение температуры влияют и *особенности общей циркуляции атмосфер*, так как температура определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и адвекцией воздуха из других районов. Например, самые низкие температуры в Евразии наблюдаются не в центре материка, а в его восточной части. В западной части Евразии температуры зимой выше, а летом ниже, чем в восточной, именно потому, что при преобладающем западном направлении воздушных течений с запада в Евразию далеко проникают массы морского воздуха с Атлантического океана.

Меньше всего отклонений от широтных кругов на *карте средних годовых температур для уровня моря* (рис. 3.4). Зимой материка холоднее океанов, летом теплее, поэтому в средних годовых величинах противоположные отклонения изотерм от зонального распределения частично взаимно компенсируются. На карте средней годовой температуры мы находим по обе стороны от экватора – *в тропиках* – широкую зону, где средние годовые температуры выше $+25^{\circ}\text{C}$. Внутри зоны очерчиваются замкнутыми изотермами *острова* у Северной Африки и (менее значительные по размерам) над Индией и Мексикой, где средняя годовая температура выше $+28^{\circ}\text{C}$. Над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией островов тепла нет. Однако над этими материками изотермы прогибаются к югу, образуя «*языки тепла*», в которых высокие температуры распространяются дальше в сторону высоких широт, нежели над океанами. Таким образом, тропики материков теплее тропиков океанов (речь идет о среднегодовой температуре воздуха над ними).

Во внетропических широтах изотермы менее отклоняются от широтных кругов, особенно в Южном полушарии, где подстилающая поверхность в средних широтах представляет собой почти сплошной океан. В Северном полушарии в средних и высоких широтах наблюдаются более или менее заметные отклонения изотерм к югу над материками Азии и Северной Америки. Это означает, что *в среднем материка в этих широтах несколько холоднее океанов.*

Самые теплые места Земли в среднем наблюдаются на побережьях южной части Красного моря. В Массауа (Эритрея, 15,6° с.ш., 39,4° в.д.) средняя годовая температура на уровне моря +30°С, а в Ходейде (Йемен, 14,6° с.ш., 42,8° в.д.) даже 32,5°С. *Самый холодный район* — Восточная Антарктида, где в центре плато средние годовые температуры порядка -50 — -55°С.

На картах для *января и июля* (центральные месяцы зимы и лета) отклонения изотерм от зонального направления значительно больше. Правда, *в тропиках Северного полушария* январская температура над океанами и материками довольно близка (под каждой данной параллелью). Изотермы не особенно сильно отклоняются от широтных кругов. *Внутри тропиков* температура мало меняется и с широтой. Но *вне тропиков температура в Северном полушарии* быстро убывает к полюсу. Изотермы проходят очень густо в сравнении с июльской картой. Кроме того, над холодными материками Северного полушария во внетропических широтах резко выражены прогибы изотерм к югу, а над более теплыми океанами — к северу. *Это языки холода и тепла.*

Особенно значителен прогиб изотерм к северу над теплыми водами Северной Атлантики, над восточной частью океана, где проходит ветвь Гольфстрима — Атлантическое течение. Это яркий пример влияния океанических течений на распределение температуры. Нулевая изотерма в районе Северной Атлантики проникает за полярный круг (зимой!). Резкое сгущение изотерм у берегов Норвегии свидетельствует еще об одном факторе — о влиянии прибрежных гор, за которыми скапливается в глубине полуострова холодный воздух. Горы усиливают контраст между температурами над Гольфстримом и Скандинавским полуостровом, в районе Тихоокеанского побережья Северной Америки можно заметить сходное влияние Скалистых Гор. Сгущение изотерм на восточном побережье Азии связано преимущественно с *характером атмосферной циркуляции*: в январе теплые массы воздуха с Тихого океана почти не попадают на материк Азии, а холодные континентальные воздушные массы быстро прогреваются над океаном.

Над северо-востоком Азии и над Гренландией на карте находим даже замкнутые изотермы, обрисовывающие *острова холода*. В первом районе, между Леной и Индигиркой, средние температуры января достигают -48°С, а на уровне местности до -50°С и ниже, абсолютные минимумы даже до -70°С. *Это район якутского полюса холода*. Самые низкие температуры наблюдаются в Верхоянске (67,5° с.ш., 133,4° в.д.) и Оймяконе (63,2° с.ш., 143,1° в.д.).

Северо-восток Азии зимой имеет очень низкие температуры во всей толще тропосферы. Возникновению чрезвычайно низких минимумов температуры у земной поверхности способствуют в указанных районах орографические условия: низкие температуры наблюдаются во впадинах или долинах, окруженных горами, где создается застой воздуха в нижних слоях.

Вторым полюсом холода в Северном полушарии является Гренландия, где средняя температура января на уровне местности понижается до -55°C , а низшие температуры в центре острова доходят, по-видимому, до таких же значений, как в Якутии (-70°C). На карте изотерм для уровня моря гренландский полюс холода менее выражен, чем якутский, вследствие большой высоты гренландского плато. Существенное отличие гренландского полюса холода от якутского состоит в том, что и летом температуры надо льдами Гренландии очень низкие: средняя температура июля на уровне -15°C .

В Якутии температуры летом сравнительно высокие: того же порядка, что и под соответствующими широтами в Европе. Поэтому гренландский полюс холода является постоянным, а якутский – только зимним. Очень холодный и район Баффиновой Земли.

В области Северного полюса средняя температура зимой выше, чем в Якутии и Гренландии, так как циклоны сравнительно часто заносят сюда воздушные массы с Атлантического и Тихого океанов.

В южном полушарии в январе лето. Распределение температуры в тропиках Южного полушария над океанами весьма равномерное. Но над материками в Южной Африке, Южной Америке и особенно в Австралии намечаются хорошо выраженные острова тепла со средними температурами до $+34^{\circ}\text{C}$ в Австралии. Максимальные температуры достигают в Австралии $+55^{\circ}\text{C}$. В Южной Африке температуры на уровне местности не так высоки вследствие значительных высот местности над уровнем моря: абсолютные максимумы не превышают $+45^{\circ}\text{C}$.

Во внетропических широтах Южного полушария температура падает более или менее быстро примерно до 50-й параллели. Затем идет широкая зона с однородными температурами ($0 - 5^{\circ}\text{C}$) до самых берегов Антарктиды. В глубине ледяного материка температуры падают до -35°C . Следует обратить внимание на языки холода над океанами у западных берегов Южной Америки и Южной Африки, связанные с холодными океаническими течениями.

В июле в тропиках и субтропиках Северного (теперь летнего) полушария хорошо выражены острова тепла с замкнутыми изотермами над Северной Африкой, Аравией, Центральной Азией и Мексикой. Как Мексика, так и Центральная Азия обладают большими высотами над уровнем моря, поэтому температуры на уровне местности там не так высоки, как на уровне моря.

Средние июльские температуры в Сахаре достигают $+4^{\circ}\text{C}$ (на уровне местности несколько ниже). Абсолютные максимумы температуры в Северной Африке до $+58^{\circ}\text{C}$ (Азия в Ливийской пустыне, южнее города Триполи;

32,4° с.ш., 117,0° в.д.). Немного ниже (+ 57°С) абсолютный максимум температуры в глубокой впадине среди гор в Калифорнии, в Долине Смерти (36,5° с.ш., 117,5° з.д.). Абсолютные максимумы температуры в Туркмении доходят до +50°С.

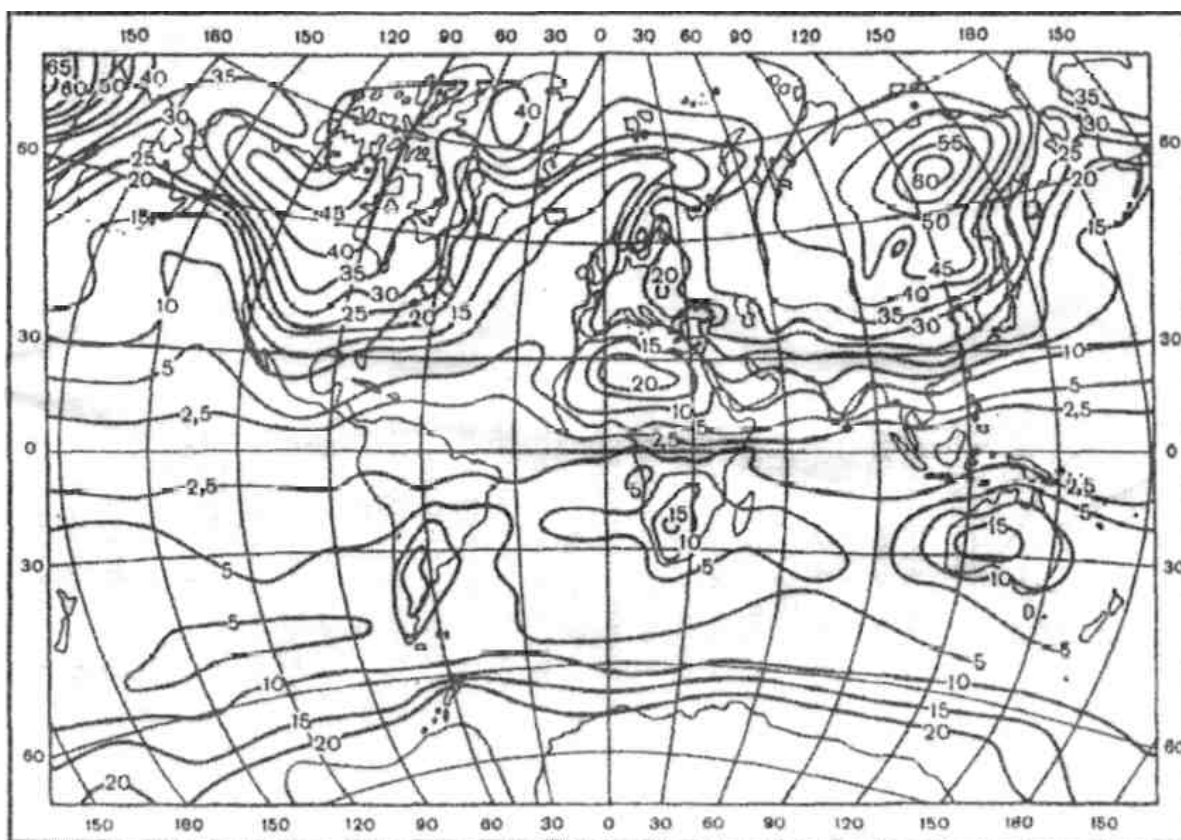


Рис. 3.3. Среднегодовая амплитуда температуры воздуха

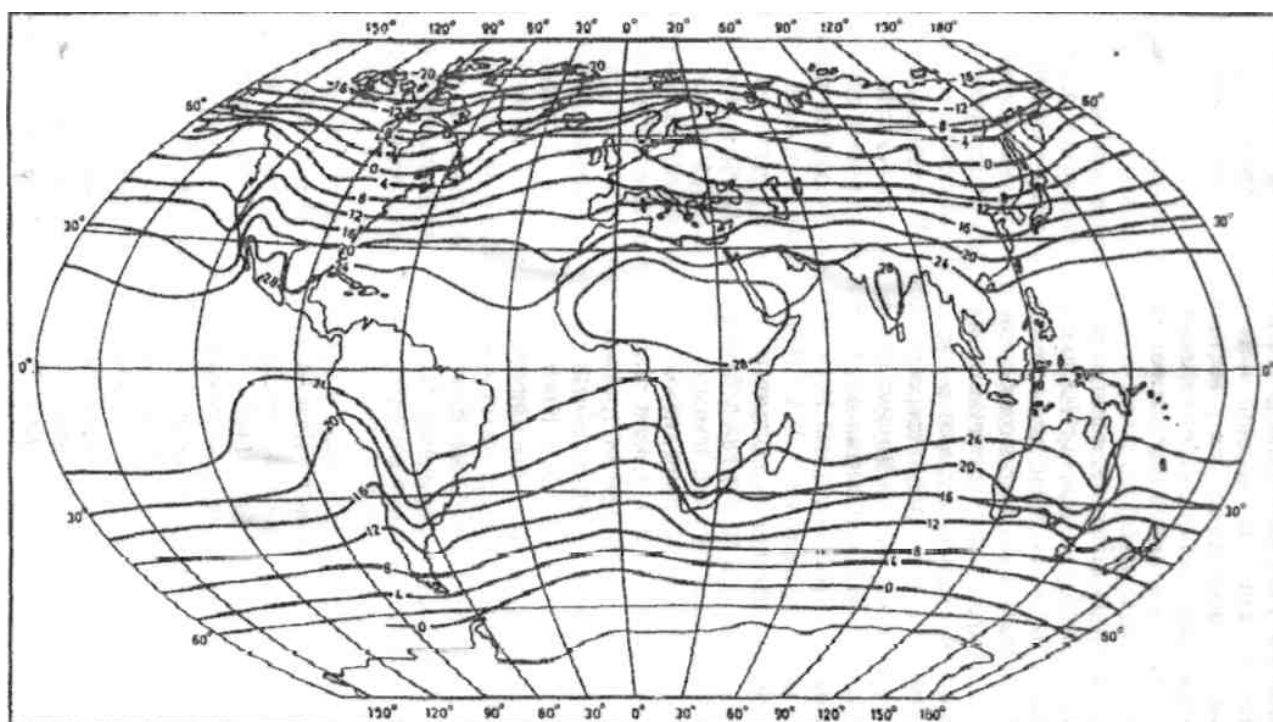


Рис. 3.4. Распределение средней годовой температуры воздуха на уровне моря (°С)

5. Инверсия температуры

Падение температуры с высотой можно считать нормальным явлением для тропосферы, а инверсии температуры – отклонениями от нормального состояния. Правда, инверсии температуры в тропосфере – почти повседневное явление. Но они захватывают незначительные, по сравнению со всей толщиной тропосферы, воздушные слои.

Инверсию температуры можно характеризовать *высотой нижней границы*, т.е. высотой, с которой начинается повышение температуры, *толщиной слоя*, в котором наблюдается повышение температуры с высотой, и *разностью температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя – скачком температуры*. В качестве переходного случая между нормальным падением температуры с высотой и инверсией можно выделить явление *вертикальной изотермии*, когда температура в некотором слое с высотой не меняется.

По высоте все тропосферные инверсии можно разделить на *инверсии приземные и инверсии в свободной атмосфере*.

Приземная инверсия начинается от самой подстилающей поверхности (почвы, снега или льда). Над открытой водой такие инверсии наблюдаются редко и не так значительны. У подстилающей поверхности температура самая низкая, с высотой она растет, причем этот рост может распространяться на слой в несколько десятков и даже сотен метров. Затем инверсия сменяется нормальным падением температуры с высотой.

Инверсия в свободной атмосфере наблюдается в некотором слое воздуха, лежащем на той или иной высоте над земной поверхностью. Основание инверсии может находиться на любом уровне в тропосфере, однако наиболее часты инверсии в пределах нижних 2 км (если не говорить об инверсиях на тропопause, собственно уже не тропосферных). Толщина инверсионного слоя также может быть самой различной – от немногих десятков до многих сотен метров. Наконец, скачок температуры на инверсии, т.е. разность температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя, может колебаться от 1°C и меньше, до 10 – 15°C и больше.

Лекция 5. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА. ОБЛАКА И ОСАДКИ

1. Характеристики влажности

Влажность воздуха, прежде всего, зависит от того, сколько водяного пара поступает в атмосферу путем испарения с земной поверхности в том же районе. Естественно, что над океаном испарение больше, чем над материками, так как оно не ограничено запасами воды. В то же время в каждом месте влажность воздуха зависит от атмосферной циркуляции: воздушные течения приносят в данный район воздушные массы, более влажные или более сухие, из других областей Земли. Наконец, для каждой температуры существует состояние насыщения, т.е. существует некоторое предельное влагосодержание, которое не может быть превзойдено.

Для количественного выражения содержания водяного пара в атмосфере используют различные характеристики влажности воздуха. О двух из них было сказано во второй лекции. Это *парциальное давление* водяного пара e – основная и наиболее употребительная характеристика влажности, и *относительная влажность* f – отношение фактического давления пара к давлению насыщенного пара при данной температуре, выраженное в процентах:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$$

Абсолютная влажность a — масса водяного пара в граммах в 1 м^3 воздуха, т.е. плотность водяного пара, выраженная в граммах на кубический метр.

Для абсолютной влажности a справедливо выражение

$$a = 217 \frac{e}{T}, \text{ г/м}^3,$$

где e – в гектопаскалях (гПа); T – в Кельвинах (К). Это выражение получим, если плотность водяного пара $\rho_w = (0,622e)/(L_v T)$ выразим в граммах на 1 м^3 , а e – в гПа.

Итак, абсолютную влажность легко рассчитать, зная давление пара и температуру воздуха. При температуре 0°C и для состояния насыщения $a = 4,9 \text{ г/м}^3$.

Абсолютная влажность меняется при адиабатических процессах. При расширении воздуха объем его увеличивается, и то же количество водяного пара распределяется на больший объем; следовательно, абсолютная влажность уменьшается. При сжатии воздуха абсолютная влажность увеличивается.

Остановимся еще на трех характеристиках влажности.

1. *Температура, при которой содержащийся в воздухе водяной пар достигает насыщения при неизменном общем давлении воздуха, называется точкой росы* t . Так, если при температуре воздуха $+27^\circ\text{C}$ давление пара в нем равно 23,4 гПа, то такой воздух не является насыщенным. Для того чтобы он стал

насыщенным, нужно было бы понизить его температуру до $+20^{\circ}\text{C}$. Вот эта температура $+20^{\circ}\text{C}$ – точка росы. Очевидно, что чем меньше разница между фактической температурой и точкой росы, тем ближе воздух к насыщению. При насыщении точка росы равна фактической температуре.

2. Разность между температурой воздуха (T) и точкой росы (τ) называется дефицитом точки росы Δ : $\Delta = T - \tau$.

3. Разность между давлением насыщенного пара E при данной температуре воздуха и фактическим давлением e пара в воздухе ($D = E - e$) называется дефицитом насыщения. Иначе говоря, дефицит насыщения показывает, сколько водяного пара недостает для насыщения воздуха при данной температуре. Выражается он в гектопаскалях.

2. Суточный и годовой ход давления водяного пара

Абсолютное содержание водяного пара в воздухе можно охарактеризовать одной из указанных выше величин: давлением водяного пара, абсолютной влажностью или удельной влажностью. Чаше всего используется давление пара. Зная давление пара, а также температуру и давление воздуха, можно определить и две другие характеристики.

Содержание пара в воздухе у земной поверхности имеет суточный и годовой ход, в общем связанные с соответствующими периодическими изменениями температуры.

Суточный ход давления пара лучше выражен в многолетних средних значениях, чем в значениях за отдельные дни, так же, как и суточный ход температуры воздуха. Амплитуда его в средних широтах мала: весной и летом 2 – 3 гПа, осенью и зимой 1 – 2 гПа.

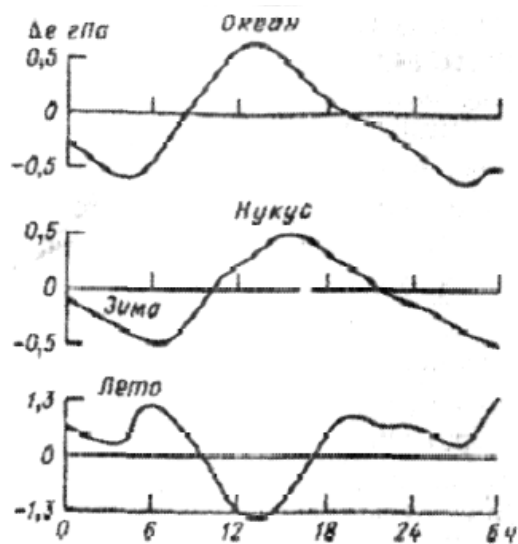


Рис. 5.1. Суточный ход давления Водяного пара в океане (тропические широты) и в пустыне (г. Нукус) зимой и летом: Δe — отклонение от средних суточных значений

Над морем и в приморских областях на суше давление пара имеет простой суточный ход, параллельный суточному ходу температуры воздуха: влажность больше днем, когда температура выше. Таков же суточный ход в глубине материков в холодное время года (рис. 5.3). В теплое время года в глубине материков давление пара, как правило, имеет двойной суточный ход (рис. 5.3 и 5.4). Первый минимум наступает рано утром вместе с минимумом температуры. Затем давление пара быстро растет вместе с температурой часов до девяти утра. После этого давление пара убывает до 15 ч. когда наступает второй минимум. В сухих и жарких мест-

ностях этот дневной минимум является главным. Затем давление пара снова растет до 21 – 22 ч, когда наступает второй максимум, после этого оно снова падает до утра.

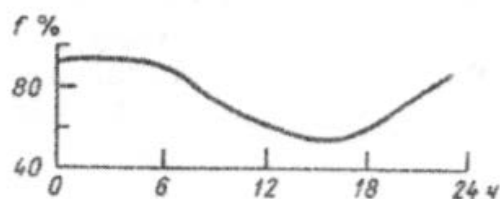
Причиной двойного суточного хода влажности воздуха является развитие конвекции над сушей летом в дневные часы. Начиная с восхода Солнца, почва нагревается. Вместе с этим возрастает испарение, и давление пара у земной поверхности растет. Около 8 – 10 ч в приземном слое уже устанавливается неустойчивая стратификация, и конвекция получает достаточное развитие. В процессе конвекции устанавливается перенос водяного пара в направлении его градиента, снизу вверх, что приводит к дневному падению содержания пара у земной поверхности. В предвечерние часы конвекция ослабевает, а испарение с нагретой почвы еще велико, и потому содержание пара у земной поверхности начинает расти. Но в ночные часы испарение сильно уменьшается, а при охлаждении воздуха от земной поверхности водяной пар даже конденсируется – образуется роса. Отсюда и ночное падение давления пара.

3. Суточный и годовой ход относительной влажности

Суточный ход относительной влажности $f = (e \cdot 100\%) / E$ зависит от суточного хода фактического парциального давления пара e и от суточного хода давления насыщенного пара E . Но последний находится в прямой зависимости от суточного хода температуры. Давление пара e в суточном ходе меняется не очень значительно. Гораздо резче меняется вместе с температурой давление насыщенного пара E . Поэтому суточный ход относительной влажности с достаточным приближением подобен суточному ходу температуры. При падении температуры относительная влажность растет, при повышении температуры — падает. В результате суточный минимум относительной влажности совпадает с суточным максимумом температуры воздуха, т.е. приходится на послеполуденные часы, а суточный максимум относительной влажности совпадает с суточным минимумом температуры, т.е. приходится на время около восхода Солнца.

На море средняя суточная амплитуда относительной влажности небольшая, поскольку небольшая и суточная амплитуда температуры.

Рис. 5.2. Суточный ход относительной влажности в Иркутске, июль



На южных морях России суточная амплитуда относительной влажности зимой 5-7%, а летом 10—15%. На океанах она еще меньше.

На суше суточная амплитуда f больше, чем на море, особенно летом. В Дублине в ярко выраженном морском климате зимой она равна 7%, летом 20%; в Вене зимой 9%, летом 27%; в Нукусе (Каракалпакия) зимой 25%, летом 45%. В Индии в жаркое предмуссонное время суточная амплитуда около 40%, а в период муссонных дождей – около 20%.

Конечно, в ясные дни суточный ход относительной влажности выражен лучше, чем в облачные, как и суточный ход температуры. Так, в Вене в ясные дни зимой амплитуда 20% и летом 43%, т.е. значительно больше общих средних.

Нарушения в суточный ход относительной влажности вносят бризы на берегах морей. При дневном бризе с моря температура падает, а относительная влажность растет вопреки нормальному суточному ходу.

В торах и в свободной атмосфере суточный ход относительной влажности параллелен суточному ходу температуры. Максимум приходится на дневные часы, когда увеличивается облакообразование.

В годовом ходе относительная влажность также меняется обратно температуре. Так, в Москве она в январе 85%, в июне 68%. Однако в муссонных районах относительная влажность увеличивается летом при поступлении морского воздуха и при выпадении муссонных дождей и уменьшается зимой в период выноса сухих воздушных масс с материка. Например, во Владивостоке она в июле 89%, в ноябре 68%.

4. Географическое распределение влажности воздуха.

Географическое распределение влажности воздуха зависит: 1) от испарения в каждом данном районе: 2) от переноса влаги воздушными течениями из одних мест Земли в другие.

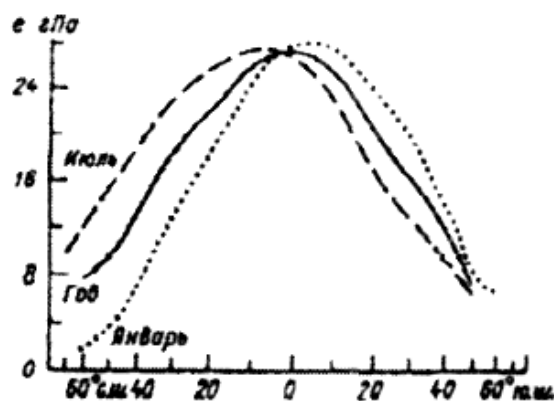
Испарение пропорционально дефициту насыщения, а он тем больше, чем выше температура. Поэтому распределение влажности (давления пара, удельной или абсолютной влажности) в общем следует распределению температуры. На климатических картах расположение изолиний влажности близко к расположению изотерм. Влажность воздуха наибольшая у экватора, где многолетнее среднее месячное давление пара выше 20 гПа, а в ряде мест достигает экстремальных значений (30 – 35 гПа). Максимальная влажность воздуха на суше отмечается в области экваториальных лесов.

Влажность воздуха, как и температура, убывает с широтой. Кроме того, зимой она, как и температура, ниже на материках и выше на океанах, поэтому зимой изолинии давления пара или абсолютной влажности, подобно изотермам, прогнуты над материками в направлении к экватору. Над очень холодными внутренними районами Центральной и Восточной Азии возникает даже область особенно низкого давления пара с замкнутыми изолиниями. В районе

якутского полюса холода давление пара меньше 0,1 гПа; еще ниже оно во внутренних районах Антарктиды.

Однако летом соответствие между температурой и содержанием пара меньше. Температуры внутри материков летом высокие, но фактическое испарение ограничено запасами влаги, поэтому водяного пара может поступать в воздух не больше, чем над океанами, а фактически его поступает меньше. Следовательно, и давление пара над материками не увеличено в сравнении с океанами, несмотря на более высокую температуру. Поэтому, в отличие от изотерм, изолинии давления пара летом не выгибаются над материками к высоким широтам, а проходят близко к широтным кругам. А пустыни, такие как Сахара или пустыни Средней и Центральной Азии, являются областями пониженного давления пара с замкнутыми изолиниями.

Рис. 5.3. Распределение зонального давления водяного пара в зависимости от географической широты



В материковых областях с преобладающим круглый год переносом воздуха с океана, например в Западной Европе, содержание пара достаточно большое, близкое к океаническому и зимой, и летом. В муссонных областях, таких, как юг и восток Азии, где воздушные течения направлены летом с моря, зимой с суши, содержание пара велико летом и мало зимой.

Относительная влажность зависит от содержания пара и температуры воздуха. Она всегда высокая в экваториальной зоне, где содержание пара в воздухе очень большое, а температура не слишком высокая вследствие большой облачности. Здесь среднегодовая относительная влажность в среднем достигает до 85% и более. Относительная влажность всегда высокая и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов и в антарктических водах, где она достигает таких же или почти таких же высоких значений, как и в экваториальной зоне.

Однако причина высокой относительной влажности здесь другая. Содержание пара воздуха в высоких широтах незначительное, но и температура воздуха также низкая, особенно зимой.

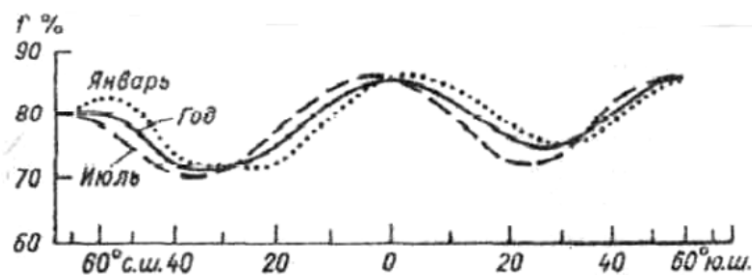


Рис. 5.4. Распределение зональной относительной влажности в зависимости от географической широты

Сходные условия наблюдаются зимой над холодными материками средних и высоких широт, например в Сибири, где относительная влажность в зимние месяцы в среднем достигает 75–80%. Над большей частью Европы, особенно над ее северо-западом, зимой она в среднем 80–85%. Зимние температуры в Европе не такие низкие, как в полярных областях и в Сибири, но больше содержание водяного пара.

Летом к районам с особенно высокой относительной влажностью (75 – 80%) присоединяется Индия, где в это время господствует океанический юго-западный муссон. Очень низкая относительная влажность (до 50% и ниже) наблюдается круглый год в субтропических и тропических пустынях – в Сахаре, Аравии, Мексике, в пустынях Южной Америки, Южной Африки и Австралии, где при высоких температурах воздух содержит мало пара. Низкая она также и в Монголии, где летом очень высокие температуры, а зимой очень малое содержание пара. В зимние месяцы к областям с низкой относительной влажностью присоединяются внутренняя Индия (где в это время господствует материковый северо-восточный муссон) и Тибетское нагорье, а летом – внетропические пустыни Колорадо, Средней Азии и Ирана (рис. 5.5, 5.6).

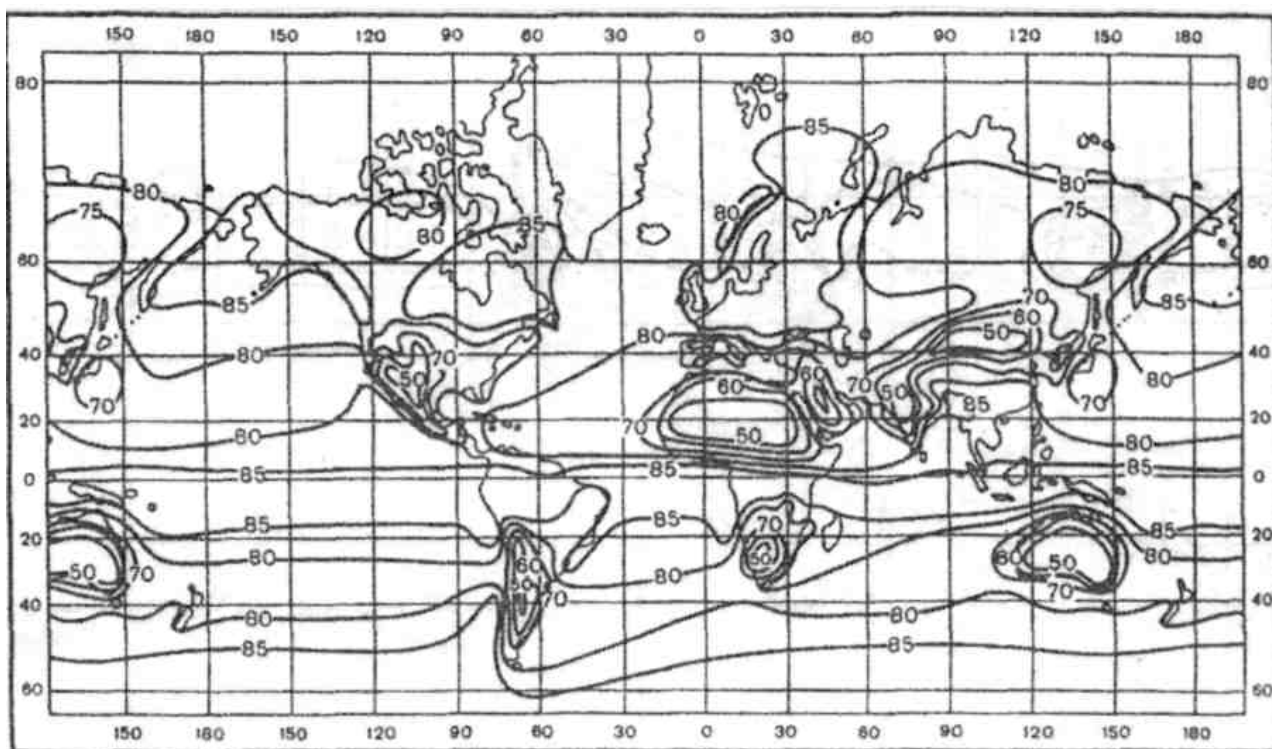


Рис. 5.5. Распределение средней месячной относительной влажности, январь (%)

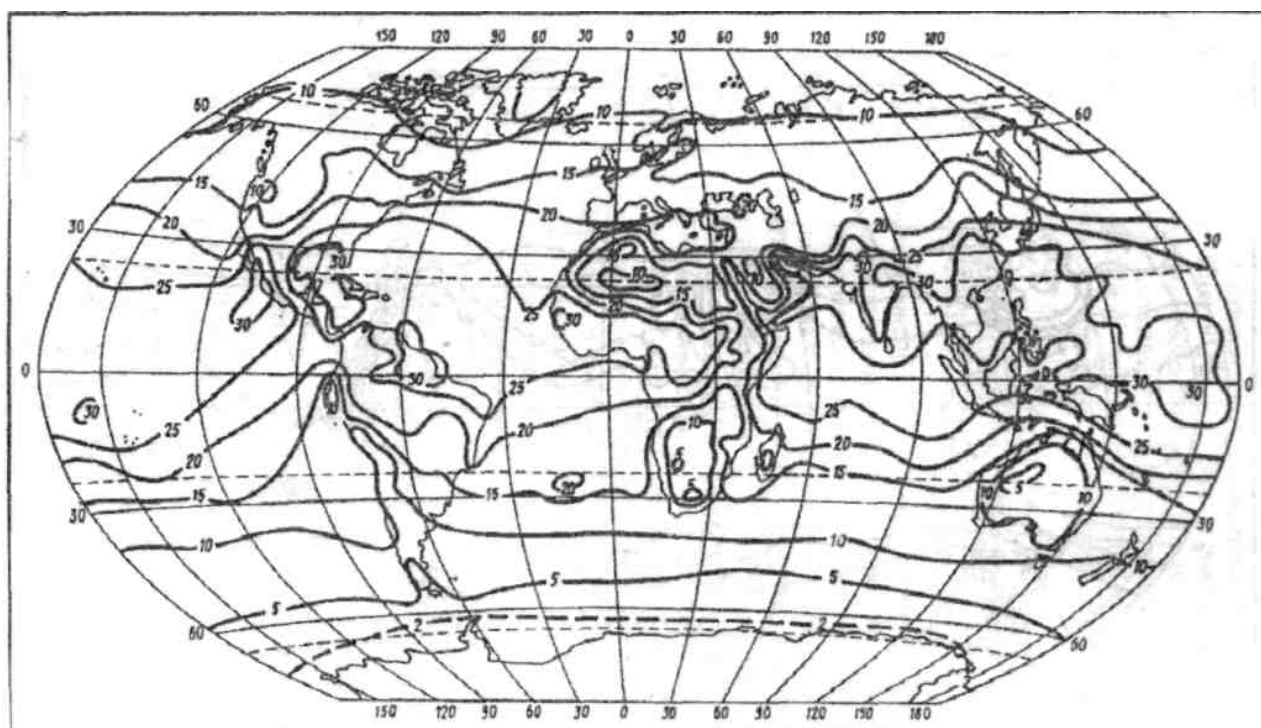


Рис. 5.6. Распределение среднего месячного давления водяного пара в июле (гПа)

5. Конденсация в атмосфере

Конденсация – переход воды из газообразного состояния в жидкое состояние. При конденсации в атмосфере образуются мельчайшие капли диаметром порядка нескольких микрометров. Более крупные капли образуются путем слияния мелких капель или в результате таяния ледяных кристаллов.

Конденсация начинается, если воздух достигает насыщения, а это чаще всего происходит в атмосфере при понижении температуры. Водяной пар с понижением температуры до точки росы достигает состояния насыщения. При дальнейшем понижении температуры избыток водяного пара переходит в жидкое состояние.

В атмосферных условиях происходит не только конденсация, но и сублимация – образование кристаллов, переход водяного пара в твердое состояние. Этот процесс происходит при очень низких температурах – ниже -40°C . Твердые осадки, выпадающие из облаков, обычно имеют хорошо выраженное кристаллическое строение; всем известны сложные формы снежинок – шестилучевые звездочки с многочисленными разветвлениями. В облаках и осадках обнаруживаются и более простые формы кристаллов, а также замерзшие капли. Кристаллы возникают и на земной поверхности при отрицательных температурах (иней, изморозь и др.).

Образование капель при конденсации в атмосфере всегда происходит на так называемых ядрах конденсации. Если зародыш капли возникает без ядра в виде комплекса молекул, он оказывается неустойчивым: молекулы тут же раз-

летаются снова. Роль ядра конденсации заключается в том, что оно вследствие своей гигроскопичности увеличивает устойчивость образовавшегося зародыша капли. Если воздух искусственно освободить от ядер конденсации, то конденсации не будет даже при большом пересыщении. Однако ядра конденсации в атмосфере всегда есть, поэтому сколько-нибудь значительных пересыщений не наблюдается. Аэрозольные примеси к воздуху в значительной части могут служить и ядрами конденсации.

Важнейшими ядрами являются частички растворимых гигроскопических солей, особенно морской соли, которая всегда обнаруживается в воде осадков. Частички попадают в воздух в больших количествах при волнении моря и разбрызгивании морской воды и при последующем испарении капель в воздухе. На гребнях волн возникают пузырьки, наполненные воздухом (пена), которые затем лопаются, в результате чего и происходит разбрызгивание. Разрыв только одного воздушного пузырька диаметром 6 мм дает примерно 1000 капель. При ветре 15 м/с с поверхности моря 1 см^2 за 1 с попадает в воздух несколько десятков ядер конденсации массой порядка 10^{-15} г каждое. Солевые и вообще гигроскопические ядра попадают в атмосферу и при распылении почвы.

Конденсация происходит также на гигроскопических твердых частичках и капельках, являющихся продуктами сгорания или органического распада. Это азотная и серная кислоты, сульфат аммония и др. В промышленных центрах в атмосфере содержится особенно большое число таких ядер конденсации. По-видимому, роль ядер конденсации играют также гигроскопические, но смачиваемые, достаточно крупные частички.

Различают: 1) наиболее мелкие ядра радиусом $r < 0,1 \text{ мкм}$ (так называемые «ядра Айткена»), которые при наблюдающихся в атмосфере пересыщениях в процессе конденсации не участвуют; 2) облачные ядра конденсации ($r = 0,1 \div 1,0 \text{ мкм}$); именно ядра обеспечивают конденсацию в атмосфере; 3) гигантские ядра ($r = 1,0 \div 3,5 \text{ мкм}$, $r > 10^{-11} \text{ г}$), очень немногочисленные, но важные для образования крупных капель в облаках. Ядра конденсации вследствие своей незначительной массы не оседают сами и переносятся воздушными течениями на большие расстояния. Вследствие гигроскопичности они часто плавают в атмосфере в виде капелек насыщенного соляного раствора. При повышении относительной влажности капельки начинают расти, а при значениях влажности около 100% они превращаются в видимые капельки облаков и туманов.

Число ядер конденсации в 1 см^3 воздуха у земной поверхности достигает тысяч и десятков тысяч. С высотой число ядер быстро убывает. На высоте 3 – 4 км уже только сотни.

Одно время предполагали, что развитие ледяных кристаллов в атмосфере происходит на особых ядрах сублимации. Теперь считается, что сначала образуются ледяные зародыши на инородных частицах. При достаточно низких отрицательных температурах капли замерзают при взаимодействии с ледяным

зародышем и дальше на них уже развиваются кристаллы. Поэтому все частицы, на которых образуются ледяные зародыши, называют *ядрами льдообразования* или *ледяными ядрами*. В настоящее время можно считать твердо установленным, что в атмосферных условиях образование ледяного зародыша за счет сублимации значительно менее вероятно, чем за счет замерзания.

6. Облака

В атмосфере в результате конденсации возникают скопления продуктов конденсации – капель и кристаллов, видимых простым глазом. Их называют *облаками*. Облачные элементы – капли и кристаллы – настолько малы, что их вес уравнивается силой трения. Установившаяся скорость падения капель в неподвижном воздухе равна нескольким долям сантиметра в секунду, а скорость падения кристаллов – еще меньше. Существующее в атмосфере турбулентное движение воздуха приводит к тому, что столь малые капли и кристаллы вовсе не выпадают, а длительное время остаются взвешенными в воздухе, смещаясь то вниз, то вверх.

Облака переносятся воздушными течениями. Если относительная влажность в воздухе, содержащем облака, убывает, то облака испаряются. При определенных условиях часть облачных элементов укрупняется и утяжеляется настолько, что выпадает из облака в виде осадков. Таким путем вода возвращается из атмосферы на земную поверхность.

При конденсации непосредственно у земной поверхности скопления продуктов конденсации называют *туманами*. Принципиальной разницы в строении облаков и туманов нет. В горах возможно возникновение облака на самом горном склоне. Для наблюдателя, смотрящего снизу, из долины, это будет облако, для наблюдателя на самом склоне – туман.

Отдельные облака существуют очень короткое время. Например, время существования отдельного кучевого облака иногда исчисляется всего 10 – 15 мин. Это значит, что недавно возникшие капли, из которых состоит облако, снова быстро испаряются. Но даже длительное существование облака не означает, что оно находится в неизменном состоянии, т.е. длительное время состоит из одних и тех же частиц. В действительности элементы облака постоянно испаряются и возникают заново. Длительно существует определенный процесс облакообразования; облако же является только видимой в данный момент частью общей массы воды, вовлекаемой в этот процесс.

Взвешенность облаков также обманчива. Если облако не меняет своей высоты, то это еще не означает, что составляющие его элементы не выпадают. Капли в облаке могут опускаться, но, достигая нижней границы облака, они переходят в ненасыщенный воздух и испаряются. В результате облако будет казаться длительно находящимся на одном уровне.

7. Микроструктура и водность облаков

По фазовому состоянию облачных элементов облака делятся на три класса.

Водяные (капельные) облака, состоящие только из капель. Они могут существовать не только при положительных температурах, но и при отрицательных (-10°C и ниже). В этом случае капли находятся в переохлажденном состоянии, что в атмосферных условиях вполне обычно.

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

Ледяные (кристаллические) облака, состоящие только из ледяных кристаллов. Они преобладают, как правило, при температурах ниже -30°C (табл. 5.1).

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

При температурах ниже -10°C преобладают ледяные облака, т.е. в облаке доминируют кристаллы льда. Наиболее высокие облака тропосферы, наблюдающиеся при температурах порядка $-30 - -50^{\circ}\text{C}$, имеют, как правило, чисто кристаллическое строение.

Ниже приводится повторяемость (в %) различных типов облаков в разных градациях температуры.

Таблица 5.1

Повторяемость облаков различных типов

Облака	Градация температуры, $^{\circ}\text{C}$.						
	0 – -5	-5 – -10	-10 – -15	-15 – -20	-20 – -25	-25 – -30	-30 – -35
Переохлаждение водяные	71,4	50,4	34,4	18,2	11,2	3,8	2,5
Смешанные	28,6	46,7	57,7	60,4	54,7	47,7	32,3
Кристаллические	-	2,9	7,9	21,4	34,1	48,5	65,2

Размеры облачных капель варьируют в широких пределах – от долей до сотен микрометров. В зависимости от условий образования и от стадии развития облако может состоять из капель, как сравнительно однородных, так и весьма различных по размерам. В умеренных широтах наиболее часто в облаках встречаются капли радиусом от 3 до 20 мкм. В стадии, близкой к выпадению осадков, радиус облачных капель увеличивается примерно до 20 – 30 мкм, появляются и сверхкрупные капли с радиусом 100 мкм. При таянии кристаллов и взаимном слиянии капель в облаках могут образоваться капли радиусом до 100 – 200 мкм. Капли таких размеров начинают выпадать из облака в виде

мороси или дождя. Радиус капель дождя может достигать и тысяч микрометров, т.е. нескольких миллиметров.

Кристаллы в облаках разнообразны по форме и размерам. Замерзание капель при низких температурах дает так называемые полные кристаллы – ледяные шестиугольные (гексагональные) пластинки или призмы диаметром 10—20 мкм. При дальнейшей сублимации (кристаллизации) они растут и на их углах появляются разветвления (лучи). На этих разветвлениях образуются новые, и кристаллы превращаются в шестилучевые звезды (снежинки) или иного вида кристаллы сложной и разнообразной структуры. Их величина может достигать нескольких миллиметров в диаметре.

Число капель в единице объема облачного воздуха (1 см^3) в среднем составляет от сотен на 1 см^3 (800 капель/ см^3) в нижней тропосфере до десятков на 1 см^3 (100 капель/ см^3) в высоких слоях тропосферы. Содержание кристаллов в облаках еще меньше – на порядок, однако в плотных облаках оно может быть на порядок больше, т.е. $1/\text{см}^3$. В неплотных облаках верхнего яруса концентрация кристаллов может составлять десятки на 1 м^3 .

Массу капель воды и кристаллов льда в единичном объеме облачного воздуха называют *водностью облаков*. Содержащиеся в единице объема облачного воздуха капли и (или) кристаллы так малы, что, несмотря на их значительное количество, масса воды в жидком виде в облаках невелика. В водяных облаках в 1 м^3 облачного воздуха содержится от 0,1 до 0,3 г воды. Только в кучевых облаках водность больше и меняется от $0,7 \text{ г/м}^3$ в их нижней части до $1,8 \text{ г/м}^3$ – в верхней, достигая в отдельных случаях 5 г/м^3 . В кристаллических облаках водность значительно меньше – сотые доли грамма на 1 м^3 . Это и понятно, если вспомнить, что абсолютная влажность воздуха равна лишь граммам в 1 м^3 , а в более высоких слоях, т.е. при более низких температурах, – несколькими долями грамма. При конденсации переходит в жидкое состояние не весь водяной пар, имеющийся в воздухе, а только его часть. Поэтому водность облаков оказывается еще меньше, чем абсолютная влажность воздуха.

8. Международная классификация облаков

Формы облаков в тропосфере очень разнообразны. Однако их можно свести к относительно небольшому числу основных типов. *В современном варианте международной классификации облака делятся на десять основных форм (родов) по внешнему виду. В основных родах различают значительное число видов, разновидностей и дополнительных особенностей; различаются также промежуточные формы.*

Ниже приводятся десять основных родов облаков. Кроме их русских названий, даются также международные латинские наименования и их сокращения:

1. Перистые
2. Перисто-кучевые

3. Перисто-слоистые
4. Высококучевые
5. Высокослоистые
6. Слоисто-дождевые
7. Слоисто-кучевые
8. Слоистые
9. Кучевые
10. Кучево-дождевые

Существуют наставления и атласы фотографий облаков, помогающие их классифицировать.

Облака всех родов встречаются на высотах между уровнем моря и тропопаузой. В этом диапазоне высот условно различаются три яруса. Для каждого рода облаков можно указать, в каком ярусе или ярусах эти облака встречаются. В зависимости от температурных условий и от высоты тропопаузы границы ярусов в разных широтах несколько различаются.

Основание облаков верхнего яруса находится в полярных широтах на высотах от 3 до 8 км, в умеренных широтах – от 6 до 13 и в тропических широтах от 6 до 18 км; среднего яруса – соответственно от 2 до 4, от 2 до 7 и от 2 до 8 км; нижнего яруса на всех широтах – от земной поверхности: до 2 км.

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

9. Облачность, ее суточный и годовой ход

Степень покрытия небесного свода облаками называют количеством облаков или облачностью. Облачность выражается в десятых долях покрытия неба (0 – 10 баллов). При облаках, полностью закрывающих небо, облачность обозначается числом 10, при совершенно ясном небе – числом 0. При выводе средних величин можно давать и десятые доли единицы. Так, например, число 5,7 означает, что облака покрывают 57% небосвода.

Суточный ход облачности сложен и в большой степени зависит от родов облаков. Слоистые и слоисто-кучевые облака, связанные с выхолаживанием воздуха от земной поверхности и со сравнительно слабым турбулентным переносом водяного пара вверх, имеют максимум ночью и утром. Кучевые облака, связанные с неустойчивостью стратификации и хорошо выраженной конвекцией, возникают преимущественно в дневные часы и исчезают к ночи.

Правда, над морем, где температура подстилающей поверхности почти не имеет суточного хода, облака конвекции также его почти не имеют или слабый максимум приходится на утро. Облака упорядоченного восходящего движения, связанные с фронтами, не имеют ясного суточного хода.

В результате в суточном ходе облачности над сушей в умеренных широтах летом намечаются два максимума: слабый утром и более значительный после полудня. В холодное время года, когда конвекция слаба или отсутствует, преобладает утренний максимум, который может стать единственным. В тропиках на суше весь год преобладает послеполуденный максимум, так как там важнейшим облакообразующим процессом является конвекция.

Для примера укажем, что в Вене в среднем за весь год максимумы облачности приходятся на 8 и 14 ч, а минимумы — на 12 и 22 ч. Полная амплитуда суточного хода в Вене 0,8, т.е. меньше одной десятой покрытия неба. В характерном морском климате она еще меньше.

На высокогорных станциях, особенно летом, минимум наблюдается ночью, когда облака располагаются низко, а максимум — после полудня, при развитии конвекции.

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

В Европе максимум приходится на зиму, когда наиболее развита циклоническая деятельность с ее фронтальной облачностью, а минимум — на весну или лето, когда преобладают облака конвекции'. Так, в Москве значения облачности в декабре — 8,5, в мае — 6,4; в Вене в декабре — 7,8, в августе — 5,0 баллов.

В Восточной Сибири и Забайкалье, где зимой господствуют антициклоны, максимум приходится на лето или осень, а минимум на зиму. Так, в Красноярске значения облачности составляют в октябре — 7,3, в феврале — 5,3; в Чите в июле 6,7, в январе 3,3 балла. В муссонной области Дальнего Востока годовой ход такой же, но амплитуда его больше. Во Владивостоке значения облачности в июне и июле — 7,7, а в январе — ~ 2,8 балла.

В субтропиках, где летом преобладают антициклоны, а зимой — циклоническая деятельность, максимум приходится на зиму, минимум на лето, как и в умеренных широтах Европы, но амплитуда больше. Так, в Афинах в декабре 5,9, в июне 1,1 балла. Таков же годовой ход и в Средней Азии, где летом воздух очень далек от насыщения вследствие высоких температур, а зимой существует довольно интенсивная циклоническая деятельность: в Ташкенте в январе 6,4, в июле 0,9 балла.

В тропиках, в областях пассатов, максимум облачности приходится на лето, а минимум на зиму; в Камеруне в июле — 8,9, в январе — 5,4 балла. В мус-

сонном климате тропиков годовой ход такой же, но резче выражен: в Дели в июле 6,0, в ноябре 0,7 балла. На высокогорных станциях в Европе минимум облачности наблюдается главным образом зимой, когда слоистые облака, закрывающие долины, лежат ниже гор (если не говорить о наветренных склонах), максимум — летом при развитии облаков конвекции.

10. Географическое распределение облачности по наземным данным представлено в таблице 5.2.

Таблица 5.2

Средние годовые значения облачности в разных широтных зонах над сушей и над морем

Территория	Широта, град								
	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-00
Северное полушарие									
Суша	-	6,5	6,8	6,6	5,5	4,3	3,7	4,5	6,2
Море	7,0	7,1	7,4	7,8	7,4	6,3	5,4	5,6	5,9
Южное полушарие									
Суша	5,7	5,7	6,3	-	5,6	4,7	3,8	4,8	6,4
Море	-	7,2	8,1	8,0	7,1	6,1	5,7	5,5	5,5

Из приведенных данных видно, что над морем облачность больше, чем над сушей. В среднем для всего Северного полушария она составляет над сушей 5,4 и над морем 6,2 балла.

11. Образование осадков

Осадки выпадают в том случае, если хотя бы часть элементов, составляющих облако (капель или кристаллов), по каким-то 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 облака в виде осадков.

Укрупнение капель до нужных размеров не может происходить путем конденсации. При конденсации образуются только очень мелкие капли. Для возникновения более крупных капель процесс конденсации должен был бы продолжаться чрезмерно долго. Более крупные капли, выпадающие из облаков в виде дождя или мороси, могут возникнуть другими путями.

Капли могут укрупняться в результате их взаимного слияния. Если капли заряжены разноименными электрическими зарядами, то это благоприятствует слиянию. Большое значение имеет также различие размеров капелек. При разных размерах они падают с разной скоростью и поэтому легче сталкиваются между собой. Столкновениям капель способствует также турбулентность. В результате такого укрупнения капель из слоистых облаков иногда выпадает

морось, а из мощных кучевых облаков – мелкий и малоинтенсивный дождь, особенно в тропиках, где содержание жидкой воды в облаках велико.

Однако обильные осадки не могут возникнуть лишь при укрупнении капель путем их слияния. Для выпадения обильных осадков необходимо, чтобы облака были смешанными, т.е. чтобы в них находились переохлажденные капли и кристаллы. Именно такими являются высокосоистые, слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака. Для соседствующих переохлажденных капель и кристаллов в смешанных облаках условия влажности разные: для капель имеет место насыщение, а для кристаллов – пересыщение (см. п. 1 лекции). В этом случае кристаллы будут быстро 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, т.е. перегонка водяного пара с капель на кристаллы.

Укрупнившиеся кристаллы начинают выпадать из верхней части облака, где они преимущественно находятся. По пути они продолжают укрупняться путем сублимации. Кроме того, они могут сталкиваться с переохлажденными каплями и примораживать их к себе и еще более увеличиваться в размерах. Капли, замерзшие при соприкосновении с кристаллами, и обломки кристаллов во много раз увеличивают число частиц, на которых происходит кристаллизация.

Таким образом, в нижней части облака или облачного слоя появляются крупные кристаллы. Если в нижней части облака температура выше нуля, кристаллы тают и превращаются в капли, которые выпадают из облака в виде дождя. Образующиеся капли имеют разную скорость падения и при столкновениях могут коагулировать (сливаться) между собой. Если положительная температура наблюдается в подоблачном слое, кристаллы тают уже под основанием облака. Растаявшие кристаллы также выпадают в виде капель дождя. Наконец, если температура под облаками отрицательная до самой земной поверхности, осадки выпадают в виде снега или крупы. Более сложные условия имеют место, если осадки выпадают в виде града или ледяного дождя, но существо явления такое же.

По форме различают следующие виды осадков.

Дождь – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром 0,5 – 6 мм. Капли более значительных размеров при падении разбиваются на части. В ливневых дождях величина капель больше, чем в обложных, особенно в начале дождя. При отрицательных температурах иногда могут выпадать переохлажденные капли. Соприкасаясь с земной поверхностью, они замерзают и покрывают ее ледяной коркой.

Морось – жидкие осадки, состоящие из капель диаметром порядка 0,5 – 0,05 мм с очень малой скоростью падения. Они легко переносятся ветром в горизонтальном направлении.

Снег – твердые осадки, состоящие из сложных ледяных кристаллов (снежинок). Их формы очень разнообразны и зависят от условий образования. Основная форма снежных кристаллов – шестилучевая звезда. Звезды получаются из шестиугольных пластинок, потому что сублимация водяного пара наиболее быстро происходит на углах пластинок, где и нарастают лучи. На этих лучах в свою очередь создаются разветвления. Диаметры выпадающих снежинок могут быть различными (в среднем порядка нескольких миллиметров). Снежинки при падении часто сливаются в крупные хлопья. При температурах, близких к нулю и выше нуля, выпадает мокрый снег или снег с дождем. Для него характерны крупные хлопья.

Из слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков при отрицательных температурах выпадает еще *круп*, *снежная* и *ледяная*, – осадки, состоящие из ледяных и сильно зерненных снежинок диаметром более 1 мм. Чаше всего круп наблюдается при температурах, близких к нулю, особенно осенью и весной. Снежная круп имеет снегоподобное строение: крупинки легко сжимаются пальцами. Ядрышки ледяной крупы имеют оледеневшую поверхность. Раздавить их трудно, при падении на землю они подсакивают.

Из слоистых облаков зимой вместо мороси выпадают *снежные зерна* – маленькие крупинки диаметром менее 1 мм, напоминающие манную крупу.

Зимой при низких температурах из облаков нижнего или среднего яруса иногда выпадают *ледяные иглы* – осадки, состоящие из ледяных кристаллов в виде шестиугольных призм и пластин без разветвлений. При значительных морозах такие кристаллы могут возникать в воздухе вблизи земной поверхности. Они особенно хорошо видны в солнечный день, когда сверкают своими гранями, отражая солнечные лучи. Из подобных ледяных игл состоят и облака верхнего яруса.

Особый характер имеет *ледяной дождь* – осадки, состоящие из прозрачных ледяных шариков (замерзших в воздухе капель дождя) диаметром: 1 – 3 мм. Их выпадение ясно говорит о наличии инверсии температуры. Где-то в атмосфере есть слой воздуха с положительной температурой, в котором выпадающие сверху кристаллы растаяли и превратились в капли, а под ним – слой с отрицательной температурой, где капли замерзли.

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

12. Суточный ход осадков

Для определения суточного хода количества осадков выражают осадки, выпавшие за определенный часовой интервал суток, в процентах от общего суточного количества. При этом исключаются абсолютные значения осадков, сильно варьирующие от одного места к другому и затрудняющие сравнение.

Суточный ход осадков очень сложен; даже в многолетних средних величинах в нем часто нельзя обнаружить какие-либо закономерности.

На суше различают два основных типа суточного хода осадков – континентальный и береговой, которыми, однако, не ограничивается все разнообразие явлений. В связи с местными условиями наблюдаются многочисленные отступления от этих типов и их усложнения.

В континентальном типе главный максимум осадков приходится после полудня и слабый вторичный максимум – рано утром. Главный минимум отмечается после полуночи и вторичный минимум – перед полуднем. Главный максимум связан с дневным возрастанием конвекции, вторичный – с ночным образованием слоистых облаков. Летом главный максимум выражен резче, чем зимой, что объясняется годовым ходом конвекции. Этот тип суточного хода наиболее характерен для тропиков, так как дневная конвекция развивается сильнее, а повторяемость фронтальных облаков (не имеющих существенно-го суточного хода) меньше.

В береговом типе единственный максимум осадков приходится на ночь и утро, а минимум на послеполуденные часы. Этот тип суточного хода выражен лучше летом, чем зимой. Некоторые плоские побережья в дневные часы летом отличаются особенно малой облачностью и, следовательно, уменьшенными осадками. Дело в том, что при переходе воздуха с моря на нагретую сушу в дневные часы относительная влажность в нем падает, и развитие облаков затрудняется. Но дальше в глубь материка облачность и осадки возрастают вследствие увеличения неустойчивости стратификации.

В некоторых районах суточный ход осадков зимой относится к береговому типу, а летом – к континентальному (например, в Париже).

Суточный ход повторяемости осадков над сушей совпадает с суточным ходом количества осадков. Интенсивность осадков на суше наименьшая до полудня, наибольшая – после полудня и вечером. Так, летом в Потсдаме в дни с осадками утром выпадает в среднем 1,13 мм/ч, а после полудня – 2,54 мм/ч. Зимой различие гораздо меньше. В средних широтах максимальная интенсивность осадков приходится на 14 – 16, минимум на 4 – 6 ч.

13. Годовой ход осадков

Годовой ход осадков зависит от общей циркуляции атмосферы и местных физико-географических условий. Ниже мы укажем основные его типы из всех возможных вариантов.

1. Экваториальный тип. Вблизи экватора (примерно до 10° широты) в каждом полушарии в году имеются два дождливых сезона, разделенных сравнительно сухими сезонами. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие.

Главный минимум приходится на лето Северного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора.

Примеры (суммы осадков в мм): на ст. Либревиль ($0,5'$ с.ш., $9,5^\circ$ в.д.) февраль – 220, март – 340, июль – 3, ноябрь – 380, год – 2410; на ст. Богота ($4,5^\circ$ с.ш., 74° з.д.) январь – 60, апрель – 140, июль – 50, октябрь – 160, год – 1060; на ст. Занзибар ($6,2^\circ$ с.ш. $39,2^\circ$ в.д.) февраль – 60, апрель – 360, август – 40, ноябрь – 190, год – 1540 мм.

2. Тропический тип. По мере приближения к внешним границам тропического пояса два максимума в годовом ходе температуры сливаются в один – летний. Вместе с этим и два дождливых периода объединяются в один летний дождливый период при наивысшем стоянии Солнца. Вблизи тропика примерно четыре месяца в году характеризуются обильными дождями и восемь месяцев — сухие.

Примеры (суммы осадков в мм): на ст. Сан-Сальвадор ($13,7^\circ$ с.ш., $89,2^\circ$ з.д.) январь – 10, июнь – 320, год – 1800; на ст. Сан-Паулу ($23,5^\circ$ ю.ш., $46,6^\circ$ з.д.) июль 40, февраль – 220, год - 1430.

3. Тип тропических муссонов. В тех районах тропиков, где хорошо выражена муссонная циркуляция (например, Индия, юго-восточный Китай, район Гвинейского залива, Северная Австралия), годовой ход осадков такой же, как в типе 2, с максимумом летом и минимумом зимой, но с большей амплитудой.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Фритаун ($8,5^\circ$ с.ш. $13,1^\circ$ з.д.) февраль – 10, август – 930, год – 3990; на ст. Дакар ($14,7^\circ$ с.ш., $17,4^\circ$ з.д.) с января по май по 0–1 в месяц, август – 251, год – 520; на ст. Бомбей ($18,9^\circ$ с.ш. $72,9^\circ$ в.д.) декабрь – I, июль – 610, год – 1840; на ст. Порт-Дарвин ($12,5^\circ$ ю.ш. $130,8^\circ$ в.д.) июль и август по 2, январь – 400, год – 1570.

Влияние орографии может весьма значительно увеличить летние муссонные осадки и тем самым делать годовой ход осадков исключительно резким. Например, на ст. Черрапунджи ($25,3^\circ$ с.ш., $91,8^\circ$ в.д.) декабрь – 10, июль – 2730, год – 11020.

4. Средиземноморский тип. В субтропических широтах на островах и в западных частях материков также наблюдается различие (иногда очень резкое)

между влажным и сухим сезонами. Максимум осадков приходится, однако, не на лето, а на зиму или осень. Сухое лето связано с влиянием субтропических антициклонов, создающих малооблачную погоду. Зимой антициклоны смещаются в более низкие широты и циклоническая деятельность умеренных широт захватывает субтропики. Влажный и сухой сезоны длятся примерно по полгода. Особенно резко этот тип годового хода осадков выражен в средиземноморских странах, а также в Калифорнии, на юге Африки, на юге Австралии, где имеются сходные условия атмосферной циркуляции. К этому типу относятся и осадки Южного берега Крыма, наиболее северной окраины средиземноморского климата. Годовой ход осадков в пустынях Средней Азии можно отнести к этому же типу.

Примеры: на ст. Гибралтар ($36,1^{\circ}$ с.ш., $5,4^{\circ}$ з.д.) июль – 1 мм, ноябрь – 160 мм, год – 910 мм; на ст. Афины ($38,0^{\circ}$ с.ш., $23,7^{\circ}$ в.д.) июль – 5 мм, ноябрь 70 мм, в год – 390 мм; на ст. Сан-Франциско ($37,8^{\circ}$ с.ш., $122,5^{\circ}$ з.д.) июль и август по 1 мм, январь – 120 мм, год – 570 мм; на ст. Кейптаун ($33,9^{\circ}$ ю.ш., $18,5^{\circ}$ в.д.) февраль – 15 мм, июнь – 120 мм, год – 640 мм; на ст. Перт ($32,0^{\circ}$ ю.ш., $115,8^{\circ}$ в.д.) январь – 10 мм, июнь – 180 мм, год – 870 мм; в Ялте ($44,5^{\circ}$ с.ш., $34,2^{\circ}$ в.д.) январь – 80 мм, август – 3 мм, год – 600 мм; в Тайшете ($41,3^{\circ}$ с.ш., $68,3^{\circ}$ в.д.) август – 1 мм, март – 60 мм, год – 350 мм.

5. Внутриматериковый тип умеренных широт. Внутри материков в умеренных широтах максимум осадков приходится на лето, минимум – на зиму при преобладании антициклонов. В Азии этот годовой ход выражен особенно резко, так как зимой здесь господствуют очень мощные антициклоны с сухой погодой. Такой тип годового хода осадков существует также в Европе и Северной Америке.

Примеры (сумма осадков в мм): в Вене ($48,2^{\circ}$ с.ш., $16,4^{\circ}$ в.л.) январь – 40 мм, июль – 80 мм, год – 64 мм; в Москве ($55,8^{\circ}$ с.ш., $37,6^{\circ}$ в.д.) февраль – 3 мм, июль – 80 мм, год – 600 мм; в Тобольске ($58,2^{\circ}$ с.ш., $68,2^{\circ}$ в.д.) февраль – 15, июль – 80 мм, год – 440 мм; в Чикаго ($41,9^{\circ}$ с.ш., $97,6^{\circ}$ з.д.) январь и февраль по 5 мм, июль – 90 мм, год – 840 мм.

6. Морской тип умеренных широт. В умеренных широтах в западных частях материков циклоны чаще бывают зимой, чем летом. Поэтому там преобладают зимние осадки или распределение осадков в течение года достаточно равномерное. Так, в прибрежных районах Западной Европы максимум осадков приходится на осень и зиму, минимум — на весну и раннее лето. Такой же годовой ход в этих широтах наблюдается и над океанами.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Валенсия ($51,8^{\circ}$ с.ш., $10,2^{\circ}$ з.д.) май – 80 мм, декабрь – 160 мм, год – 1430 мм; на ст. Ситка ($57, Г$ с.ш., $135,3^{\circ}$ з.д.) июнь – 90 мм, октябрь – 310 мм, год – 2160 мм.

7. Муссонный тип умеренных широт. В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке материка Азии, максимум осадков приходится на лето, как и внутри материка, а минимум – на зиму. Но годовой ход

в муссонных районах еще более резкий: амплитуда больше, чем во внутриматериковых районах, особенно за счет обильных летних осадков.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Владивосток (43,1° с.ш., 131,9° в.д.) январь – 10 мм, сентябрь – 110 мм, год – 570 мм; на ст. Мукден (41,8° с.ш., 123,5° в.д.) декабрь и январь по 5 мм, июль – 150 мм, год – 630 мм.

8. Полярный тип. Годовой ход осадков полярного типа над материками характеризуется летним максимумом, так как летом влажность воздуха выше, чем зимой, а интенсивность циклонической деятельности не очень сильно меняется в течение года.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Нижнеколымск (68,6° с.ш., 161,1° в.д.) с февраля по май по 5 – 6 мм в месяц, июнь – 40 мм, год – 170 мм.

Однако в прибрежных районах Арктики и Антарктики максимум может приходиться на зиму вследствие более сильной циклонической деятельности.

Примеры (сумма осадков в мм): на ст. Грин-Харбор, Шпицберген (78,0° с.ш., 14,2° в.д.) июнь – 10 мм, декабрь – 40 мм, год – 32 мм; на ст. Мирный (66,5° ю.ш., 93,0° в.д.) январь – 4 мм, июль – 106 мм, год – 626 мм.

14. Показатель неравномерности осадков

Степень неравномерности в годовом распределении осадков можно охарактеризовать некоторым числовым индексом – *показателем неравномерности (или показателем периодичности)*:

$$w = \frac{\sum |m_i - R/12|}{R} \cdot 100\%,$$

где R – годовая сумма осадков; $\sum |m_i - R/12|$ – сумма абсолютных величин разностей между количеством осадков каждого месяца и 1/12 частью годовой суммы осадков.

При вполне равномерном распределении осадков по месяцам года показатель w был бы равен нулю. Чем больше отличаются одна от другой месячные суммы осадков, тем больше должен быть w . В муссонных областях и тропических пустынях он достигает 125% и более. В Южной и Центральной Азии и в северной части Австралии – от 75 до 100%. В экваториальных областях – только около 50% и ниже. От западных берегов Европы в глубь Евразии этот показатель возрастает от 25 до 100% и выше.

15. Географическое распределение осадков

Распределение осадков по земной поверхности зависит от ряда причин. Непосредственной причиной является распределение облаков. Однако играет роль не только степень покрытия неба облаками, но и водность облаков, и наличие в них твердой фазы. То и другое зависит от температурных условий.

В высоких широтах даже при большой облачности выпадает немного осадков, потому что влажность воздуха, а, следовательно, и водность облаков при низких температурах малы. В более низких широтах водность облаков больше. Но если они также не достигают уровня оледенения, осадков из них выпадает немного; таковы, например, условия в областях пассатов над тропическими океанами.

Итак, распределение осадков связано с распределением облачности и температуры и, следовательно, также обладает зональностью. Однако зональность осадков еще более чем температуры и облачности, перекрывается действием незональных факторов, таких как распределение суши и моря и орография. На суше распределение осадков крайне неравномерное. Оно очень сильно зависит от местных условий, особенно от рельефа (даже в малом масштабе).

На океанах определение сумм осадков возможно лишь с небольшой точностью. Приходится делать косвенные заключения о количестве осадков на океанах из наблюдений над их повторяемостью и экстраполяции интенсивности осадков на побережьях материков и на островах. В тропиках при высоких температурах влажность воздуха большая и может развиваться сильная конвекция. Поэтому количество осадков здесь вообще значительное (в среднем 1000 мм/год и более). На суше оно больше, в открытом море меньше, так как здесь, в областях пассатов, облака менее развиты по вертикали и не достигают уровня оледенения.

В субтропиках обеих полушарий в областях высокого атмосферного давления облачность небольшая и осадки резко убывают. В пустынях этой зоны среднее годовое количество осадков меньше 250 мм, а во многих местах меньше 100 мм. Есть и такие места, как, например, уже упоминавшийся Асуан (22,4° с.ш., 33,0° в.д.), все годовые суммы осадков равны нулю или нескольким миллиметрам. Мало осадков в этой зоне и над океанами.

От субтропиков к умеренным широтам осадки вообще увеличиваются. В умеренных широтах хорошо развита циклоническая деятельность, облачность достаточно велика, облака обладают значительной мощностью и часто достигают уровня оледенения. В степной зоне, где порядок величин годовых сумм осадков 300 – 500 мм, осадков все-таки выпадает меньше, чем может испаряться. *Здесь бывают засушливые годы, когда осадков недостаточно для нормального развития сельскохозяйственных культур. Степная зона – зона неустойчивого увлажнения.*

В лесной зоне годовые суммы осадков составляют 500—1000 мм. Испарение, в общем, меньше осадков. *Это зона избыточного увлажнения.*

От умеренных широт к высоким осадки снова убывают вследствие уменьшения влажности атмосферы, а с ней и водности облаков, а в Антарктике также вследствие малой облачности над материком. В зоне тундры выпадает в общем менее 300 мм в год, а в тундре Восточной Сибири – даже

менее 200 мм в год, несмотря на большое число дней с осадками. Однако *тундра является зоной избыточного увлажнения, так как испарение в ней еще меньше, чем осадки*. Еще меньше выпадает осадков в Арктическом бассейне.

16. Характеристики увлажнения

Количество выпадающих осадков само по себе еще не определяет условий увлажнения почвы. Примерно одинаковые суммы осадков выпадают и в полупустыне Прикаспийской низменности, и в тундре. Но в первом случае недостаток увлажнения приводит к развитию типичной ксерофитной растительности, а во втором — к избыточному увлажнению и заболачиванию.

Таким образом, для оценки условий увлажнения нужно учитывать не только выпадающие осадки, но и возможность их испарения.

Мы знаем, что испаряемостью называют величину испарения, возможную в данной местности при неограниченном запасе влаги. Она зависит от всего комплекса климатических условий местности, в первую очередь от температуры. Поэтому естественно характеризовать условия увлажнения за год, за месяц или за сезон отношением суммы осадков R к испаряемости E_u за тот же период. Такое отношение, выраженное в процентах, называют *коэффициентом увлажнения*

$$k_{ув} = \frac{R}{E_u} \cdot 100\%$$

Если осадки больше испаряемости, то запас влаги в почве увеличивается, и можно говорить об избыточном увлажнении. Если осадки меньше испаряемости, увлажнение недостаточное, и почва теряет влагу.

По Н.Н. Иванову, при коэффициенте увлажнения $k_{ув}$ во все месяцы года больше 100% местность имеет *постоянно влажный климат*, при $k_{ув}$ меньше 100% в течение части месяцев — *непостоянно влажный климат*, при $k_{ув}$ между 25 и 100% во все месяцы — *постоянно умеренно влажный климат*, при $k_{ув}$ меньше 25% в части месяцев — *непостоянно засушливый климат*, и при $k_{ув}$ меньше 25% во все месяцы — *постоянно засушливый климат*. Возможно также, что часть месяцев будет относиться к влажным, а другая часть — к засушливым. Тогда получим *засушливовлажный* или *влажнозасушливый климат*, смотря по тому, будет ли влажный период продолжительнее или короче засушливого.

Степень засушливости климата вместе с его температурными условиями определяет тип растительности и весь географический ландшафт в данной местности.

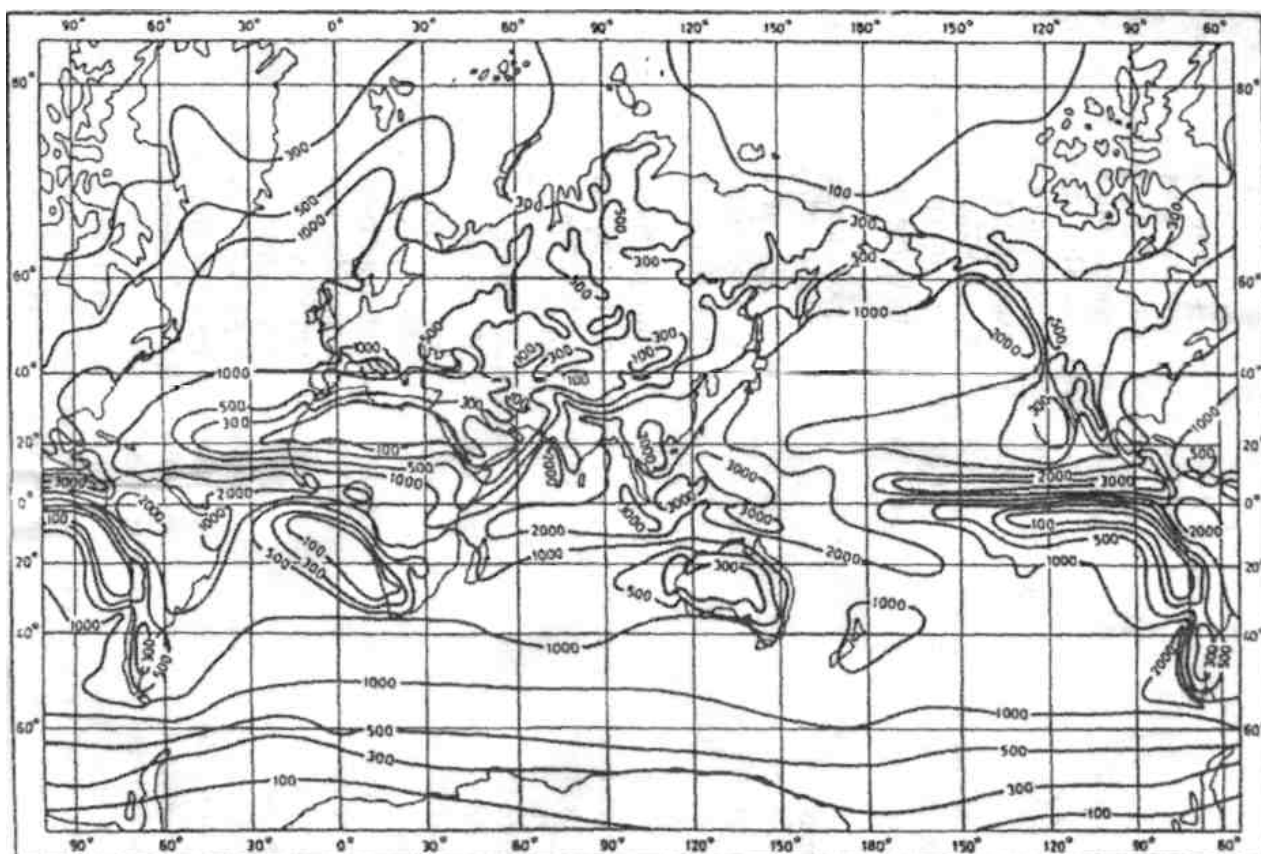


Рис. 5.7. Распределение средних годовых сумм осадков (мм/год)

Лекция 6. АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ: ПОНЯТИЕ, ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ, ИЗМЕНЕНИЕ С ВЫСОТОЙ И У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

1. Атмосферное давление

1.1. Из курса общей физики известно, что всякий газ производит давление на ограничивающие его стенки. Давление представляет собой результирующую силу ударов молекул об эти стенки, сила направлена нормально (перпендикулярно к стенке). Числовое значение (модуль) этой силы F , отнесенной к площади S , и называют давлением. Следовательно, давление есть сила, приходящаяся на единицу площади, направленная перпендикулярно к ней: $p = F/S$.

1.2. Основным прибором для измерения атмосферного давления служит ртутный барометр. В приборе атмосферное давление уравнивается давлением столба ртути; давление столба ртути создается весом столба ртути, приходящимся на площадь основания столба, т.е. на единицу площади, следовательно, атмосферное давление — это вес столба воздуха, приходящийся на единицу площади, т.е. на 1 м^2 , по изменениям высоты ртутного столба можно судить об изменениях атмосферного давления.

Другие приборы измерения атмосферного давления (анероиды, барографы, метеорографы, радиозонды и др.) основаны на определении деформаций упругой пустой внутри металлической коробки, которые происходят при изменениях внешнего давления на нее. Приборы этого типа нужно тарировать (градуировать) по показаниям ртутного барометра.

1.3. Воздух в закрытом (не герметически) помещении свободно выравнивает свое давление с наружным воздухом через окна, щели и поры в стенах. Разница между атмосферным давлением в помещении под открытым небом и на том же уровне обычно совершенно незначительная. Поэтому на метеорологических станциях нет нужды помещать барометры под открытым небом – их устанавливают внутри помещения.

1.4. В СИ (Международная система единиц) давление измеряется в Паскалях (Па). Один паскаль – это давление силой в 1 ньютон (Н), приходящееся на площадь 1 м^2 ($1\text{ Па} = 1\text{ Н} \cdot \text{м}^{-2}$). В метеорологии до недавнего времени использовалась единица давления, называвшаяся миллибаром (мб), которая представляет давление силой в 10^3 дин, приходящееся на 1 см^2 ; $1\text{ мб} = 100\text{ Па} = 1\text{ гПа}$; $1\text{ гПа} = 10^2\text{ Па}$.

Следовательно, один миллибар равен 100 паскалям, или 1 гектопаскалю. Эта единица давления и принята сейчас в метеорологии.

2. Горизонтальный барический градиент

1. Рассматривая изобары на синоптической карте, мы замечаем, что в одних местах они проходят гуще, а в других – реже. Очевидно, что в *тех местах, где изобары гуще, атмосферное давление меняется в горизонтальном направлении сильнее, а где реже – слабее*. Говорят еще: «быстрее» и «медленнее», однако не следует смешивать изменения в пространстве, о которых идет речь, с изменениями во времени.

Если имеется поле какой-либо скалярной величины (например, давления), то количественной мерой изменения этой величины в пространстве является ее *градиент*. Следовательно, изменение атмосферного давления в горизонтальном направлении можно выразить горизонтальным градиентом давления или горизонтальным барическим градиентом. *Горизонтальным градиентом давления называют вектор, который направлен по нормам к изобаре, в сторону такого давления и по величине равный производной давления по нормали (перпендикуляру к изобаре).*

По смыслу горизонтальный градиент давления представляет собой изменение давления на единицу расстояния в горизонтальной плоскости (точнее, на поверхности уровня) в направлении наиболее сильного убывания давления. Действительно, нормаль к изобаре и является таким направлением, в котором на единицу расстояния давление меняется сильнее всего. Вектор горизонталь-

ного градиента давления обычно обозначают ∇p , а его модуль (числовое значение) — $-\frac{\partial p}{\partial n}$, где n — нормаль к изобаре.

Как всякий вектор, горизонтальный градиент давления графически можно представить стрелкой, длина которой пропорциональна числовой величине градиента, а направление совпадает с положительным направлением нормали, в нашем случае в сторону убывания давления.

В разных точках барического поля направление и модуль барического градиента разные. Там, где изобары сгущены, изменение давления на единицу расстояния по нормали к изобаре больше; там, где изобары разрежены, оно меньше. Поскольку изобары проведены через одинаковые интервалы давления, *модуль горизонтального градиента давления обратно пропорционален расстоянию между изобарами.*

3. Географическое распределение давления. Центры действия атмосферы

Чтобы получить представление о глобальном поле давления, рассмотрим карты многолетнего среднего распределения давления на уровне моря в январе и июле.

Зональные особенности в распределении давления можно легко заметить на этих картах. Однако влияние неравномерного распределения суши и моря приводит к тому, что в каждой зоне барическое поле распадается на отдельные ячейки, на отдельные области повышенного и пониженного давления с замкнутыми изобарами. Эти области носят название *центров действия атмосферы*. Одни из этих центров действия можно найти на климатологических картах всех месяцев года; их называют *перманентными*. Другие обнаруживаются на картах только зимних или только летних месяцев; их называют *сезонными центрами действия*.

Январь. На карте давления хорошо различается *экваториальная ложбина* с давлением ниже 1015 гПа, охватывающая всю экваториальную зону Земли. Внутри ложбины имеются три отдельные депрессии — области пониженного давления с замкнутыми изобарами: над Южной Америкой, Южной Африкой и Австралией с Индонезией. Давление в центрах депрессий ниже 1010 гПа. Области с наиболее низким давлением в экваториальной ложбине лежат в январе не на самом экваторе, а достаточно далеко от него: примерно под 15° ю.ш. над прогретыми (здесь лето!) материками Южного полушария.

По обе стороны от экваториальной ложбины обнаруживаются субтропические зоны высокого давления, которые состоят из нескольких *антициклонов*, называемых *субтропическими*. Особенно хорошо выражены субтропические антициклоны над всеми тремя океанами Южного полушария (с центрами под 30 — 35° ю.ш. с давлением в центре выше 1020 гПа); над более теплыми, чем

океаны, материками они заменяются пониженным давлением. В Северном полушарии субтропические антициклоны обнаруживаются над Атлантическим и Тихим океанами (замкнутые изобары 1020 гПа), где их центры также располагаются под 30 – 35° широты. Антициклон над северным Атлантическим океаном носит название *Азорского*, над северным Тихим океаном – *Гонолульского* или *Гавайского максимума*.

Над Азией в субтропических и тропических широтах давление также повышенное. Однако здесь нет самостоятельного субтропического антициклона: Южная Азия занята *южной периферией огромного Азиатского (Сибирского) зимнего антициклона с центром в Монголии*.

В умеренных и субполярных широтах Южного полушария, к югу от субтропических антициклонов, находится почти сплошная зона *низкого давления*, в которой можно выделить несколько центров. В соответствующих широтах Северного полушария также обнаруживается низкое давление, однако только над океанами: это две *океанические депрессии*: *Исландская* на севере Атлантического океана и *Алеутская* на севере Тихого океана с давлением в центре ниже 1000 гПа. Над материками Азии и Северной Америки они заменяются *зимними антициклонами*: *Азиатским*, о котором уже говорилось, и *Канадским*. В Азиатском антициклоне давление в центре выше 1035 гПа, в Канадском — выше 1020 гПа.

В полярных широтах давление повышено по сравнению с субполярными широтами. Особенно хорошо выражена область высокого давления над Антарктикой – *Антарктический антициклон*. В Северном полушарии повышение давления в Арктическом бассейне также существует, хотя и менее значительное, чем в Антарктике. Только над ледяной Гренландией видна замкнутая изобара 1000 гПа, обрисовывающая область повышенного давления.

Июль. На карте видно, что экваториальная ложбина смещена к северу и самое низкое давление в ней уже не в Южном, а в Северном полушарии, где лето. Центры низкого давления особенно далеко сместились на север над нагретыми материками Северного полушария: они располагаются примерно на 30-й параллели, как в Азии, так и в Северной Америке. Эти части экваториальной ложбины, вышедшие над нагретыми материками даже за пределы тропиков, называются летними термическими депрессиями: *Южноазиатской (Переднеазиатской)* и *Мексиканской*. Зоны высокого давления в субтропиках также различимы. В Южном полушарии, где в июле зима, субтропические антициклоны захватывают в субтропиках и тропиках не только три океана, но и материки, которые в это время холодные. Но в летнем Северном полушарии антициклоны остаются только над двумя океанами (причем они, как видно из карт, смещаются дальше на север и усиливаются). Над материками субтропических широт давление, в противоположность январю, как мы видели, понижено. Оно остается пониженным и в более высоких широтах.

Таким образом, в умеренных и субполярных широтах Северного полушария океанические депрессии (гораздо менее глубокие, чем зимой) и депрессии над материками образуют непрерывную субполярную зону низкого давления вокруг всего полушария. На север от нее давление растет, но очень мало. В Южном полушарии в июле, как и в январе, различают зону низкого давления в субполярных широтах и антициклон над Антарктическим материком.

Зональность в распределении давления нарушается тем, что давление повышается над материками зимой и понижается летом. Зимой над материками высокое давление обнаруживается даже в умеренных и субполярных широтах, где оно вообще понижено. Летом над материками давление понижается в субтропических зонах, где оно вообще повышено.

Наличие центров действия на многолетних средних картах не должно приводить к заключению, что в тех или иных местах Земли круглый год или весь сезон располагается один и тот же устойчивый циклон или антициклон. В действительности циклоны и антициклоны в атмосфере достаточно быстро сменяются. Климатологические карты только позволяют заключить, что *в одних местах Земли циклоны преобладают над антициклонами, и потому там, на картах, получают центры действия с пониженным давлением* (как, например, на севере Атлантического океана – Исландская депрессия). В других местах антициклоны наблюдаются чаще, чем циклоны, и на картах в таких местах получают центры действия с повышенным давлением (как Азорский антициклон в субтропиках Атлантического океана). На синоптических картах в тот или иной момент, например над северным Атлантическим океаном, можно одновременно наблюдать не один, а два отдельных субтропических антициклона, а над северным Тихим океаном – даже три.

Прежде полагали, что в полярных областях антициклоны держатся почти постоянно или настолько преобладают над циклонами, что на многолетних средних картах там должны быть достаточно сильные центры действия с высоким давлением – полярные антициклоны. Теперь известно, что в Арктике преобладание антициклонов над циклонами совсем невелико, и потому на многолетних средних картах Арктический антициклон обрисовывается очень слабо. И над Антарктидой антициклоны не обладают таким исключительным постоянством, как думали еще недавно. Но все же Антарктический антициклон в среднем выражен значительно лучше, чем антициклон Арктический.

4. Географическое распределение давления в свободной атмосфере

Для того чтобы получить представление о распределении давления во всей толще атмосферы, строят карты многолетней средней абсолютной топографии стандартных изобарических поверхностей: 900, 850, 700, 500, 300, 200 гПа и т.д. Для этого используют многолетние ряды наблюдений аэрологических станций всего земного шара. На многолетних средних картах бариче-

ской топографии изобарических поверхностей (700, 500, 300 гПа и т.д.) видно, что с высотой становится все меньше замкнутых изолиний, обрисовывающих отдельные центры действия над материками и океанами, и распределение давления становится зональным. Это понятно, так как с высотой влияние суши и моря на температуру, а следовательно, и на давление ослабевает. В *верхней тропосфере и нижней стратосфере* абсолютные изолинии на средних картах изобарических поверхностей огибают весь земной шар, конечно, не совпадая точно с широтными кругами. Как видно из карт, густота изогипс вдоль каждого меридиана различная. Учитывая, что в свободной атмосфере ветер близок к геострофическому, карты показывают, что и зимой и летом в тропосфере умеренных и субтропических широт обоих полушарий, в общем, господствуют западные воздушные течения. Однако зимой в Северном полушарии отчетливо выделяются три волны с гребнями над востоком Атлантического и Тихого океанов и над Уральским хребтом и с ложбинами у восточных берегов Северной Америки и Азии и над Восточной Европой, наложенные на общий западный поток. В Южном полушарии в тропосфере изогипсы проходят более зонально, хотя и там можно заметить три волны, правда, с очень маленькой амплитудой. Неодинаковое сгущение изогипс в субтропических широтах и в широтном поясе 50—60° — отражение субтропического струйного течения и планетарной высотной фронтальной зоны полярного фронта.

5. Ветер: понятие и виды

1. Скорость ветра

Движение воздуха относительно земной поверхности называется ветром. Как правило, имеется в виду горизонтальная составляющая движения. Иногда говорят о восходящем или нисходящем ветре, т.е. учитывают вертикальную составляющую этого движения. *Ветер характеризуется вектором скорости.* Известно, что всякий вектор определяется абсолютной величиной и направлением. Следовательно, *ветер определяется скоростью и направлением.* Когда говорят о скорости ветра, имеют в виду только числовое ее значение, т.е. путь, проходимый индивидуальным объемом воздуха за единицу времени относительно земной поверхности. Направление вектора скорости называется направлением ветра. *За направление ветра принимается азимут точки, откуда дует ветер, отсчитываемый от точки севера через восток.*

Скорость ветра выражается в метрах в секунду (м/с). При обслуживании авиации скорость ветра выражают в километрах в час (км/ч), а при обслуживании морского флота — в узлах, т.е. в морских милях в час. Чтобы перевести скорость ветра из метров в секунду в узлы, достаточно умножить число метров в секунду на 2.

Скорость ветра оценивается и в баллах по так называемой *шкале Бофорта*. По шкале весь интервал возможных значений скорости ветра делится на

12 градаций. Каждая единица шкалы связывает скорость ветра с различными его эффектами, такими как степень волнения моря, качание ветвей деревьев, распространение дыма из труб и т.д. В настоящее время эта шкала вышла из употребления.

Различают сглаженную скорость ветра, т.е. некоторую среднюю величину скорости за некоторый обычно небольшой промежуток времени, в течение которого производятся наблюдения, и мгновенную скорость ветра, т.е. скорость ветра в данный момент (измеряемую очень малоинерционным прибором). Мгновенная скорость ветра отмечает порывы и внезапные ослабления ветра. Она очень сильно колеблется около сглаженной скорости, временами может быть значительно меньше или больше ее. На метеорологических станциях обычно измеряют сглаженную скорость ветра, и в дальнейшем речь будет идти о ней.

Средние скорости ветра у земной поверхности близки к 5 – 10 м/с и редко превышают 12 – 15 м/с. В сильных атмосферных вихрях и штормах умеренных широт скорости могут превышать 30 м/с, а в отдельных порывах достигать 60 м/с. В тропических ураганах скорости ветра доходят до 65 м/с, а отдельные порывы, судя по разрушениям, превышают 100 м/с. В мелкомасштабных вихрях (смерчи, торнадо) возможны скорости и более 100 м/с. В верхней тропосфере в так называемых струйных течениях средняя скорость ветра на больших пространствах может достигать до 70 – 100 м/с.

Для атмосферных движений характерна квазигоризонтальность. Это значит, что скорости горизонтального переноса в 100—1000 раз превышают вертикальные скорости. Только в особых условиях интенсивно развитой конвекции и на ограниченных территориях вертикальные составляющие скорости движения воздуха могут достигать нескольких метров в секунду, т.е. порядка горизонтальных скоростей.

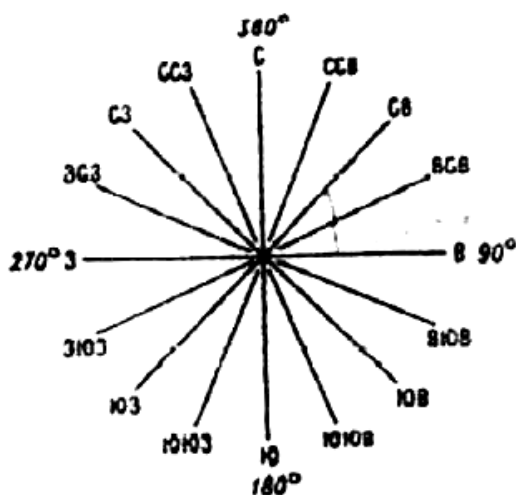
Скорость ветра у земной поверхности измеряется *анемометрами* разной конструкции или *флюгером Вильда*. Наибольшее распространение получили анемометры с приемными частями в виде вертушек (чашечный анемометр, мельничный анемометр), которые вращаются с большей или меньшей скоростью в зависимости от давления на них ветра. Во флюгере Вильда давление, оказываемое ветром, отклоняет от положения равновесия вертикально висящую металлическую доску. По скорости вращения вертушки или по отклонению доски можно определить скорость ветра. Есть конструкции, основанные на манометрическом принципе (трубка Пито) либо на измерении величины охлаждения нагретого тела под действием ветра (термоанемометр). Имеется ряд конструкций самопишущих приборов – анемографов и (если измеряется также и направление ветра) анеморумбографов. Приборы для измерения ветра на наземных метеорологических станциях устанавливаются на высоте 10 – 12 м над земной поверхностью. Измеренный ими ветер и называется: *ветром у земной поверхности*.

2. Направление ветра

Подчеркнем еще раз, что *направлением ветра в метеорологии называют направление, откуда он дует*. Указать это направление можно либо назвав точку горизонта, откуда дует ветер, либо определив угол, образуемый направлением ветра с меридианом, т.е. его азимут. В последнем случае угол отсчитывается от точки севера через восток, т.е. по часовой стрелке. Различают восемь основных румбов горизонта: север, северо-восток, восток, юго-восток, юг, юго-запад, запад, северо-запад – и восемь промежуточных румбов между ними: северо-северо-восток, восток-северо-восток, восток-юго-восток, юго-юго-восток, юго-юго-запад, запад-юго-запад, запад-северо-запад, северо-северо-запад (всего 16 румбов, указывающих направление, откуда дует ветер. Они имеют следующие сокращенные обозначения (русские и международные), N — норд, E — ост, S — зюйд, W — вест:

С	N	В	E	Ю	S	З	W
ССВ	NNE	ВЮВ	ESE	ЮЮЗ	SSW	ЗСЗ	WNW
СВ	NE	ЮВ	SE	ЮЗ	SW	СЗ	NW
ВСВ	ENE	ЮЮВ	SSE	ЗЮЗ	WSW	ССЗ	NNW

Если направление характеризуется азимутом, то направление ветра указывается в градусах. Северному ветру будет соответствовать 0° (360°), северо-восточному – 45° , восточному – 90° , южному – 180° , западному – 270° .



При наблюдениях за ветром в высоких слоях атмосферы его направление, как правило, указывается *в градусах*, а при наблюдениях на наземных метеорологических станциях – *в румбах горизонта*. Направление ветра определяется с помощью флюгера, вращающегося около вертикальной оси, и указателей румбов, ориентированных относительно сторон горизонта. Под действием ветра флюгер принимает по-

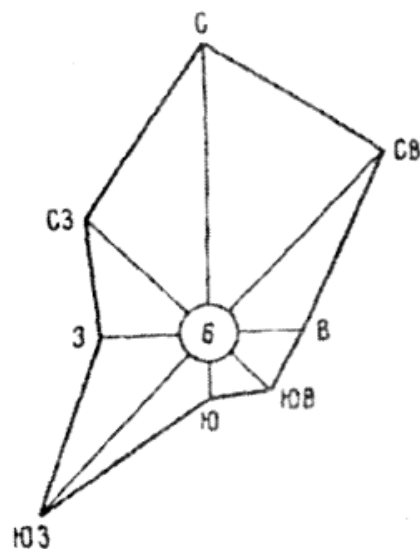
ложение по направлению ветра, а противовес флюгера указывает точку, откуда дует ветер, румб которого можно определить по указателю румбов.

Различают также *мгновенное и сглаженное направления ветра*. Мгновенные направления колеблются около некоторого среднего направления (сглаженного направления). Оно определяется при наблюдениях по флюгеру. И мгновенное, и сглаженное направления ветра меняются как во времени, так

и от точки к точке. В одно и то же время в разных местах направление ветра различно. Чтобы охарактеризовать ветровой режим какого-либо места, определяют повторяемость того или иного румба ветра за определенный промежуток времени. В одних районах повторяемость различных направлений ветра за длительное время почти одинакова, в других – наблюдается хорошо выраженное преобладание одних направлений над другими в течение всего сезона или года. Повторяемость и направление ветра зависят от условий общей циркуляции и, отчасти, от окружающего рельефа.

Чтобы охарактеризовать климатический режим ветра, можно для каждого пункта построить диаграмму распределения повторяемости направлений ветра по основным румбам – так называемую *розу ветров* (рис). Для этого от начала полярных координат откладывают направления по румбам горизонта (Х или 16) отрезками, длины которых пропорциональны повторяемости ветров соответствующего направления. Концы отрезков для наглядности соединяют ломаной линией. Повторяемость штилей указывается числом в центре диаграммы (в начале координат). При построении розы ветров можно учесть и среднюю скорость ветра по каждому направлению. Отложив отрезки, пропорциональные средней скорости по каждому направлению, можно получить *розу средних скоростей ветра*. Умножив среднюю скорость по каждому направлению на повторяемость данного направления, можно построить график, показывающий в условных единицах количество воздуха, переносимого ветрами каждого направления.

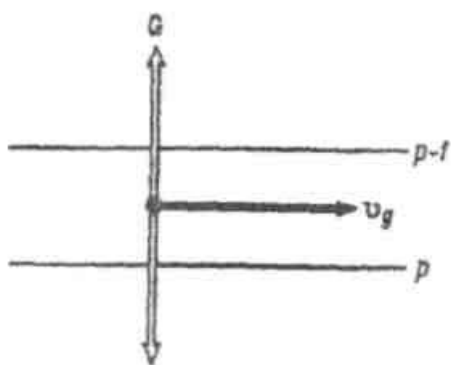
Для нанесения на климатические карты направление ветра обобщают разными способами. Можно нанести на карту в разных местах *розы ветров*. Можно определить *равнодействующую всех скоростей ветра*, т.е. векторную сумму всех скоростей ветра в данном месте за интересующий нас календарный месяц в течение многолетнего периода, и затем взять направление этой равнодействующей в качестве среднего направления ветра. Чаще определяется преобладающее направление ветра. Для этого выделяют квадрант с наибольшей повторяемостью. Средняя линия квадранта принимается за преобладающее направление.



6. Геострофический и градиентный ветер

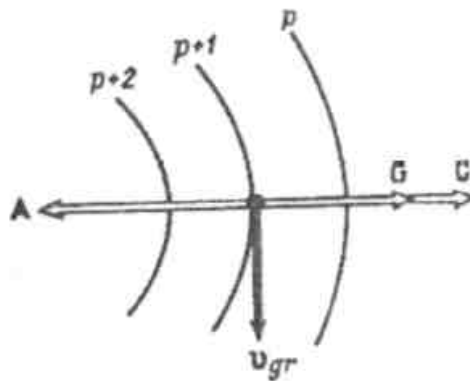
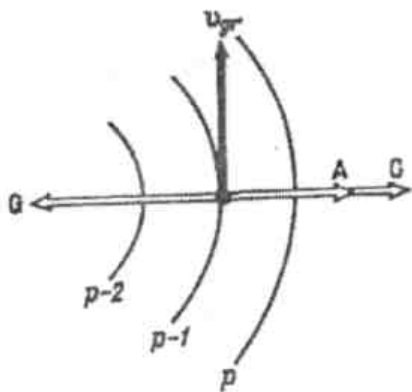
1. Геострофическим называют ветер, возникающий при взаимодействии силы барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса).

При геострофическом движении вектор силы градиента и вектор силы Кориолиса равны по модулю и направлены взаимно противоположно, а воздух совершает равномерное и прямолинейное движение. Отклоняющая сила вращения Земли в Северном полушарии направлена вправо под прямым углом к направлению скорости движения частицы воздуха; следовательно, сила градиента давления должна быть направлена под прямым углом влево от направления скорости движения и равна по величине отклоняющей силе. Сила градиента давления направлена по нормали к изобаре, следовательно, под прямым углом к силе градиента давления лежит изобара. Это значит, что скорость геострофического ветра направлена вдоль изобары, т.е. геострофический ветер дует вдоль изобар, оставляя в Северном полушарии низкое давление слева.



2. Градиентный ветер.

При криволинейном движении воздуха и отсутствии силы трения, кроме силы барического градиента и отклоняющей силы вращения Земли, появляется



еще центробежная сила, выражающаяся так: $C = v^2/r$, где v – скорость ветра, а r – радиус кривизны траектории движущегося воздуха. Центробежная сила направлена по радиусу кривизны траектории наружу, в сторону выпуклости траектории. Если будем считать движение равномерным, то в этом случае должны уравниваться уже три силы, действующие на воздух: барического градиента, отклоняющая и центробежная.

Допустим, что траектории движения частиц воздуха являются окружностями. Тогда скорость в любой точке траектории будет направлена по кас-

тельной к окружности в этой точке. Отклоняющая сила направлена под прямым углом к скорости, следовательно, по радиусу окружности вправо (в Северном полушарии). Центробежная сила также направлена по касательной к радиусу кривизны круговой траектории, т.е. по радиусу окружности всегда в сторону выпуклости. Сила барического градиента должна уравнивать геометрическую сумму этих сил и, следовательно, лежать на одной прямой с ними, т.е. на радиусе окружности. Значит, барический градиент направлен под прямым углом к скорости. Но под прямым углом к градиенту проходит изобара, следовательно, ветер направлен по изобаре. Такой теоретический случай равномерного движения воздуха по круговым траекториям без влияния трения называют градиентным, а ветер – градиентным ветром.

Из изложенного видно, что траектории в случае градиентного ветра совпадают с изобарами. Градиентный ветер, так же как и геострофический, направлен по изобарам, но не прямолинейным, а круговым.

В понятие градиентного ветра часто включают и географический ветер, как предельный случай градиентного ветра при радиусе кривизны изобар, равном бесконечности.

3. Градиентный ветер в циклоне и антициклоне.

В барической системе с концентрическими круговыми изобарами градиенты направлены по радиусам от периферии к центру. Это значит, что в центре системы давление самое низкое, а к периферии оно растет. Такая барическая система с низким давлением в центре и с концентрическими круговыми изобарами представляет собой простейший вид циклона. Центробежная сила в циклоне направлена по радиусу всегда наружу, в сторону выпуклости траектории (изобары), т.е. в данном случае против силы градиента.

Как правило, в атмосфере центробежная сила меньше силы барического градиента. Поэтому для равновесия действующих сил нужно, чтобы отклоняющая сила вращения Земли была направлена так же, как центробежная сила, и чтобы они вместе уравнивали силу барического градиента. Значит, и отклоняющая сила должна быть направлена вдоль радиуса наружу от центра циклона.

7. Общая циркуляция атмосферы

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений на земном шаре, т.е. таких течений, которые по своим размерам сравнимы с материками и океанами. Самое первое элементарное представление об общей циркуляции атмосферы получают, рассматривая средние многолетние карты. Для ветра это обычно карты преобладающих направлений либо равнодействующих для давления карты многолетнего среднего распределения давления за отдельные месяцы, сезоны и за год.

Рассматривая глобальное распределение давления, можно заметить, что поля давления в тропиках сильно отличаются от полей давления на других широтах. Вне тропиков отчетливо выделяются следующие зоны:

зона I – область относительно высокого давления над полюсами;

зона II – пояс низкого давления в районе субполярных широт ($60 - 65^\circ$), испытывающий непрерывные петлеобразные возмущения (типа речных_меандров);

зона III – умеренные широты, где непрерывно возникают, развиваются и исчезают движущиеся атмосферные возмущения — волны и вихри в форме циклонов и антициклонов;

зона IV – пояс высокого давления в субтропических широтах ($30 - 35^\circ$), объединяющий обширные, расположенные над океанами антициклоны; это так называемый пояс субтропических антициклонов.

На обращенной к экватору периферии субтропического пояса высокого давления в тропиках также можно выделить характерные зональные области в поле давления:

зона IV – те же самые крупномасштабные замкнутые области высокого давления в форме субтропических антициклонов, особенно над океанами, периферия которых распространяется до 25 градусов широты;

зона V, где приземное давление уменьшается от субтропиков в направлении экватора;

зона VI – экваториальная ложбина, т.е. пояс низкого давления, который опоясывает весь земной шар и испытывает сезонные смещения, различные на разных долготах.

2.1. Описанные особенности в той или иной степени можно видеть на каждой синоптической карте, хотя они в значительной степени замаскированы подвижными циклонами и антициклонами. Даже на многолетних средних картах особенности в распределении давления носят отпечаток различного влияния суши и моря на циклоническую деятельность. Однако по величине и направлению средние градиенты давления между указанными выше зонами близки к меридиональным градиентам. В умеренных широтах они направлены от I и IV зон к II зоне, а в тропиках – от IV к VI зоне.

Так как реальный ветер близок к геострофическому, такие градиенты обуславливают преобладание восточных движений в полярных и тропических широтах и западных – в умеренных широтах.

Сопоставление среднего атмосферного давления на уровне моря зимой и летом показывает существенную асимметрию между Северным и Южным полушариями. В Северном, более континентальном полушарии поле давления значительно менее зонально, чем в Южном океаническом. Например, зимой в Северном полушарии существуют две огромные области низкого давления: над Северной Атлантикой и Северным Тихим океаном, в то время как в Южном полушарии в полосе широт $40 - 60^\circ$ ю.ш. – зональные изобары. Как будет

видно из раздела 6, такое среднее поле давления в Северном полушарии складывается из-за преобладания циклонов над антициклонами на севере Атлантического и Тихого океанов. В Южном полушарии в этих широтах никаких материков нет, циклоны и антициклоны развиваются над океаном на любых меридианах и при движении циклонов на юго-восток, а антициклонов – на северо-восток в полосе широт $40 - 60^\circ$ ю.ш. области низкого и высокого давления взаимно погашаются. Но конечные стадии развития циклонов дают кольцо областей низкого давления вокруг Антарктиды, а антициклонов – кольцо субтропического пояса высокого давления.

8. Квазигеострофичность течений общей циркуляции

Крупномасштабные течения общей циркуляции в большей части атмосферы являются квазигеострофическими. Это означает, что ветры, определяющие такие течения, близки к геострофическому ветру и, следовательно, в свободной атмосфере такие течения направлены почти по изобарам (изогипсам). Только в слое трения воздушные течения существенно отличаются от геострофического ветра и значительно отклоняются от изобар. Однако, приняв известный из опыта средний угол отклонения ветра от изобары, мы и в этом случае можем по полю давления восстановить поле ветра. Употребляя слово «квазигеострофические», мы тем самым подчеркиваем, что и над слоем трения воздушные течения не являются строго геострофическими.

Как правило, реальные крупномасштабные течения и в свободной атмосфере имеют ускорения, связанные с отклонением от геострофического ветра, и направлены не строго по изобарам, что и служит причиной изменения давления. В свободной атмосфере отклонения реального ветра от геострофического малы (в сравнении с величиной самого ветра).

Допущение о квазигеострофичности справедливо для умеренных широт. В экваториальном поясе условие геострофичности не выполняется ни у земной поверхности, ни в свободной атмосфере: отклоняющая сила вращения Земли на экваторе равна нулю, а в экваториальном поясе она не уравнивает силу барического градиента. Поэтому в экваториальной зоне ветер *не* может быть геострофическим.

9. Западный перенос

Когда речь идет о внетропической циркуляции, имеется в виду главным образом циркуляция в умеренных широтах. Если взять в целом области земного шара вне тропиков, то обнаружим, что здесь всегда имеются районы, занятые *арктическим* (в Южном полушарии *антарктическим*) *воздухом*, образующим арктическую (антарктическую) воздушную массу (АВ). Очагом ее формирования является Арктика (Антарктика). Естественно, большая часть средних широт занята воздушной массой умеренных широт (так называемая *уме-*

ренная или полярная воздушная масса – УВ). Как это видно из названия, умеренная воздушная масса формируется именно в умеренных широтах. На юге, в субтропических широтах, всегда присутствуют *тропические воздушные массы* (ТВ), либо здесь формирующиеся, либо принесенные из тропиков. Все воздушные массы существуют круглый год, хотя границы очагов их формирования испытывают сезонные смещения: летом к полюсам, зимой в направлении к тропикам.

Воздушные массы различаются по температуре, влажности и другим свойствам не только у земли, но и в свободной атмосфере, включая, как мы видели, высоту и температуру тропопаузы. Воздушные массы отделяются друг от друга узкими зонами перехода, называемыми главными фронтами: арктический воздух отделяется от воздуха умеренных широт *арктическим фронтом (АФ)*, воздух умеренных широт отделяется от тропического воздуха *полярным фронтом (ПФ)*, иногда называемым *фронтом умеренных широт*. Наиболее резко контраст метеорологических величин на АФ и ПФ заметен у земли. Здесь же ширина зоны перехода от одной воздушной массы к другой составляет 10—20 км. Поэтому у земли фронты изображаются *фронтальными линиями*. С высотой в свободной атмосфере области перехода от одной воздушной массы к другой расширяются и превращаются во *фронтальные зоны*. Существующий всегда в свободной атмосфере меридиональный контраст температуры (меридиональный градиент температуры) между экватором и полюсами складывается в основном именно из температурных градиентов во фронтальных зонах главных атмосферных фронтов. Поскольку границы между воздушными массами охватывают все полушарие, то и фронтальные зоны главных атмосферных фронтов имеют планетарный характер. Поэтому такие фронтальные зоны называются *планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ)*. Большие величины температурных градиентов на главных фронтах и, следовательно, во фронтальных зонах определяют большие значения термического ветра. Поэтому в области главных фронтов скорость ветра очень сильно растет с высотой, и к ним приурочены струйные течения, являющиеся составной частью ПВФЗ. Как мы видели (см. лекцию 1, п. 7), барический градиент в умеренных широтах направлен к полюсам, так же направлен и температурный градиент. Следовательно, в силу квазигеострофичности воздушных течений в зоне умеренных широт преобладают западные воздушные течения или, как часто говорят, западный перенос воздушных масс. Скорость западного переноса возрастает с высотой до тропопаузы, и только после изменения направления температурного градиента в стратосфере на обратное (от полюсов к экватору) скорость ветра с высотой убывает.

Западный перенос в тропосфере умеренных широт неустойчив; в нем постоянно образуются волнообразные движения, так называемые волны Росси, длина которых порядка 5000 км.

Воздушные массы, разделяющие их фронты и, следовательно, фронтальные зоны, в свободной атмосфере не остаются неподвижными: различия в температурах воздушных масс являются причиной существования горизонтальных градиентов давления, под действием которых воздушные массы и разделяющие их фронты непрерывно перемещаются.

При определенных контрастах температур и разности скоростей ветра по обе стороны от фронта на нем возникают неустойчивые фронтальные волны, амплитуда которых растет со временем. Такие неустойчивые волны дают начало циклонам и антициклонам. *Основной особенностью атмосферной циркуляции во внетропических широтах и является постоянное возникновение, развитие, перемещение, а затем разрушение крупномасштабных атмосферных возмущений – циклонов и антициклонов, называемое циклонической деятельностью.* Таким образом, все воздушные течения синоптического масштаба связаны во внетропических широтах с циклонической деятельностью.

Были рассмотрены основные особенности распределения давлений и ветра в циклонах и антициклонах у земной поверхности и в высоких слоях. Конечно, действительные условия в атмосфере много сложнее, чем рассмотренные там схемы. Так, изобары циклонов у земной поверхности, в общем, имеют округлую или овальную форму, но испытывают изломы на фронтах. Барические градиенты, скорости ветра, углы отклонений ветра от градиента давления различны в разных циклонах, в одном и том же циклоне в разных стадиях его развития, в разных частях одного и того же циклона. Однако те общие положения, которые были изложены ранее, применимы ко всякому циклону или антициклону.

10. Пассаты и антипассаты

Устойчивые ветры восточной четверти, дующие в течение всего года над океанами на обращенной к экватору периферии тропических антициклонов в каждом полушарии, называют пассатами.

Скорость пассатных ветров у земной поверхности составляет в среднем 5 – 8 м/с. На земном шаре эти системы ветров наиболее устойчивы: с вероятностью 80 – 90% их можно встретить в любой момент года, а не только на средних картах. Субтропические антициклоны вытянуты по широте. Поэтому на их обращенной к экватору периферии изобары проходят почти параллельно широтным кругам и, следовательно, пассаты над уровнем трения должны иметь восточное направление.

В слоях, близких к земной поверхности, где действует сила трения, 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 наблюдаются *северо-восточные*; аналогично на северной периферии субтропического антици-

клона в Южном полушарии у земной поверхности наблюдаются *юго-восточные ветры*. Иначе говоря, вследствие трения пассаты получают дополнительные составляющие, направленные к экватору. *Пассаты Северного полушария часто называют поэтому северо-восточными, а пассаты Южного полушария – юго-восточными*. Однако эти направления пассатов характерны только вблизи земной поверхности, и не для всей области пассатов, а для тех ее частей, где изобары субтропического антициклона вытянуты по широте.

Западные ветры над пассатами называются *антипассатами*. Прежде считали, что антипассаты дуют строго противоположно приземному направлению пассатов, т.е. в Северном полушарии с юго-запада, а в Южном – с северо-запада. Наблюдения этого не подтвердили. *Антипассаты – вообще западные ветры*, такие же, как и в более высоких широтах на тех же уровнях. В западном потоке обычно развиваются волнообразные возмущения, которые и определяют меридиональные составляющие, как это показано, например, на рис. 7.4; на рисунке приведено поле движения воздуха в верхней тропосфере днем 14 июля 1969г., восстановленное по смещению облаков верхнего яруса, наблюдениям самолетов и аэрологических станций. Наблюдения показывают, что меридиональные составляющие ветра могут иметь на различных меридианах противоположные направления, например на 20° з.д. южное, а на 40° з.д. – северное. Если осреднить эти переносы по всему земному шару, то в верхней половине тропосферы будут преобладать составляющие, направленные от экватора к высоким широтам.

11. Муссоны

Муссоны – это устойчивые сезонные режимы воздушных течений с резким изменением преобладающего направления ветра от зимы к лету и от лета к зиме. В каждом месте области муссонов в течение летнего и зимнего сезонов существует режим ветра с резко выраженным преобладанием одного направления (квадранта или октанта) над другими, причем в другом сезоне преобладающее направление ветра будет *противоположным* или *близким к противоположному*. Таким образом, в каждой муссонной области есть зимний муссон и летний муссон с взаимно противоположными или, по крайней мере, с резко различными преобладающими направлениями. *Муссоны наблюдаются в тех районах, где циклоны и антициклоны обладают достаточной устойчивостью и резким основным преобладанием одних над другими*.

Наиболее резко выраженные и устойчивые муссоны наблюдаются в тропических широтах, где соседствуют широтно простирающиеся материки и океаны. На американском материке тропические муссоны развиты слабо. Зато в бассейне Индийского океана муссонная циркуляция наблюдается на обширных пространствах внутри тропиков — над всем северным Индийским океаном, Индостаном, Индокитаем, южным Китаем, Индонезией, над низкими ши-

ротами южного Индийского океана вплоть до Мадагаскара и Северной Австралии, а также над большими площадями в Экваториальной Африке.

Сильное развитие муссонов в этой части земного шара связано со своеобразием ее географических условий: с наличием к северу от Индийского океана огромного Азиатского материка, а также с расположением Африканского материка в обоих полушариях.

Непосредственной причиной тропических муссонов является сезонное изменение положения субтропических антициклонов и экваториальной ложбины. Экваториальная ложбина в июле смещается в более высокие широты Северного полушария, особенно на материках. В январе эта ложбина отодвигается в Южное полушарие. Вместе с экваториальной ложбиной субтропические антициклоны смещаются к северу в июле и к югу в январе. Вследствие такого сезонного перемещения в областях развития муссонов, по обе стороны от экватора происходит резкое сезонное изменение направления преобладающих барических градиентов и, следовательно, преобладающих ветров. Сезонное преобразование среднего поля давления связано с перераспределением масс воздуха между материками и океанами: зимой преобладает перенос воздуха с охлажденного материка на океан, а летом – со сравнительно холодного океана на теплый материк.

Таким образом, первоначальной причиной возникновения муссонов – сезонных режимов ветра – является различие в нагревании материков и океанов в течение года. В зимнем муссоне осуществляется отток воздуха с материка, в летнем муссоне – приток его на материк.

Там, где распределение давления в течение сезона обладает достаточной устойчивостью и где оно резко меняется от сезона к сезону, сходные изменения должны происходить и в режиме ветра. В одном сезоне ветры определенного направления (квадранта или октанта горизонта) будут преобладать над ветрами всех других направлений. В противоположном сезоне преобладающее направление сменится на противоположное или близкое к нему. *Такой режим ветра и называется внутропическими муссонами.*

Муссонный режим ветра во внутропических широтах, как и в тропических, не ограничивается нижним слоем воздуха, а захватывает значительную толщу тропосферы. Еще выше господствует общий, в основном западный, перенос воздуха.

Внутропические муссоны особенно хорошо выражены на востоке России и северо-востоке Китая и над прилегающими морями. Зимой над Восточной Азией держатся устойчивые антициклоны. В соответствии с барическим полем воздушные течения над восточной окраиной Азии имеют в это время преимущественно направление с севера или северо-запада. *Это – зимний муссон.* В ряде районов он создает вынос воздуха в нижних слоях атмосферы через береговую линию с суши на море.

Летом над Азией преобладает пониженное давление, а над прилегающими морями давление повышено. Поэтому над Дальним Востоком *преобладают южные и юго-восточные течения с моря – летний муссон*. Внетропические муссоны Северо-Восточного Китая в более южных широтах переходят в тропические муссоны Юго-Западного Китая.

Сходные, но не столь резко выраженные условия на менее обширных площадях наблюдаются и в некоторых других районах внетропических широт.

Лекция 7. ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ И АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ. СТРУКТУРНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

1. Воздушные массы и фронты

Иногда движения в атмосфере создают условия для застаивания воздуха над большими районами Земли, до 2—3 млн. км². В результате воздух тропосферы расчленяется на отдельные воздушные массы, которые более или менее длительно сохраняют свою индивидуальность, перемещаясь из одних областей Земли в другие. В горизонтальном направлении воздушные массы измеряются тысячами километров.

Свойства воздушных масс (температура, влажность, содержание пыли) несут в себе отпечаток своего очага формирования, т.е. той области Земли, где они сформировались как целое под воздействием однородной земной поверхности. В дальнейшем, перемещаясь в другие области, воздушные массы переносят в эти области и свои свойства, т.е. свой режим погоды. Преобладание в данном районе в тот или иной сезон воздушных масс определенного типа или типов создает характерный климатический режим этого района.

Выделяют четыре основных типа воздушных масс с различным зональным положением очагов: массы арктического (в Южном полушарии – *антарктического*), *умеренного (полярного), тропического и экваториального воздуха*. Для каждого из типов характерны свой интервал значений температур у земной поверхности и на высотах, свои значения влажности, прозрачности, дальности видимости и др.

Конечно, свойства воздушных масс и прежде всего температура непрерывно меняются при их перемещении из одних районов в другие. Происходит *трансформация воздушных масс*.

Воздушные массы, перемещающиеся с более холодной земной поверхности на более теплую (обычно из высоких широт в низкие), называют *холодными массами*. Холодная воздушная масса вызывает похолодание в тех районах, в которые она поступает. В пути она сама прогревается, притом преимущественно снизу, от земной поверхности. Поэтому в ней возникают вертикальные

градиенты температуры и развивается конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков и выпадением ливневых осадков.

Воздушные массы, перемещающиеся на более холодную поверхность (в более высокие широты), называются *теплыми массами*. Они приносят потепление, но сами охлаждаются внизу, поэтому в их нижних слоях создаются малые вертикальные градиенты температуры. Конвекция в них не развивается, преобладают слоистые облака и туманы.

Различают еще *местные воздушные массы*, длительно находящиеся в одном районе. Свойства местных масс определяются нагреванием или охлаждением снизу в зависимости от сезона.

Смежные воздушные массы разделены между собой сравнительно узкими переходными зонами, сильно наклоненными к земной поверхности. Эти зоны носят название *фронтов*. Длина таких зон – тысячи километров, ширина – десятки километров.

Фронты между воздушными массами основных географических типов называют *главными фронтами*, в отличие от менее значительных *вторичных фронтов* между массами одного и того же географического типа. Главные фронты между арктическим и умеренным воздухом носят название арктических фронтов, между умеренным и тропическим воздухом – полярных фронтов. Раздел между тропическим и экваториальным воздухом не является фронтом, а представляет зону сходимости (конвергенции) воздушных течений. Вверх главные фронты прослеживаются до самой стратосферы, а вторичные фронты – на несколько километров.

С фронтами связаны особые явления погоды. Восходящие движения воздуха в зонах фронтов приводят к образованию обширных облачных систем, из которых выпадают осадки на больших площадях. Огромные атмосферные волны, возникающие в воздушных массах по обе стороны от фронта, приводят к образованию *атмосферных возмущений вихревого характера – циклонов и антициклонов*, определяющих режим ветра и другие особенности погоды. Особенно важны в этом отношении полярные фронты. Все это будет подробнее рассмотрено в последующих главах.

Фронты постоянно возникают вновь и исчезают (размываются) вследствие определенных особенностей атмосферной циркуляции. Вместе с ними формируются, меняют свойства и, наконец, теряют свою индивидуальность воздушные массы.

В некоторых случаях возникают фронты и под непосредственным тепловым влиянием подстилающей поверхности, например, вдоль кромки льдов или на границе снежного покрова. Но этот механизм образования фронтов имеет меньшее значение в сравнении с кинематическим фронтогенезом.

Фронты, разделяющие основные географические типы воздушных масс, называют главными фронтами. Главные фронты между арктическим и умеренным воздухом носят название *арктических*, между умеренным и тропиче-

ским воздухом – *полярных*. Раньше раздел между тропическим и экваториальным воздухом также считали фронтом и называли его тропическим фронтом. В последнее время утвердилось мнение, что раздел между тропическим и экваториальным воздухом не носит характера фронта. Этот раздел называют *внутритропической зоной конвергенции*.

Ширина фронта в горизонтальном направлении и толщина его по вертикали невелики в сравнении с размерами разделяемых им воздушных масс. Поэтому, идеализируя действительные условия, можно представлять фронт как *поверхность раздела между воздушными массами*. В пересечении с земной поверхностью фронтальная поверхность образует *линию фронта*, которую также кратко называют фронтом. Если мы идеализируем фронтальную зону как поверхность раздела, то для метеорологических величин она является *поверхностью разрыва*, потому что резкое изменение во фронтальной зоне температуры и некоторых других метеорологических величин приобретает на поверхности раздела характер скачка.

Фронтальные поверхности проходят в атмосфере наклонно (рис. 7.1). Если бы обе воздушные массы были неподвижными, то теплый воздух располагался бы над холодным, и поверхность фронта между ними была бы горизонтальной, параллельной горизонтальным изобарическим поверхностям. Поскольку воздушные массы движутся, поверхность фронта может существовать и сохраняться при условии, что она наклонена к поверхности уровня и, стало быть, к уровню моря. Теория фронтальных поверхностей показывает, что угол наклона зависит от скоростей, ускорений и температур воздушных масс, а также от географической широты и от ускорения свободного падения.

Теория и опыт показывают, что углы наклона фронтальных поверхностей к земной поверхности очень малы, порядка угловых минут. Тангенс угла наклона фронтальной поверхности называют просто *наклоном фронта* (тангенс угла имеет порядок от 0,01 до 0,001).



Рис. 7.1. Поверхность фронта
в вертикальном разрезе

2. Типы фронтов

В реальной атмосфере фронты, как правило, не параллельны воздушным течениям. Ветер по обе стороны фронта имеет составляющие, нормальные к фронту. Поэтому сами фронты не остаются в неизменном положении, а перемещаются.

Фронт может перемещаться либо в сторону более холодного воздуха, либо в сторону более теплого воздуха. Если линия фронта перемещается у земли

в сторону более холодного воздуха, это значит, что клин холодного воздуха отступает и освобождаемое им место занимает теплый воздух. Такой фронт называют теплым. Прохождение его через место наблюдения приводит к сме-

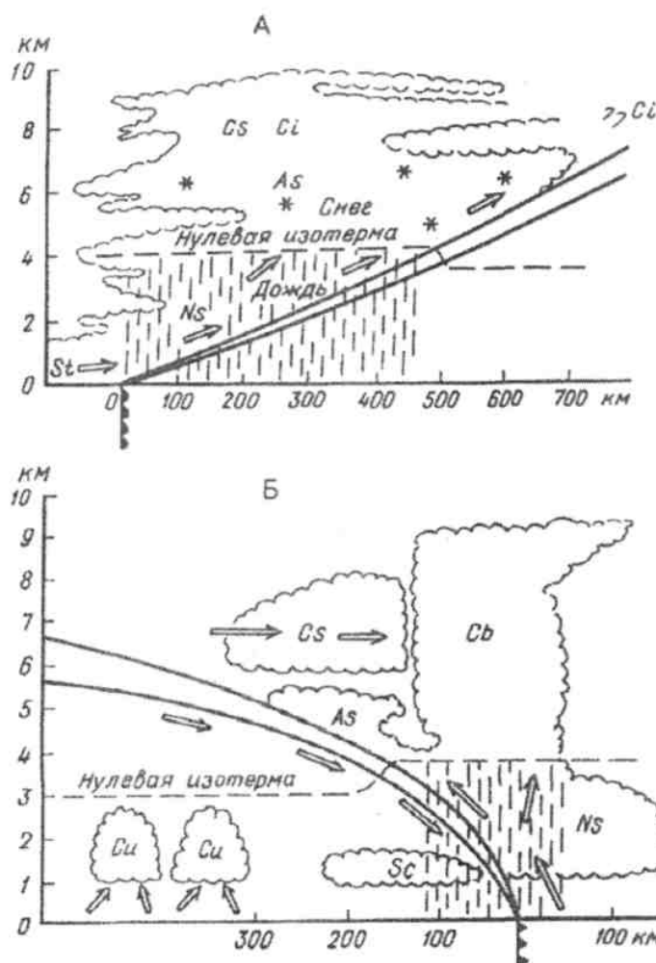


Рис. 7.2, 7.3. Теплый и холодный фронты

не холодной воздушной массы теплой, а следовательно, к повышению температур и к определенным изменениям других метеорологических величин.

Если линия фронта перемещается в сторону теплого воздуха, это значит, что клин холодного воздуха продвигается вперед, теплый воздух перед ним отступает и также вытесняется вверх наступающим холодным клином. Такой фронт называют *холодным*. При его прохождении теплая воздушная масса становится холодной, температура понижается, резко изменяются другие метеорологические величины.

В области фронтов (или, как говорят, на фронтальных поверхностях) возникают вертикальные составляющие скорости движения воздуха. Наиболее важен частный случай, когда теплый воздух на-

ходится в состоянии упорядоченного восходящего движения, т.е. когда одновременно с горизонтальным движением он еще перемещается вверх над клином холодного воздуха. Именно с этим связано развитие над фронтальной поверхностью облачной системы, из которой выпадают осадки.

На теплом фронте восходящее движение охватывает мощные слои теплого воздуха над всей фронтальной поверхностью, вертикальные скорости здесь порядка 1 – 2 см/с, при горизонтальных скоростях в несколько десятков метров в секунду. Поэтому движение теплого воздуха имеет характер восходящего скольжения вдоль фронтальной поверхности. В восходящем скольжении участвует не только слой воздуха, непосредственно примыкающий к фронтальной поверхности, но и все вышележащие слои, часто до тропопаузы. В результате возникает обширная система перисто-слоистых, высокослоистых – слоисто-дождевых облаков, из которых выпадают обложные осадки. В случае холодного фронта восходящее движение теплого воздуха ограничено более узкой зоной, однако вертикальные скорости значительно больше, чем на теп-

лом фронте, и особенно они сильны перед холодным клином, где теплый воздух вытесняется холодным. Здесь преобладают кучево-дождевые облака с ливневыми осадками и грозами.

На фронтах и в воздушных массах по обе стороны фронтов возникают огромные атмосферные волны, приводящие к образованию атмосферных возмущений вихревого характера – *циклонов* и *антициклонов*. Вместе с эволюцией циклонов и антициклонов происходит и эволюция фронтов. В процессе эволюции циклонов возникают более сложные фронты, представляющие собой объединение теплой и холодной фронтальных поверхностей. Это – *фронты окклюзии*. С ними связаны наиболее сложные облачные системы.

Очень существенно, что все фронты связаны с ложбинами в барическом поле. В случае стационарного (малоподвижного) фронта изобары в ложбине параллельны самому фронту. В случаях теплого и холодного фронтов изобары приобретают форму латинской буквы V, пересекаясь с фронтом, лежащим на оси ложбины.

При прохождении фронта ветер в данном месте меняет свое направление по часовой стрелке. Например, если перед фронтом ветер юго-восточный, то за фронтом он изменится по направлению на южный, юго-западный или западный.

3. Климатологические фронты

Постоянное расчленение барического поля Земли на циклоны и антициклоны приводит к тому, что и воздух тропосферы всегда расчленяется на воздушные массы, разделенные фронтами.

Многолетние средние положения главных фронтов в разные сезоны будем называть климатологическими фронтами. Их можно выявить на многолетних средних картах, подобно центрам действия атмосферы (рис. 7.4, 7.5).

В действительности в каждый момент времени (а значит, на синоптических картах) положение и число фронтов могут резко отличаться от многолетнего распределения. Фронты возникают, перемещаются и размываются в связи с циклонической деятельностью. Но сейчас следует рассмотреть среднее положение фронтов, важное для понимания распределения на Земле климатологических условий.

В январе в Северном полушарии на карте обнаруживаются две значительные ветви *арктического фронта*, или *два арктических фронта*: один – на севере Атлантического океана и на Севере Евразии, другой – на севере Североамериканского материка и над архипелагом арктического сектора Америки. Возможно, что спорадически существуют и другие арктические фронты. Области к северу от арктических фронтов заняты преимущественно арктическим воздухом. Однако в отдельных случаях арктические фронты могут занимать положение, далеко отклоняющееся от среднего. При возникновении на них

циклонов и антициклонов фронты перемещаются и вместе с вторжениями арктического воздуха могут проникать далеко к югу.

В более низких широтах (между 30 и 50° с.ш.) обнаруживается два *полярных фронта*, отделяющих области преобладания воздуха умеренных широт от областей тропического воздуха. *Полярные фронты проходят: над Атлантическим океаном по южной периферии Исландской депрессии; над Средиземным морем; в Азии примерно вдоль северной границы Тянь-Шаня, Куньлуня и Наньшаня; над Тихим океаном (два фронта); над югом США.* Среднее положение полярных фронтов указывает на южную границу преобладания воздуха умеренных широт и на северную границу преобладания тропического воздуха. В отдельных случаях полярные фронты не будут, конечно, совпадать со средним положением. Разрывы между отдельными арктическими и полярными фронтами на картах указывают на районы, где воздух чаще всего проникает в более высокие или в более низкие широты, причем фронты размываются.

Аналогично в Южном полушарии обнаруживаются *антарктические фронты, окружающие Антарктиду и четыре полярных фронта на 40 – 50° ю.ш. над океанами.*

Концы полярных фронтов, проникающих далеко в глубь тропиков, называются *пассатными фронтами*. Они отделяют в тропиках уже не воздух умеренных широт от тропического, а разные массы тропического воздуха – более свежие и более старые, относящиеся к разным субтропическим антициклонам.

Внутри тропиков обнаруживается зона конвергенции воздушных течений, которая называется *внутритропической зоной конвергенции и на климатологических картах представляется непрерывной линией, охватывающей весь земной шар*. Она проходит в январе над Южным полушарием, особенно далеко отклоняясь к югу вместе с ответвлениями экваториальной ложбины над нагретыми материками Южного полушария. Ранее употреблялось название «тропический фронт» вместо термина «внутритропическая зона конвергенции». В настоящее время он вышел из употребления, так как по своей структуре и свойствам внутритропическая зона конвергенции коренным образом отличается от арктических и полярных фронтов.

В июле арктические и антарктические фронты занимают положения, близкие к январским положениям. По-видимому, *антарктические фронты в июле* (зимой) проходят несколько дальше от материка Антарктиды, чем летом, а *арктические в июле* (летом) смещаются в более высокие широты. *Полярные фронты* в Северном полушарии несколько смещены к северу в сравнении с январем, особенно над нагретыми материками; их среднее положение – около 50-й параллели. Полярные фронты над Южным полушарием несколько смещены к экватору и проходят под 30 – 40° ю.ш. Наконец, *внутритропическая зона конвергенции в июле* смещена в Северное полушарие, особенно далеко на север над Индией (до подножия Гималаев) и над низовьями реки Янцзы. На средней карте они также объединяются в одну общую линию.

Таким образом, от января к июлю все климатические фронты, а также внутритропическая зона конвергенции смещаются к северу, а от июля к январю – к югу (рисунки 7.4, 7.5).

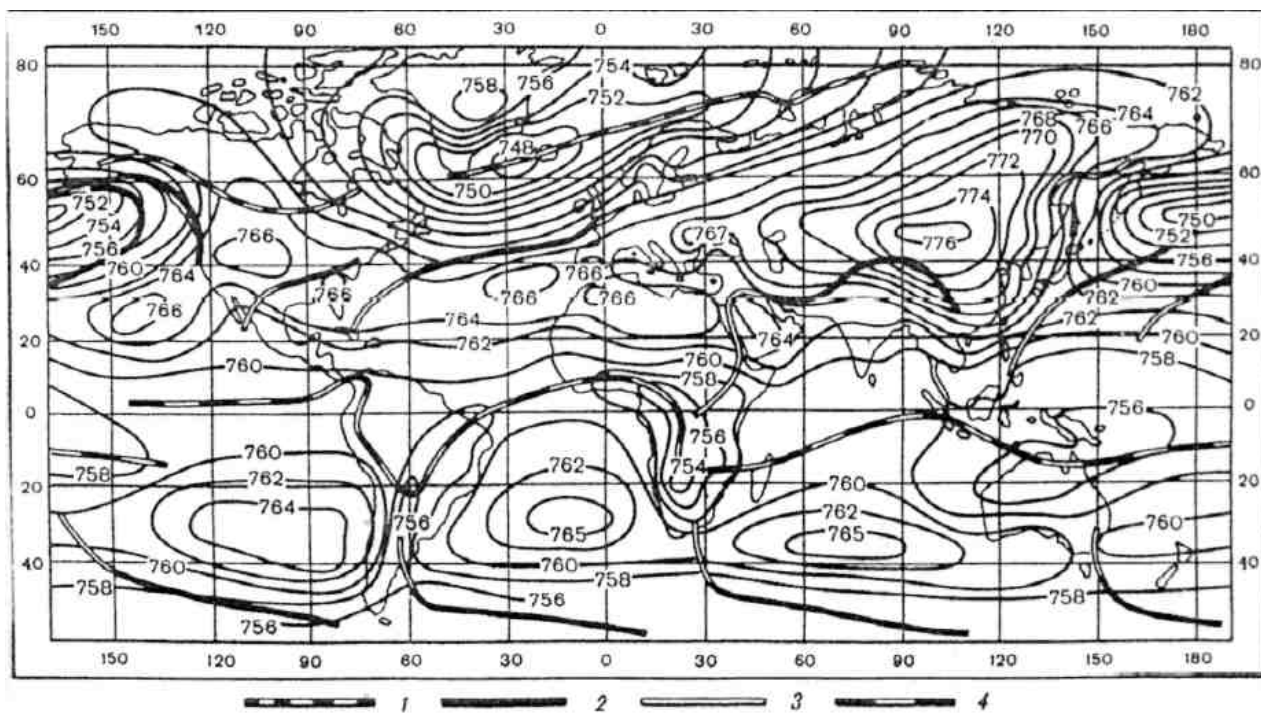
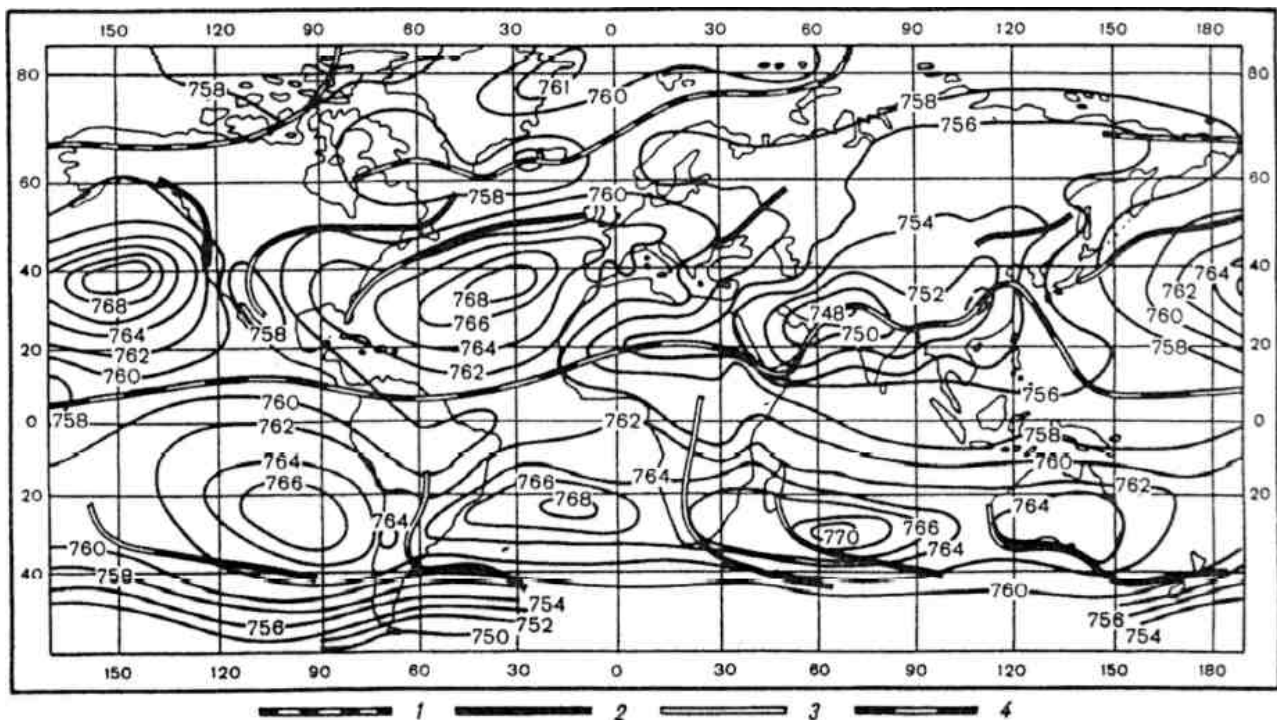


Рис. 7.4, 7.5. Климатологические фронты в июле и январе

4. Струйные течения

Фронт и струйное течение.

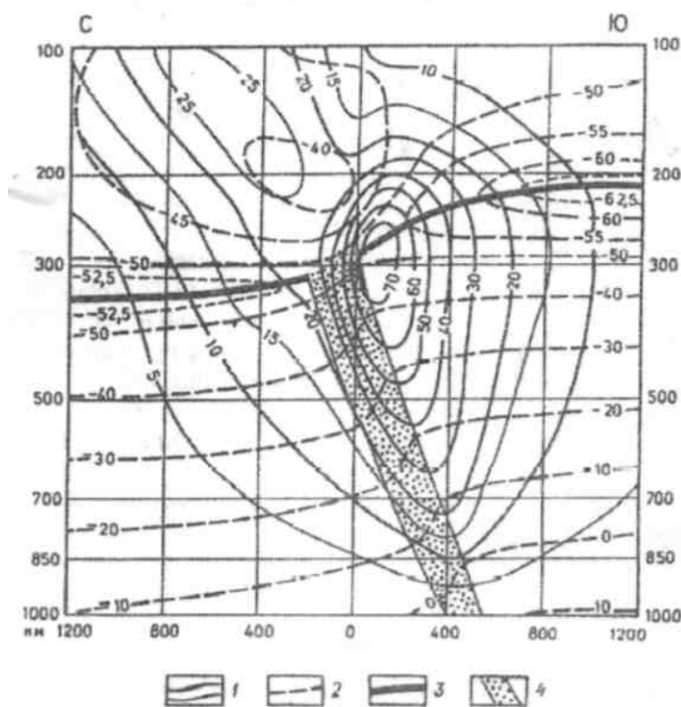
Выше мы идеализировали фронт, представив его как геометрическую поверхность разрыва. В реальной атмосфере такая идеализация допустима в планетарном пограничном слое. *В действительности фронт есть переходная зона между теплой и холодной воздушными массами; в тропосфере он представляет некоторую область, называемую фронтальной зоной.* Температура на фронте не испытывает разрыва, а резко меняется внутри зоны фронта, т.е. фронт характеризуется большими горизонтальными градиентами температуры, на порядок большими, чем в воздушных массах по обе стороны от фронта.

Мы уже знаем, что если есть горизонтальный градиент температуры, достаточно близко совпадающий по направлению с горизонтальным барическим градиентом, последний с высотой растет, а с ним растет и скорость ветра. Во фронтальной зоне, где между теплым и холодным воздухом горизонтальный градиент температуры особенно велик, барический градиент сильно растет с высотой. Это значит, что термический ветер вносит большой вклад и скорость ветра на высотах достигает больших значений.

При резко выраженном фронте над ним в верхней тропосфере и нижней стратосфере наблюдается в общем параллельное фронту сильное воздушное течение в несколько сотен километров шириной, со скоростями от 150 до 300 км/ч. Оно называется *струйным течением*. Его длина сопоставима с длиной фронта и может достигать нескольких тысяч километров. Максимальная скорость ветра наблюдается на оси струйного течения вблизи тропопаузы, где она может превышать 100 м/с. Выше в стратосфере, где горизонтальный температурный градиент меняется на обратный, барический градиент уменьшается с высотой, термический ветер направлен противоположно скорости ветра и она уменьшается с высотой. У арктических фронтов струйные течения обнаруживаются на более низких уровнях. При определенных условиях струйные течения наблюдаются в стратосфере.

Обычно главные фронты тропосферы – полярные, арктические – проходят в основном в широтном направлении, причем холодный воздух располагается в более высоких широтах. Поэтому связанные с ними струйные течения чаще всего направлены с запада на восток. При резком отклонении главного фронта от широтного направления отклоняется и струйное течение.

В субтропиках, где тропосфера умеренных широт соприкасается с тропической тропосферой, возникает *субтропическое струйное течение*, ось которого обычно расположена между тропической и полярной тропопаузами. Субтропическое струйное течение не связано жестко с каким-либо фронтом и является главным образом следствием существования температурного градиента экватор – полюс.



Струйное течение, встречное по отношению к летящему самолету, уменьшает скорость его полета; попутное струйное течение ее увеличивает. Кроме того, в зоне струйного течения может развиваться сильная турбулентность. Поэтому учет струйных течений важен для авиации.

Рис. 7. 6. Вертикальный разрез через струйное течение: 1 – изолинии западной составляющей скорости ветра; 2 – изотермы; 3 – тропопауза в холодном и теплом воздухе; 4 – зона фронта

5. Внетропические циклоны

В течение года во внетропических широтах каждого полушария возникают сотни циклонов самых разных размеров: от 1000 и до 2—3 тыс. км диаметром. Хорошо развитые циклоны могут одновременно захватывать несколько областей России или же несколько западноевропейских стран и определять режим погоды на такой огромной территории.

Вертикальное распространение (*вертикальная мощность*) циклона меняется по мере его развития. В первое время циклон заметно выражен лишь в нижней части тропосферы. Распределение температуры в первой стадии жизни циклона, как правило, асимметричное относительно центра. В передней части циклона с притоком воздуха из низких широт температуры повышены, в тыловой части с притоком воздуха из высоких широт температуры понижены. При последующем развитии циклон становится высоким, т.е. замкнутые изобары обнаруживаются в нем и в верхней половине тропосферы. Температура воздуха в циклоне, в общем, понижается, а температурный контраст между передней и тыловой частями более или менее сглаживается: высокий циклон является в общем холодной областью тропосферы. Возможно и проникновение циклона в стратосферу.

Тропопауза над хорошо развитым циклоном *прогнута вниз* в виде воронки; сначала понижение тропопаузы наблюдается над холодной тыловой (западной) частью циклона, а потом, когда циклон становится холодным во всей своей области, снижение тропопаузы наблюдается над всем циклоном. Температура нижней стратосферы над циклоном при этом *повышена*.

Таким образом, в хорошо развитом высоком циклоне наблюдается над холодной тропосферой низко начинающаяся теплая стратосфера.

Давление в центре циклона (глубина циклона) в начале его развития, конечно, ненамного отличается от среднего: 1.000 – 1010 гПа. Многие циклоны и не углубляются более чем до 1000 – 990 гПа. Сравнительно редко глубина циклона достигает 970 гПа. Однако в особенно глубоких циклонах давление понижается до 960 – 950 гПа, а в отдельных случаях наблюдалось и 930 – 940 гПа (на уровне моря) с минимумом 925 гПа в Северном и 923 гПа в Южном полушарии. Наиболее глубокие циклоны наблюдаются в высоких широтах. Над Беринговым морем в 30 процентах случаев глубина циклонов зимой от 961 до 980 гПа.

Вместе с углублением циклона растут и занимаемая им площадь, и барические градиенты, и скорости ветра в нем. Ветры в глубоких циклонах сильные и иногда достигают штормовых скоростей на больших территориях. В циклонах Южного полушария это бывает особенно часто. Отдельные порывы ветра в циклонах могут достигать 60 м/с, как это было 12 декабря 1957 г на Курильских островах.

6. Возникновение и эволюция циклонов

Подавляющее число циклонов умеренных широт возникает на главных атмосферных фронтах тропосферы, т.е. либо на полярном фронте, разделяющем тропический воздух и воздух умеренных широт, либо на арктическом фронте, разделяющем воздух умеренных широт и арктический воздух. В эволюции циклона выделяется ряд стадий. Для определенности будем говорить о Северном полушарии.

Начальная стадия циклона – это стадия волны.

Процесс зарождения циклонов можно рассматривать как возникновение на поверхности главного фронта огромных волн с длинами порядка 1000 км и более. На вращающейся Земле такие волны могут возникать на наклонной поверхности фронта при определенных контрастах температуры и циклоническом сдвиге ветра, если рассматривать ветер по обе стороны от поверхности раздела. Анализ развития волн на главных атмосферных фронтах показал, что если их длина 1000 км и более, они оказываются не устойчивыми, т.е. амплитуды волн с течением времени увеличиваются. В процессе развития волны давление у Земли в ее центре продолжает понижаться и достигает типичных значений (1000 – 990 гПа), а ветры образуют характерную циклоническую циркуляцию вокруг центра и усиливаются. Наступает *стадия молодого циклона* (рис.). Теплый воздух в передней части молодого циклона продолжает продвигаться в более северные широты, а фронт, на котором развивается циклон, приобретает все характерные черты теплого фронта. В тыловой части циклона продолжается продвижение холодного воздуха в низкие широты, а фронт, в

тылу которого движется холодный воздух, имеет характерные черты холодного фронта. Теплый и холодный фронты совмещаются в центре циклона.

Весь циклон как единая система обычно движется на восток или на северо-восток. Холодный фронт в циклоне всегда движется быстрее, чем теплый, поэтому он постепенно догоняет теплый фронт и смыкается с ним. Происходит так называемое *окклюдирование циклона и образование фронта окклюзии*. В начале процесса окклюдирования в центре циклона у поверхности земли исчезает теплый сектор, а теплый воздух вытесняется вверх и вперед. Теплый сектор пока остается на периферии циклона (рис. 7.7).

К началу окклюдирования циклон обычно вступает в *стадию наибольшего развития*: давление в его центре падает до самых низких значений (обычно до 980 – 990 гПа, но иногда и до 940 гПа и ниже), он оформлен многими замкнутыми изобарами, циклоническая система

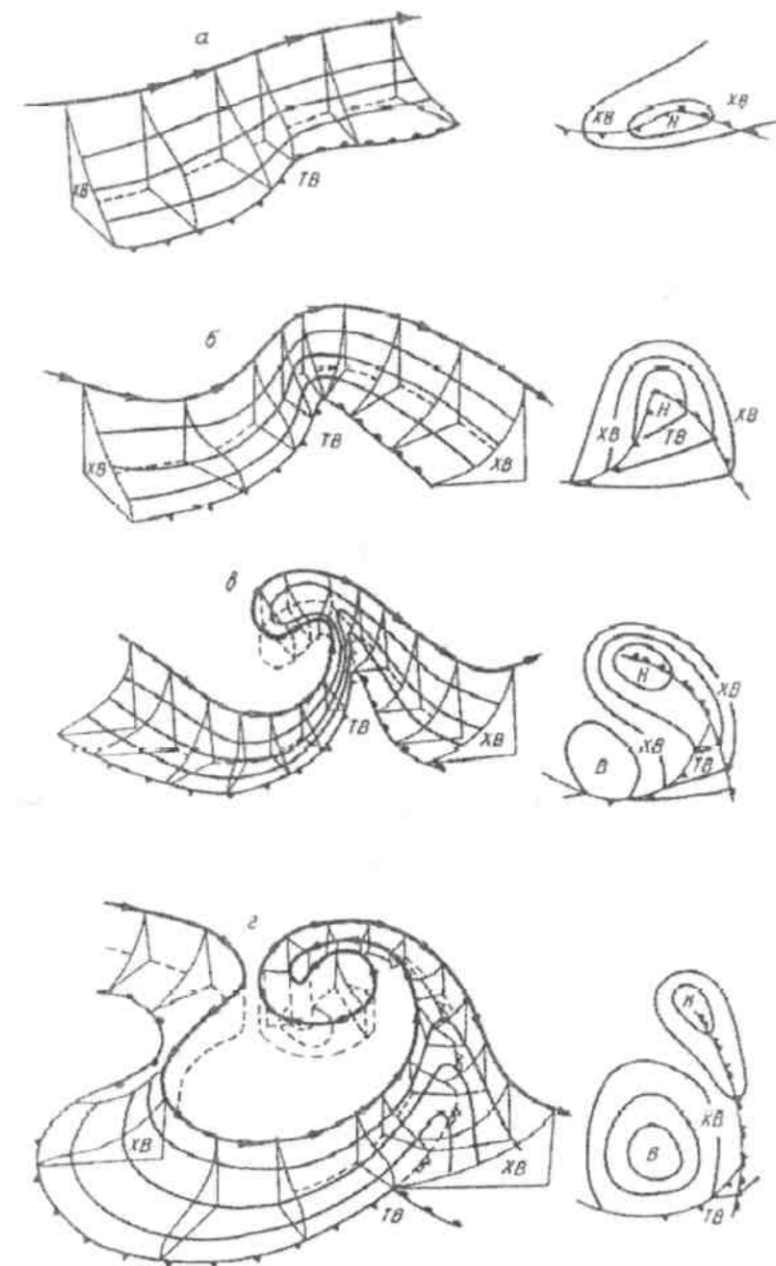


Рис. 7.7. Формирование циклона

ветров расширяется по площади и скорость ветра в центре циклона становится максимальной. Замкнутая циклоническая циркуляция распространяется и на более высокие слои и обычно захватывает слой атмосферы до 5 км. Облачные системы холодного и теплого фронтов сливаются, а облачная система фронта окклюзии приобретает вид огромной спирали, закручивающейся около центра циклона. Образование спирали связано с распространившейся вверх замкнутой циклонической циркуляцией (рис.7.7).

После начала окклюдирования в течение одних-двух суток давление в циклоне обычно меняется мало, холодный воздух продолжает распространяться в низкие широты, занимает всю область циклонической циркуляции. Теплый сектор окончательно исчезает, теплый воздух полностью вытесняется в верхнюю часть тропосферы, где он охлаждается путем излучения.

Скорость перемещения циклона на 25 – 35% меньше скорости ведущего потока. В среднем она равна 30 – 40 км/ч. В отдельных случаях она может достигать 80 км/ч. и более. В стадии заполнения циклона скорость его перемещения уменьшается, и иногда очень резко.

7. Погода в циклоне

Хотя скорости циклонов и невелики, но за несколько суток своего существования циклон может переместиться на значительное расстояние, порядка нескольких тысяч километров, меняя по пути режим погоды.

При прохождении циклона усиливается ветер и меняется его направление. Если циклон проходит через данное место своей южной частью, ветер меняется с южного на юго-западный и северо-западный. Если циклон проходит своей северной частью, ветер меняется с юго-восточного на восточный, северо-восточный и северный. Таким образом, в передней (восточной) части циклона наблюдаются ветры с южной составляющей, в тыловой (западной) части – с северной составляющей. С этим связаны и *колебания температуры при прохождении циклона.*

Циклонические области характеризуются увеличенной облачностью и осадками. В передней части циклона *осадки обложные* упорядоченного восходящего движения, выпадающие из облаков теплого фронта или фронта окклюзии. В тыловой части – *осадки ливневые* из кучево-дождевых облаков, свойственные холодному фронту, но главным образом холодным воздушным массам, вторгающимся в тыл циклона. В южной части циклона, занятой теплой воздушной массой, иногда наблюдаются *морозящие осадки.*

Приближение циклона можно заметить по падению давления и по первым облакам, появляющимся на западном горизонте. Это фронтальные перистые облака, движущиеся параллельными полосами. Вследствие перспективы эти полосы кажутся расходящимися от горизонта. За ними идут перисто-слоистые облака, затем более плотные высокослоистые и, наконец, слоисто-дождевые с сопровождающими их разорванно-дождевыми. В тылу циклона давление растет, а облачность принимает быстро меняющийся характер: кучево-дождевые облака превращаются в слоисто-кучевые облака и часто сменяются прояснениями.

8. Антициклоны

Итак, мы рассмотрели один вид атмосферных возмущений, составляющих циклоническую деятельность в умеренных широтах – циклоны. Теперь обратимся ко второму важному виду атмосферных возмущений – к *антициклонам*.

Возникновение и развитие антициклонов тесно связано с развитием циклонов. Это единый процесс, происходящий во фронтальной зоне, в результате которого в одном районе создается недостаток массы воздуха и возникает циклон, а в другом районе – избыток массы воздуха и возникает антициклон. Так же как и циклоны, антициклоны в своем развитии проходят ряд стадий; это низкий холодный подвижной антициклон, теплый высокий, так называемый блокирующий антициклон и разрушающийся антициклон. Как правило, антициклон возникает в тылу холодного фронта молодого циклона (в холодной воздушной массе). В этой стадии замкнутая антициклоническая циркуляция существует только в нижних слоях. Выше, в тропосфере, господствуют воздушные течения тыловой части ложбины, под передней частью которой развивается молодой циклон. В этой стадии размеры антициклона и молодого циклона, а также скорости их движения примерно одинаковы. Однако если движение молодых циклонов имеет составляющую, направленную к полюсу, то у антициклонов преобладает составляющая, направленная к низким широтам. Подвижные антициклоны возникают и развиваются между циклонами. В этом случае их развитие обычно ограничивается этой первой стадией. Однако после серии циклонов заключительный антициклон продолжает усиливаться и расширяться по площади. Антициклоническая циркуляция постепенно распространяется на всю атмосферу, и антициклон вступает в свою вторую стадию – становится высоким.

В отличие от циклонов, в которых господствуют восходящие движения, в антициклонах существует общая тенденция к нисходящему движению воздуха, связанная с вытеканием воздуха в слое трения от центра к периферии. По мере развития антициклона мощные слои воздуха в нем в верхней и средней тропосфере медленно оседают, что приводит к их адиабатическому нагреванию и возникновению инверсий температуры. Холодный воздух остается в нижних 1 – 2 км под инверсией. В этой стадии антициклон становится малоподвижным, его антициклоническая циркуляция, распространившись на всю тропосферу, становится препятствием для западных воздушных течений умеренных широт, как говорят, блокирует западный перенос. Поэтому в стадии максимального развития антициклон называют *блокирующим*. С образованием блокирующего антициклона обрывается циклоническая серия (рис. 7.8).

Благодаря оседанию воздух в антициклоне удаляется от насыщения, и погода в антициклонах преобладает малооблачная и сухая. Только в нижних слоях в холодное время суток и года возможно образование туманов и слоистых

облаков, связанных с охлаждением от земной поверхности или переносом их в холодной массе воздуха, образующего нижний слой антициклона. Возможно также образование волнообразных облаков в более высоких слоях, под инверсиями. Но мощных облачных систем фронтального происхождения с выпадением обложных осадков в антициклонах не бывает. Барические градиенты и ветры в центральной области слабые; у земной поверхности нередки штили. Однако на периферии антициклона ветры могут достигать штормовой силы, создавая штормовые зоны.

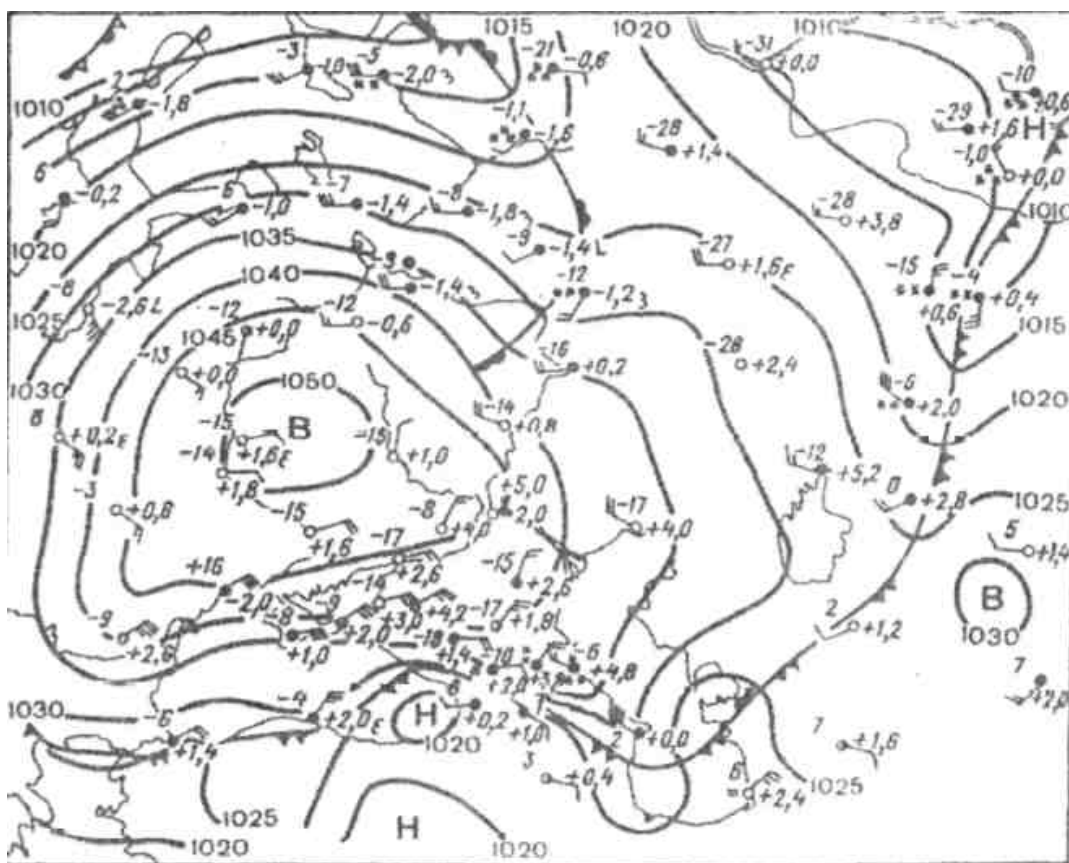


Рис. 7.8. Синоптическая карта (фрагмент)

С течением времени температура воздуха в тропосфере антициклона благодаря оседанию становится все выше; хорошо развитый высокий антициклон – теплая область тропосферы. Исключением являются нижние слои антициклона зимой над сушей. При ясной погоде в антициклоне земная поверхность будет в это время года сильно выхолаживаться излучением, а от нее будут выхолаживаться и прилегающие к ней слои холодной воздушной массы, в которой началось развитие антициклона.

Тропауза над высоким антициклоном приподнята в виде купола на 2 км и более в сравнении со средним ее положением, а температура нижней стратосферы понижена. Таким образом, теплой тропосфере в высоком антициклоне соответствует высоко начинающаяся холодная стратосфера.

Как уже говорилось, в процессе циклонической деятельности непрерывно происходит образование и перемещение циклонов и антициклонов. Причем, как мы видели, подвижные антициклоны имеют составляющую, направленную к низким широтам. В результате происходит накопление антициклонов в субтропических широтах, отражающееся на климатологических картах в форме субтропической зоны высокого давления. Зимой также происходит преимущественное развитие, накопление и усиление антициклонов над охлажденными материками, особенно над Азией. Когда же в умеренных широтах образуется блокирующий антициклон, то в низких широтах он обычно имеет основанием субтропический антициклон, и таким образом блокирование западного переноса происходит на огромном пространстве – от субтропиков до полярных широт. Время жизни блокирующего антициклона 5 – 7 дней, однако известны случаи, когда такие антициклоны существовали значительно дольше.

9. Роль серии циклонов в междуширотном обмене воздуха

Как указывалось выше, циклоны на главных фронтах (полярном или арктическом) обычно возникают сериями; вслед за первым циклоном на его холодном фронте возникает второй циклон, а на холодном фронте второго циклона в свою очередь возникает следующий. Таким образом, на главном фронте обычно развиваются три циклона, а иногда и больше. Каждый циклон серии перемещается в высокие широты, и одновременно вся серия смещается в более низкие широты, обычно на юго-восток, так что траектория каждого следующего центра проходит южнее траектории предыдущего. При этом воздушные массы и разделяющий их фронт далеко уходят от первоначального положения и больше к нему не возвращаются. В тылу каждого циклона серии холодный умеренный воздух проникает все дальше в низкие широты. А заключительный антициклон дает уже мощное вторжение умеренного воздуха в субтропики. По мере продвижения умеренного воздуха в более низкие широты он прогревается от земной поверхности, а в свободной атмосфере — благодаря нисходящим движениям в антициклоне.

Лекция 8. ПОГОДА И КЛИМАТ. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

В атмосфере происходят многообразные физические процессы, непрерывно изменяющие ее состояние. *Физическое состояние атмосферы у земной поверхности и в нижних 30 – 40 км в данный момент времени называется погодой.* Погода характеризуется метеорологическими величинами (температура, давление, влажность воздуха, ветер, облачность, атмосферные осадки) и атмосферными явлениями (гроза, туман, пыльная буря, метель и др.). Изменения погоды у земной поверхности оказывают влияние на очень многие области хозяйственной деятельности человека и, особенно на сельское хозяйство. Погода в более высоких слоях атмосферы влияет на работу авиации. Атмосферные процессы на разных высотах связаны между собой, поэтому для понимания причин изменения погоды у земной поверхности необходимо изучать всю толщу атмосферы, по крайней мере, до 30 – 40 км.

1. Классификация погоды (по Е.Е. Федорову)

Основана на следующих критериях: величины среднесуточных максимальных и минимальных температур; степень покрытия неба облаками; относительная влажность воздуха, наличие или отсутствие осадков. Критерии учитываются в указанной последовательности. Все погоды по величинам температур делятся на три группы: А, Б и В.

К группе «А» относятся погоды безморозные с $t^{\circ}\text{C}_{\text{cc}} > 0^{\circ}\text{C}$, $t^{\circ}\text{C}_{\text{мин}} > 0^{\circ}\text{C}$ (8 классов).

К группе «Б» относятся погоды с переходом через 0°C , при которых если $t^{\circ}\text{C}_{\text{cc}} < 0^{\circ}\text{C}$, то максимальная $t^{\circ}\text{C} > 0^{\circ}\text{C}$, а если $t^{\circ}\text{C}_{\text{cc}} > 0^{\circ}$, то минимальная за сутки $t^{\circ}\text{C} < 0^{\circ}\text{C}$ (включая два класса).

К группе «В» относятся морозные погоды с $t^{\circ}\text{C}_{\text{cc}} < 0^{\circ}\text{C}$ и $t^{\circ}\text{C}_{\text{мин}} < 0^{\circ}\text{C}$ (включая 5 классов).

Полный перечень классов погод рассматривается на лабораторных занятиях.

2. Служба погоды

Непрерывно происходящие изменения в состоянии погоды связаны в первую очередь с процессами общей циркуляции атмосферы. Смена дня и ночи вносит в погоду достаточно простые и регулярные изменения в виде суточного хода метеорологических элементов или в виде смены бризов и т.п. Но резкие и нерегулярные изменения, гораздо более характерные для погоды, являются результатом смены воздушных масс, прохождения разделяющих их фронтов, перемещения и эволюции циклонов и антициклонов. В тропиках эти изменения имеют иной характер, чем во внетропических

широтах, потому что условия атмосферной циркуляции во многих районах здесь более устойчивые, а тропические циклоны сравнительно редки. Поэтому в тропиках, исключая тропические циклоны, большее значение имеют не междусуточные изменения погоды, а долгосрочные ее проявления, такие как засуха, наводнения и т.д.

В связи с сильной зависимостью человеческой деятельности от изменений погоды в течение последнего столетия практически во всех странах возникла национальная служба погоды. В ее задачи входит своевременная информация населения, административных и хозяйственных организаций о существующих условиях погоды и предсказание условий погоды на будущее время.

Национальные службы погоды опираются в своей работе на международную программу Всемирной метеорологической организации – Всемирной службы погоды (ВСП). Всемирная служба погоды состоит из трех связанных между собой компонентов: глобальной системы наблюдений (ГСП), глобальной системы телесвязи (ГСТ) и глобальной системы обработки данных (ТСОД).

ГСП состоит из национальных сетей наблюдений за состоянием атмосферы, которые страны – члены ВМС содержат не только для национальных нужд, но и добровольно предоставляют для международного использования. ГСП состоит из подсистемы наземных наблюдений и космической подсистемы. Глобальная наземная подсистема имеет более 8000 метеорологических и около 800 аэрологических станций. Около 7000 коммерческих судов также ведут систематические метеорологические наблюдения. Кроме того, в 80-е годы было введено в эксплуатацию 350 автоматизированных или частично автоматизированных метеорологических станций на суше. 100 заякоренных буев в качестве автоматических морских станций и несколько сотен дрейфующих буев, из которых в настоящее время работают около 200. Для предупреждений о сильных штормах во всем мире используется около 600 метеорологических радиолокаторов.

Космическая подсистема наблюдений состоит из четырех полярно-орбитальных и пяти геостационарных метеорологических спутников. На борту полярно-орбитальных спутников, вращающихся вокруг Земли, на высоте от 800 до 1000 км, установлена аппаратура для автоматической передачи изображений в видимом и инфракрасном участках спектра. Спутники обеспечивают глобальные обзоры облачного покрова Земли, определение вертикальных профилей распределения температуры и влажности, оценку температуры земной и морской поверхностей, а также наблюдения за снежным и ледовым покровом. Пять геостационарных спутников находятся над экватором на высоте около 36000 км на меридианах 0, 74, 140° в.д., 135 и 75° з.д. и вращаются с той же угловой скоростью, что и Земля. Таким образом, они все время как бы «подвешены» над одной и той же точкой Земли. Своими наблюдениями они охватывают широтный пояс от 50° с.ш. до 50° ю.ш. Спутники постоянно

передают на Землю изображения облачности, температуры поверхности, величины вектора скорости ветра, определенного по движению облаков, а также служат центрами релейной телесвязи для сбора и распространения данных. ГСН представляет комплексную наблюдательную систему, так как ни одна отдельно взятая сеть не в состоянии обеспечить глобального слежения за состоянием атмосферы.

Но мало сделать наблюдения, необходимо их передать в центры сбора и анализа наблюдений, как в рамках каждой страны, так и в международном масштабе. В 60-х годах наблюдения собирались на национальном и региональном уровнях при помощи телеграфа или телефона. Затем по наземным линиям или по радио передавались в региональные центры, которые вручную подготавливали бюллетени метеорологических данных для последующей передачи по радио по соответствующему графику. В настоящее время глобальная сеть телесвязи состоит из главной сети телесвязи (ГСЕТ) и региональных сетей телесвязи.

Главная сеть телесвязи включает 21 магистральную цепь. Она связывает три международных метеорологических центра (Вашингтон, Мельбурн, Москва.) и 15 региональных узлов связи (Алжир, Бразилиа, Бракнелл, Буэнос-Айрес, Дакар, Джидла, Каир, Найроби, Нью-Дели, Оффенбах. Париж, Пекин, Прага, София, Токио). Кроме того, региональную сеть телесвязи обслуживают еще 16 региональных узлов связи и 149 национальных центров. Эта система ежедневно передает 15 млн. знаков буквенно-цифровых данных и 2000 карт погоды. Такой объем данных можно передать только при полной автоматизации передачи данных, и если в начале создания ВСП скорость передачи не превышала 50 бит/с или около 75 слов в минуту, то сейчас с появлением ЭВМ эта скорость составляет 9600 бит/с, а в ближайшем будущем она, по-видимому, удвоится.

Служба погоды ни одной страны, даже такой большой, как Россия, не в состоянии составить прогноз погоды, опираясь только на собственные наблюдения. Для прогнозирования погоды на сутки, например, в Белоруссии необходима метеорологическая информация всей Западной Европы, а еще лучше и Атлантического океана. Прогноз погоды на трое суток требует информации со всего полушария, а на большие сроки – со всего земного шара. Отсюда ясно, что для прогнозирования погоды на своей территории каждая национальная служба погоды должна была бы иметь весьма сложные средства обработки метеорологической информации, чтобы выбрать необходимые для нее сведения из огромного потока информации, передаваемой ежедневно по каналам связи. Кроме того, расположенные по соседству государства во многом дублировали бы эту работу. Поэтому третий компонент ВСП – глобальная система обработки данных. Она обеспечивает рациональное распределение ответственности за сбор и обработку метеорологической информации по крупным районам, включая полушарие и земной шар, состав-

ление прогнозов полей метеорологических величин по району своей ответственности и предоставление этой продукции для всех стран – членов ВМС, используя каналы ГСП. Таким образом, национальная служба погоды каждой страны может использовать уже готовые анализы и прогнозы будущей синоптической ситуации, составленные в системе ГСОД, и интерпретировать их в терминах погоды для своей страны, минуя процедуры получения, выбора и обработки первичных наблюдений. ССОД строится как трехступенчатая система центров, состоящая из мировых метеорологических центров (ММЦ), Региональных метеорологических центров (РМЦ) и национальных метеорологических центров (НМЦ). В ГСОД имеется три ММЦ (Вашингтон, Мельбурн, Москва), которые получают глобальную информацию, составляют карты анализов и прогнозов для всего земного шара и (или) для полушария. Они распространяют свою продукцию по каналам связи для использования каждой национальной метеорологической службой для кратко-, средне- и долгосрочного прогнозирования погоды. В настоящее время при ММЦ ежедневно выпускают 350 анализов и прогнозов. Следующая ступень – 25 РМЦ, которые составляют анализы и прогнозы по крупным географическим районам, например Атлантика и Европа, Евразия и т.д. Эти материалы могут использоваться в НМЦ для более детальных прогнозов и составления специализированных прогнозов для потребителей. Наконец, НМЦ отвечают за анализы и прогнозы для своей страны и за передачу метеорологической информации по ГС Г.

Помимо продукции ММЦ, РМЦ и НМЦ, существуют и специализированные центры, такие как Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП). Он составляет прогнозы крупномасштабных полей давления и температуры с шестидневной заблаговременностью, а также центры зональных прогнозов, которые функционируют в рамках Всемирной системы обслуживания гражданской авиации в тесном сотрудничестве с Международной организацией гражданской авиации (ИКАО).

В нашей стране функции ММЦ выполняются Российским Гидрометеорологическим центром в Москве (ГМЦ). В исполнение этих функций ГМЦ выполняет анализы по Северному полушарию, тропической зоне и Южному полушарию и прогноз барических полей на срок до пяти суток по Северному полушарию. Помимо этого, гидрометеорологические центры в Новосибирске и Хабаровске выполняют функции РМЦ, 25 территориальных гидрометеорологических центров ведут гидрометеорологическое обслуживание в федеративных республиках, а также в экономических районах и областях. Кроме того, при аэропортах имеются аэрометеорологические станции, удовлетворяющие потребности авиации в информации о погоде и ее прогнозах. Прогностические группы существуют также в морских портах и т.д.

Сведения о погоде передаются со станций в центры службы погоды зашифрованными с помощью согласованных цифровых кодов. В ММЦ и в РМЦ они поступают в ЭВМ, которая по специальным программам их сортирует, проводит контроль правильности данных и далее с помощью графопостроителей эти сведения наносятся цифрами и условными знаками на синоптические карты погоды (рис. 8.1). Параллельно эти сведения заносятся в память машины для последующего объективного анализа метеорологической информации.

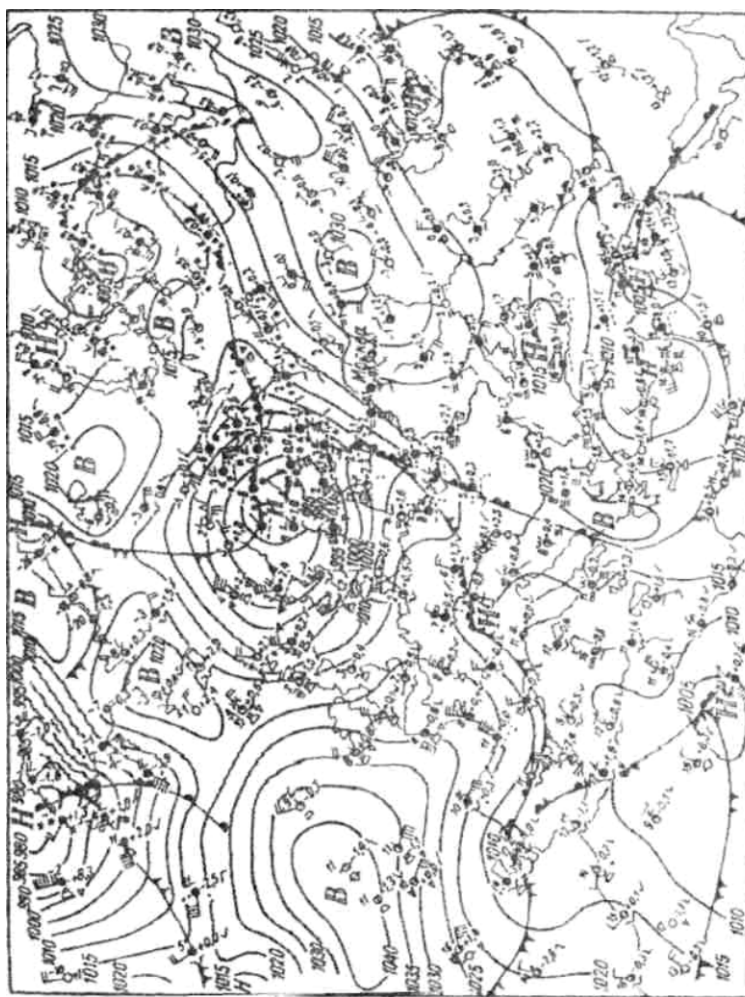


Рис. 8.1. Фрагмент синоптической карты

В настоящее время, когда синоптические карты, на которые наносятся данные тысяч станций, охватывают все полушарие и даже весь земной шар и когда кроме приземных карт составляются также и высотные карты (барическое топографии и др.), объем этой систематизированной информации об атмосферных условиях очень велик. Как указывалось выше, в целях экономии усилий и средств составление и анализ синоптических карт выполняются в ММЦ или РМЦ, откуда карты распространяются путем *факсимильной передачи* по проводам или по радио в органы службы погоды на местах. Прием синоптических карт по радио возможен и в воздухе, и на судах в открытом океане. Во многих службах погоды используются возможности, предоставляемые современной вычислительной техникой: передается не изображение карт, а цифровая информация, которая превращается в графическую информацию на экране дисплея. Прогнозист, работая на персональном компьютере, может просмотреть на экране дисплея все необходимые ему карты и выдать необходимую карту на печать.

3. Синоптический анализ

Анализ синоптических карт и других вспомогательных материалов (аэрологические диаграммы, вертикальные разрезы и др.) состоит в следующем. По сведениям, нанесенным на карту, устанавливается *фактическое состояние* ат-

мосферы в момент наблюдений: распределение и характер воздушных масс и фронтов, расположение и свойства барических систем, а также расположение и характер облачности и осадков, распределение температуры и др.

Барические системы, фронты и воздушные массы, изучаемые с помощью синоптических карт, называются *синоптическими объектами*. Составляя карты от срока к сроку, можно следить по ним за изменениями состояния атмосферы, в частности за перемещением и эволюцией барических систем, перемещением, трансформацией и взаимодействием воздушных масс и др. Изображение условий погоды на синоптических картах дает удобную возможность и для информации о состоянии погоды.

Главная и более трудная задача состоит, однако, не в информации, а в прогнозе ожидаемых изменений погоды, прежде всего, на короткий срок вперед (на 1 – 3 сут.). Кратко можно сказать, что эта задача сводится к определению на следующие несколько десятков часов характера перемещения и изменения барических систем, фронтов и воздушных масс, т.е. *к прогнозу так называемого синоптического положения*. Затем делают заключения о том, как в связи с этими перемещениями и изменениями должны меняться условия погоды в рассматриваемом районе. Именно последнее нужно потребителю прогнозов.

4. Прогноз погоды

Методы прогноза погоды различны для разной заблаговременности. Прогнозы погоды на 1 – 3 сут. называются *краткосрочными*, на 4 – 10 сут. – *среднесрочными* и: на месяц и сезон – *долгосрочными*.

Задача составления краткосрочных и среднесрочных прогнозов погоды распадается на два этапа: прогноз синоптического положения и прогноз собственно погоды.

Прогноз синоптического положения, т.е. прогноз полей давления (геопотенциала), температуры, влажности и осадков опирается на законы, описывающие движение атмосферы как сжимаемой жидкости. Эти законы, известные из гидродинамики, включают два уравнения движения (закон Ньютона), уравнения притока тепла, сохранения массы, переноса влажности, статики и состояния газов. Зная начальное состояние атмосферы, можно путем численного интегрирования этих уравнений по времени рассчитать будущие поля давления (геопотенциала), ветра, температуры, влажности и осадков на различные сроки, т.е. дать прогноз развития синоптического процесса. В качестве начальных данных используются фактические значения метеорологических величин, полученные из наземных и высотных наблюдений за сроки, исходные для начала интегрирования, т.е. 03 и 15 ч московского времени. Численное интегрирование уравнений гидротермодинамики атмосферы стало возможным благодаря появлению электронно-вычислительных машин. Интегрирование обычно ведется по времени на регулярной сетке точек (например, $2,5 \times 2,5^\circ$ долготы) с использованием различного количества уровней по верти-

кали (например, до 90 уровней). В наиболее развитых численных моделях атмосферы, которые используются для интегрирования, учитываются самые важные физические факторы: радиация и ее поглощение в атмосфере, глубокая и мелкая конвекция, горизонтальный турбулентный обмен, географическое распределение альбедо, шероховатость поверхности, образование и испарение осадков, влагосодержание почвы, распределение снега, льда, а также орография. В результате интегрирования рассчитываются будущие поля давления, температуры и ветра у поверхности земли, а также будущий рельеф главных изобарических поверхностей.

Использование численного метода прогноза синоптического положения возможно только при полной автоматизации всего процесса вычисления прогностических полей давления и других величин, т.е. с использованием ЭВМ в службе погоды. Поэтому в ММЦ и РМЦ созданы специальные информационные технологические линии, включающие мощные ЭВМ, соединенные с каналами связи. Эти линии обеспечивают:

- ввод метеорологической информации в ЭВМ с каналов связи;
- контроль метеорологической информации;
- объективный анализ, т.е. интерполяцию значений метеорологических величин, измеренных на станциях, в регулярную сетку точек;
- численное интегрирование уравнений гидротермодинамики с целью вычисления будущих значений метеорологических величин;
- расчерчивание изобар (изогипс) и изотерм на указанные сроки прогноза;
- использование прогноза синоптического положения для прогноза погоды в самом центре и передача прогностической продукции по каналам связи в местные органы службы погоды.

Для того чтобы представить объем необходимых *вычислений*, укажем, что в наиболее совершенных моделях прогноза один шаг интегрирования по времени означает использование $6 \cdot 10^6$ чисел. Отсюда ясно, что в ММЦ и РМЦ должны быть установлены самые мощные ЭВМ. Действительно, современные службы погоды оснащены ЭВМ с быстроем действием $(400 - 500) \cdot 10^6$ операций в секунду.

К моменту начала составления прогноза на следующие сутки и на 2 – 3 дня вперед имеется анализ синоптического положения у поверхности Земли и анализ карт барической топографии за предыдущий срок наблюдения (запаздывание связано с необходимостью собрать метеорологические данные и нанести их на карты). Будущие поля давления (изогипсы геопотенциала) и температуры на 1, 2, 3 сут. вперед получают в результате численного интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы. После этого начинается выполнение второго этапа – составление прогноза собственно погоды для города или обслуживаемой территории (прогноз температуры, ветра, осадков и т.д.). Для этого прогнозист (синоптик) определяет будущее положение циклонов, антициклонов, фронтов и воздушных масс, пользуясь прогностическими полями давления и геопотенциала. Он оценивает возможные изменения пого-

ды, основываясь на фактических свойствах воздушных масс и фронтов, учитывая их последующие изменения, а также характер эволюции циклонов и антициклонов. При этом вводятся эмпирически определенные поправки на возможную трансформацию воздушных масс в зависимости от сезона. Для прогноза гроз и ливневых осадков используется информация метеорологических радиолокаторов. Современное состояние прогнозов погоды на сутки можно проиллюстрировать их оправдываемостью по Москве. Сейчас ошибок в ежедневных прогнозах Росгидрометцентра для Москвы примерно в три-четыре раза меньше, чем было бы, если бы мы ничего не знали об атмосфере и предсказывали на завтра сегодняшнюю погоду (инерционный прогноз).

Еще более высока оправдываемость штормовых предупреждений об особо опасных явлениях погоды (сильный ветер, метель, туман, гололед, изморозь, заморозки и т.д.): она составляет 92-95%.

Краткосрочные прогнозы погоды важны для многих отраслей народного хозяйства, в особенности для обеспечения работы авиации. Без регулярного обслуживания метеорологической информацией и краткосрочными прогнозами погоды современная авиация работать не может. В целом средства, затрачиваемые на службу погоды, во много раз перекрываются теми выгодами, которые она приносит.

Прогнозы на средние сроки (4 – 10 дней) опираются на текущую информацию о развитии синоптических процессов в течение всего сезона, а также на будущие поля давления (геопотенциала) и температуры на 1, 2, 3, 4 и 5 суток вперед. Они рассчитаны с помощью интегрирования уравнений динамики и термодинамики атмосферы, с использованием в качестве начальных данных фактических наблюдений в момент времени, исходный для начала интегрирования. Однако в прогнозах на 5—10 дней уже нет возможности прогнозировать изменения погоды по дням, так как невозможно проследить за изменением свойств воздушных масс на протяжении всего прогнозируемого периода. Поэтому прогнозируются средняя температура (либо аномалия температуры) и среднее количество осадков на предстоящие 10 дней, а также величины максимальной и минимальной температуры в течение будущих 5 – 7 суток. Для составления таких прогнозов используются статистические методы, в которых характеристики прогнозируемых гидродинамическим методом барических и температурных полей используются как предикторы (предсказатели), а прогнозируемые элементы рассчитываются с помощью уравнений множественной регрессии. Уравнения множественной регрессии получают по архивным данным о характеристиках барических и температурных полей и соответствующей среднедекадной или максимальной и минимальной температуры за 5 – 7 сут. Как видим, применение этого метода среднесрочного прогноза связано с обработкой большого объема числовой информации и громоздкими статистическими расчетами. Поэтому его использование возможно только при наличии достаточно производительных ЭВМ.

Долгосрочным прогнозом в нашей стране принято считать прогноз на месяц и сезон вперед. Прежде всего, нужно определить, какой смысл вкладывается в термин «долгосрочный прогноз погоды». Очевидно, что он определяется предсказуемостью тех или иных явлений погоды. В настоящее время установлено, что предсказуемость характера погоды в какой-то день в данном месте не превышает двух недель. Иными словами, как бы ни совершенствовались методы прогноза погоды, принципиально невозможно за пределами двух недель предсказать конкретное явление погоды, например, будет ли в таком то месте дождь такого-то числа. Это связано, во-первых, с тем, что мы никогда не знаем точно начальное состояние атмосферы и, во-вторых, что при интегрировании уравнений динамики и термодинамики атмосферы мы допускаем определенные ошибки при их численном решении, при приближенном описании физических процессов, происходящих в атмосфере, ее взаимодействии с подстилающей поверхностью и космосом. Таким образом, нельзя получить метод прогноза, который позволил бы предвычислить погоду по дням на предстоящий месяц или сезон и тем более на большие сроки. Это, однако, не означает, что ставить задачу прогноза погоды на месяц или сезон бессмысленно. Просто под прогнозом погоды нужно понимать прогноз более общих характеристик погоды будущего: наиболее часто говорят о месячных и сезонных аномалиях температуры и осадков. Но задача определения общих характеристик погоды на месяц и сезон пока еще далека от удовлетворительного разрешения. Поэтому главная задача метеорологии в настоящее время — создание надежного метода долгосрочного прогноза погоды.

Самые первые попытки применения для долгосрочных прогнозов *инерции в ходе атмосферных процессов*, т.е. сохранения знака текущей аномалии температуры на месяц и сезон вперед, не дали обнадеживающих результатов. Ограниченную успешность имеет и *метод так называемой мировой погоды*, т.е. использование корреляционных связей между ходом метеорологических величин в характерных точках земного шара за различные периоды времени в настоящем и прошлом и прогнозируемой аномалией в интересующем нас районе в будущем. Несмотря на невысокие результаты, статистические методы довольно широко используются, в частности для прогнозирования муссонных дождей в Индии. С появлением ЭВМ существенным образом усовершенствована техника поиска таких связей и расширен набор предсказателей, используемых в статистических прогнозах. Поиски в этом направлении продолжают-ся, в том числе за счет использования в качестве предсказателей температуры поверхности океана.

В России для сезонных прогнозов используется концепция естественного синоптического сезона (примерно равного двум месяцам), в 75% времени которого существует однотипная форма циркуляции атмосферы, а нарушения этой циркуляции являются предвестниками типа циркуляции в следующем сезоне. Опираясь на этот предсказатель, вычисляют аномалии температуры воздуха и количества осадков.

В статистических и синоптических методах широко используется прогнозирование погоды по аналогам. Эти методы основываются на предположении, что за сходной последовательностью атмосферных процессов в текущем месяце (сезоне) и когда-либо в прошлом последует в будущем сходное дальнейшее развитие погоды. Поэтому поскольку дальнейшее развитие в прошлом в аналоге нам известно, его можно взять в качестве прогноза на будущее. Трудности в применении этого ясного физического принципа заключаются в обоснованности выбора критерия аналогичности, по которому устанавливается аналогичность текущей ситуации в прошлом. Ведь даже небольшие различия в начальных условиях могут совершенно изменить весь дальнейший ход процессов, определяющих погоду.

В настоящее время общепризнано, что для существенного продвижения в решении задачи долгосрочных прогнозов необходимо рассматривать совместно атмосферу, Мировой океан и состояние поверхности суши, в частности, влажность почвы и состояние снежного и ледяного покрова. Установлено, что тепловое состояние океанов в тропиках, а также в так называемых энергоактивных зонах коренным образом меняет характер общей циркуляции атмосферы. Однако надежных оперативных методов долгосрочных прогнозов погоды пока еще нет. Это важнейшая практическая задача метеорологии, на решение которой направлены усилия метеорологов как нашей страны, так и международной метеорологической общественности. Пока же оправдываемость прогнозов аномалий температуры и осадков на месяц и сезон несколько выше климатического прогноза, т.е. прогнозирования климатической нормы.

5. Понятие «климат»

В любом месте Земли погода в разные годы меняется по-разному. Однако при всех различиях отдельных дней, месяцев и лет каждую местность можно характеризовать вполне определенным климатом. Как уже было сказано, *локальным климатом называют совокупность атмосферных условий за многолетний период, присущую данной местности в зависимости от ее географической обстановки*. Под географической обстановкой подразумевается не только положение местности, т.е. широта, долгота и высота над уровнем моря, но и характер земной поверхности, орография, почвенный покров и др. Атмосферные условия, определяющие климат каждого места, испытывают *периодические изменения в годовом ходе* – от зимы к лету и от лета к зиме. Кроме периодических изменений совокупность атмосферных условий несколько изменяется от года к году. *Это так называемая межгодовая изменчивость атмосферных условий*.

Фактические данные показывают, что до XX в. чередование атмосферных условий в конкретных районах в период от нескольких десятков до нескольких сотен лет меняется лишь в самых ограниченных пределах, причем изменения часто носят характер колебаний. Величина многолетних колебаний оказывается значительно меньше межгодовой изменчивости атмосферных условий.

Таким образом, в естественных условиях в пределах от нескольких десятков до нескольких сотен лет локальный климат обладает определенной устойчивостью. Поэтому он и является одной из физико-географических характеристик местности, одной из составляющих географического ландшафта. Климат связан с другими составляющими географического ландшафта благодаря существованию тесных зависимостей между атмосферными процессами и состоянием земной поверхности, включая и Мировой океан. Однако локальный климат устойчив, если географическое распределение климатов на земном шаре, определяемое состоянием глобальной климатической системы, сравнительно мало меняется. В XX в. хозяйственная деятельность человеческого общества достигла такого масштаба, что стала влиять на глобальный климат, и устойчивость локальных климатов требует специального исследования. История климатов прошлого показывает, что в масштабах времени от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч лет климатические изменения становятся очень большими. Так, например, было во время переходов глобальной климатической системы от ледниковых периодов к межледниковьям и обратно. В периоды коренных изменений глобальной климатической системы меняются и локальные климаты. Главными задачами климатологии являются изучение глобальной климатической системы и прогноз возможных изменений глобального и локального климатов на ближайшее время и на далекую перспективу (рисунок 8.2).

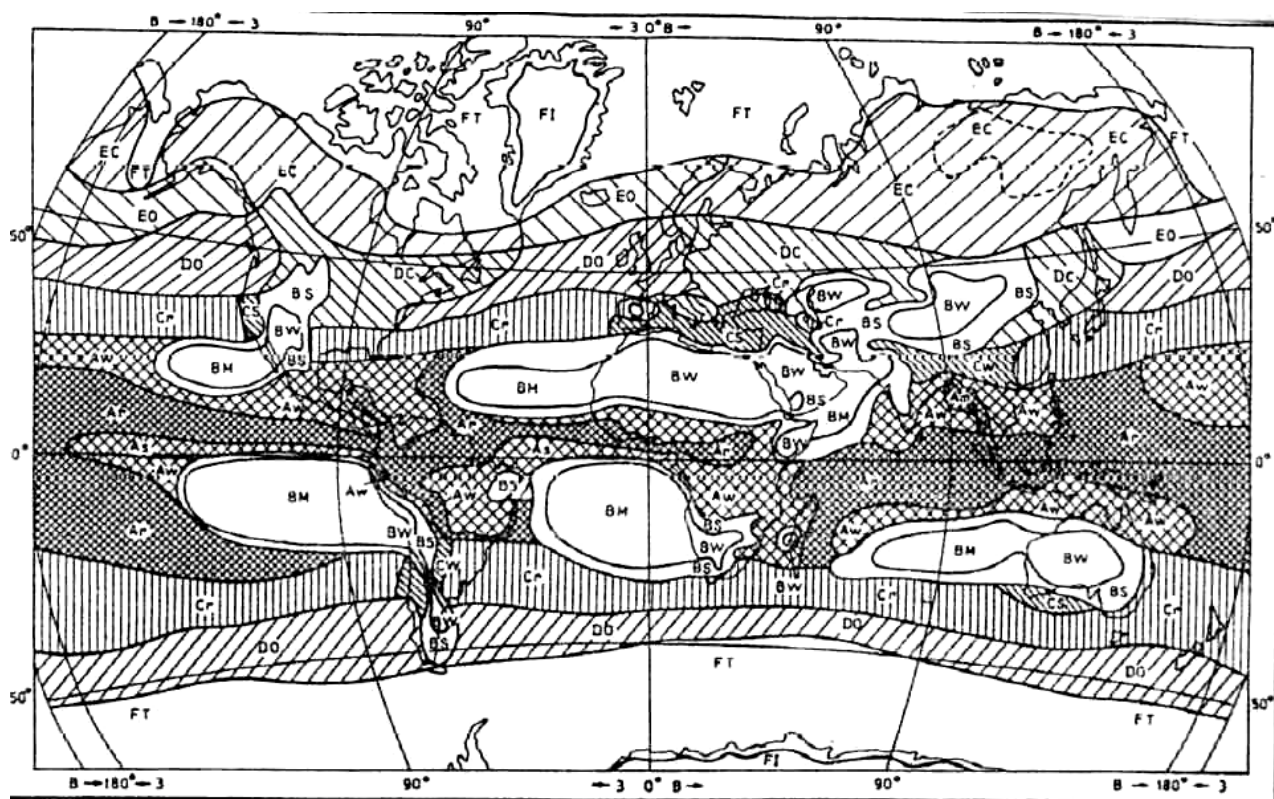


Рис. 8.2. Классификация климатов по Кеппену

6. Классификация климатов В. Кёппена

Особенно распространена классификация климатов земного шара, уже давно предложенная В. Кёппеном и не раз подвергавшаяся усовершенствованиям. Мы изложим классификацию климатов В. Кёппена в редакции Г.Т. Треварта.

В классификации Кёппена-Треварта все климаты Земли разделены на шесть классов по температурному режиму и степени увлажнения. Этим классам присвоены латинские буквы – (*A, C, D, E, F, B*). Пять классов климатов – *A, C, D, E, F* – выделяются в порядке убывания температуры воздуха на уровне моря от экватора до полюсов, а шестой по степени увлажнения – класс сухих климатов *B*. Классы климатов определяются по таблице 8.1 следующим образом.

Таблица 8.1

Определение классов климатов

	Класс климатов	Определение
A	Тропические	Среднемесячные температуры больше 17°C в течении всего года.
<i>Граница мороза</i>		
C	Субтропические	Среднемесячные температуры больше 9°C в 8-12 месяцах
D	Умеренные	Среднемесячные температуры больше 9°C в 4-7 месяцах
E	Субарктические	Среднемесячные температуры больше 9°C в 1-3 месяцах
<i>Граница леса</i>		
F	Полярные	Ни в одном месяце среднемесячная температура не превышает 9°C
<i>Граница сухости</i>		
B	Сухие	Испарение превышает осадки

Между климатами *A* и *C* лежит граница мороза, между климатами *E* и *F* – граница леса и между всеми климатами и *B* – граница сухости.

Для отнесения того или иного места к сухим климатам необходимо сравнить среднее годовое количество осадков в миллиметрах с пределом сухости ПС. Предел сухости определяется формулой

$$ПС = 20 \cdot (t - 10^\circ + 0,3ПЛО),$$

где *t* — средняя годовая температура (°C), *ПЛО* — процент летних осадков от общего годового количества осадков. К летним осадкам в Северном полушарии относится сумма осадков с апреля по сентябрь, в Южном — с октября по март.

7. Классификация климатов Б.П. Алисова

Б.П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы (рис. 8.3). Семь основных климатических зон – *экваториальную зону, две тропические, две умеренные и две полярные* (по одной в каждом полушарии) – он выделяет как зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в Южном полушарии антарктического) воздуха.

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это *две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов*, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; *две субтропические зоны*, в которых летом преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; *зоны субарктическая и субантарктическая*, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов. Так, тропическая зона находится между летним положением внутритропической зоны конвергенции и зимним положением полярных фронтов. Поэтому она круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярных фронтов, поэтому она зимой находится под преобладающим воздействием полярного воздуха, а летом – тропического. Аналогично определяются и границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата – материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатом обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальные воздушные массы, во втором – морские. Различия между климатом западных и восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

На карте представлены климатические пояса земного шара по классификации Алисова. Границы поясов на карте проведены в соответствии с климатическим положением атмосферных фронтов и уточнены по некоторым другим метеорологическим и геоботаническим показателям. Пояс первый, третий и шестой существуют не на всех меридианах. Пояс круглогодичного преобладания экваториального воздуха на карте не образует сплошной зоны. Однако если мы посмотрим на распространение тропического дождливого климата Ar, который в основных чертах совпадает с экваториальным климатом Алисова, то увидим, что площадь, занятая этим климатом, значительно обширнее

первого пояса. Связано это, по-видимому, с неопределенностью понятия «тропический фронт», которое использовал Алисов для установления границ зоны экваториального климата. Границы зоны экваториального климата определялись по годовому ходу температуры, осадков, влажности, характеру растительности и в дальнейшем нуждаются в уточнении.

Условия циркуляции в тропиках и во внетропических широтах различны. Они отличаются не только преобладающими воздушными течениями, которые в умеренных широтах западные, а в тропических – восточные, но и характером атмосферных возмущений. Действительно, климаты в умеренных и высоких широтах формируются под влиянием циклонов и антициклонов, возникающих на полярном и арктическом фронтах. Климаты внутри тропиков во многом определяются устойчивыми глобальными системами циркуляции – пассатами, муссонами, внутритропической зоной конвергенции и их сезонными смещениями.

Экваториальный и тропический воздух формируется в условиях наибольших для земного шара значений радиационного баланса. Поэтому экваториальным и тропическим воздушным массам свойственны самые высокие температуры по сравнению с другими воздушными массами.

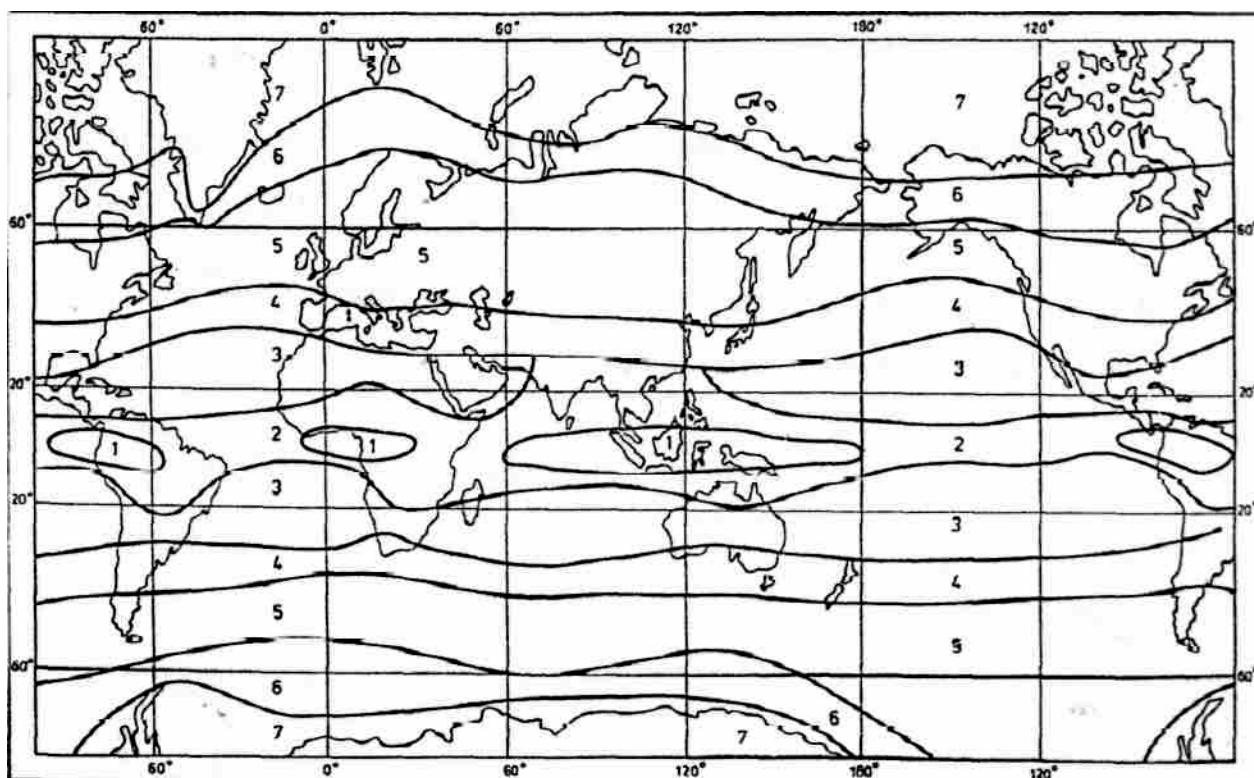


Рис. 8.3. Климаты Земли (по Б.П.Алисову)

Радиационный баланс в тропиках сравнительно мало меняется в течение года и с изменением широты. Это одна из причин небольшого годового хода температуры. Над большей частью тропической зоны Солнце достигает зенита два раза в год, но при этом не наблюдается значительного повышения темпе-

ратуры, так как высота Солнца в общем мало меняется в течение года. Значительно лучше выражен годовой ход осадков. Поэтому в тропиках чаще различают «сухой» и «дождливый» периоды, а не «зиму» и «лето». По классификации Б.П. Алисова, во внутритропических широтах выделяются три климатических пояса: *экваториальный, субэкваториальный (зона тропических муссонов) и тропический*.

8. Антропогенные изменения климата

В течение тысячелетий хозяйственная деятельность человека приспосабливалась к окружающим климатическим условиям, но не считалась с тем, производит ли она на климат положительное или отрицательное воздействие. Когда население Земли было небольшим, а энергетическая вооруженность человека была относительно малой, казалось, что антропогенное воздействие человеческой деятельности на природу не может повлиять на устойчивость климата. Но в XX в. деятельность человека все больше приобретала такие масштабы, что встал вопрос о непреднамеренном воздействии хозяйственной деятельности человека на климат. Влияние на климат оказывает следующие, принявшие глобальный характер процессы:

- распахивание огромных массивов земли, вызывающее изменение альбедо, быструю потерю влаги, подъем пыли в атмосферу;
- уничтожение лесов, особенно тропических, влияющее на воспроизводство кислорода, изменяет альбедо и испарения;
- перевыпас скота, превращающий степи и саванны в пустыни, в результате чего меняется альбедо, иссушается почва;
- сжигание ископаемого органического топлива и поступление в атмосферу CO_2 , CH_4 ;
- выбрасывание в атмосферу промышленных отходов, меняющих состав атмосферы, увеличивающих содержание радиационно-активных газов и аэрозолей. Последние два процесса увеличивают парниковый эффект.

Особую тревогу вызывает прогрессирующее увеличение CO_2 , фторхлоруглеводородов, метана, закиси азота и озона, которые создают парниковый эффект. Оценки, сделанные в 2001 г., показывают, что в атмосфере с 1750 г. по 2000 г. увеличились концентрации углекислого газа (CO_2) – на 31%, метана (CH_4) на 151%, закиси азота (N_2O) – на 17%. С 1995 г. продолжается рост малых газовых примесей, также оказывающих парниковое воздействие и содействующих уменьшению содержания озона. Увеличение концентрации этих газов дает радиационное повышение температуры атмосферы.

С другой стороны, выбрасываемый в атмосферу естественный (извержения вулканов) и антропогенный (выбросы хозяйственной деятельности) аэрозоль способствует понижению температуры атмосферы. Однако отдельные вулканические извержения не имеют долговременного действия, но антропо-

генный аэрозоль, который в индустриальную эпоху выбрасывается постоянно, увеличивает концентрацию аэрозолей и главным образом SO_2 , особенно в средних широтах Северного полушария (рисунок 8.4).

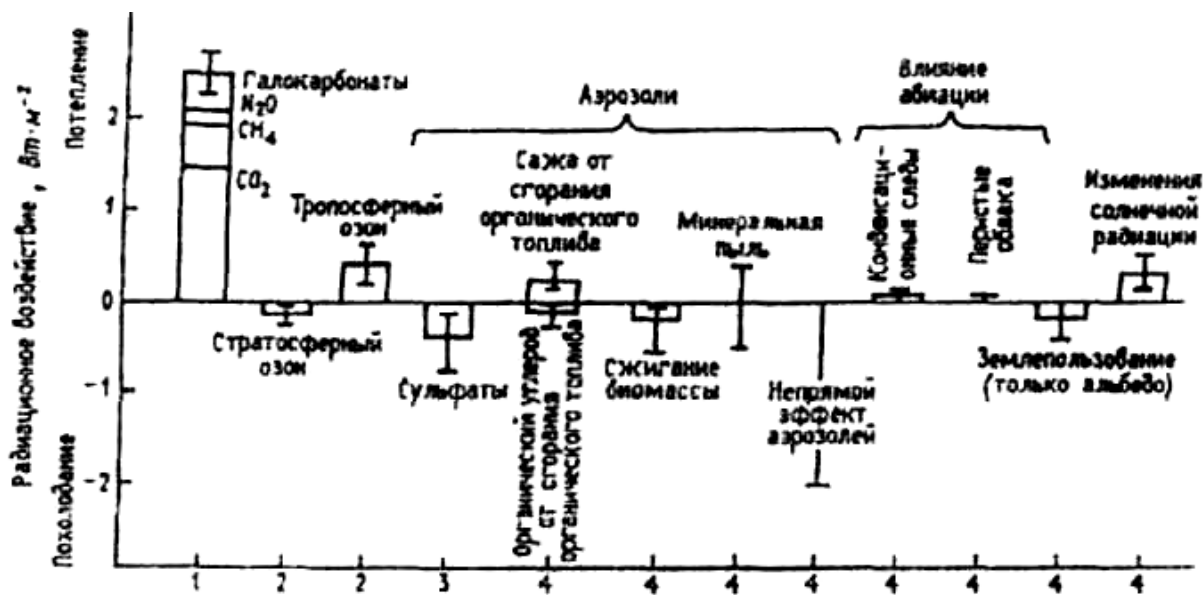


Рис. 8.4. Поступление аэрозолей в атмосферу

Кроме этих воздействий, нужно учитывать и изменение притока солнечной радиации, который с 1750г. увеличился на $0,3 \text{ Вт/м}^2$. Все перечисленные радиационные воздействия вносят различный вклад в изменение климата, приводящий в итоге либо к потеплению, либо к похолоданию. Причем пространственный масштаб этого вклада различный, если изменение притока солнечной радиации или увеличение концентрации углекислого газа действуют глобально, то антропогенные выбросы аэрозоля первоначально имеют локальное распространение и действуют локально. На рис. 8.5 показано осредненное, по земному шару, радиационное воздействие внешних факторов на климатическую систему в 2000г. по отношению к 1750 г.

Совершенно ясно, что CO_2 и другие радиационно-активные газы благодаря парниковому эффекту приводят к нагреванию поверхности Земли и нижней атмосферы, а это, несомненно, приведет к изменению климата. Для того чтобы представить себе, что же будет с климатом в дальнейшем, важно оценить величину выброса этих газов в атмосферу. Величина выброса CO_2 в атмосферу зависит от сжигания ископаемого топлива (нефти, газа, угля), и с высокой степенью вероятности будет определять рост концентрации CO_2 в атмосфере в XXI столетии.

Выброс в атмосферу парниковых газов и аэрозолей зависит от развития человечества в XXI в., которое, в свою очередь, будет определяться демографическими, экономическими и технологическими факторами. Естественно, что точного прогноза такого развития нет. Поэтому Межправительственная группа экспертов по изменению климата разработала различные сценарии выбросов, общее число которых равно сорока.

В соответствии с некоторыми из этих сценариев концентрация CO_2 в атмосфере к 2100 г. может достичь 540—970 млн., т.е. ее концентрация будет на 90 – 250% больше, чем в доиндустриальное время.

Рост концентрации других парниковых газов также зависит от конкретного сценария. Так, к 2100 г. концентрация CH_4 может измениться от 190 до 1970 млрд., N_2O – от 38 до 144 млрд. и тропосферного озона от – 12 до 62% по отношению к их концентрациям в 2000 г. В некоторых сценариях концентрация озона в Северном полушарии может достичь предельно допустимого для жизни человека уровня.

Доля CO_2 в суммарном радиационном воздействии в течение всего XXI столетия будет возрастать от половины до двух третей.

Антропогенный аэрозоль может и увеличиваться, и уменьшаться, в зависимости от принятых по ограничению выбросов аэрозолей в атмосферу и способов использования ископаемого топлива.

Чтобы оценить возможные антропогенные изменения климата, необходимо иметь количественную теорию климата. В качестве такой теории в настоящее время созданы математические модели климата различной сложности, основывающиеся на физических законах, выраженных дифференциальными уравнениями в частных производных. Современные глобальные климатические модели (ГКМ) состоят из взаимодействующих друг с другом моделей атмосферы, океана, верхних слоев суши, криосферы и биосферы.

По расчетам разных ГКМ для набора сценариев Межправительственной группы экспертов по изменению климата средняя глобальная температура в течение 1990 – 2100 гг. может повыситься на 1,5 – 5,8°C. Такое потепление не встречалось в течение последних десяти тысяч лет. Разброс значений связан с использованием широкого набора сценариев, в том числе и «экстремальных». При таком росте температуры над земным шаром на суше потепление будет еще большим и особенно в высоких широтах в холодное время года.

Количество осадков, вероятно, увеличится во внетропических широтах Северного полушария и в Антарктиде зимой. В низких широтах возможны как усиление, так и ослабление осадков (в зависимости от изменения объемов выбросов).

Ожидается дальнейшее сокращение снежного и ледяного покрова в Северном полушарии. Ледники, за исключением ледяных щитов Гренландии и Антарктиды, в XXI в. будут отступать.

Наконец, принятые сценарии показывают, что в течение 1990 – 2100 гг. ожидается повышение среднего уровня Мирового океана на 14 – 80 см (в среднем на 47см), что в 2 – 4 раза превосходит прирост уровня в XX столетии. Социальные последствия потепления климата сейчас трудно прогнозировать, поскольку прогнозы регионального изменения климата в настоящее время не разработаны. Это одна из наиболее актуальных задач современной климатологии.

Говоря об антропогенных изменениях, нельзя обойти молчанием возможные климатические последствия широкомасштабной ядерной войны. С точки зрения изменения климата наибольшее значение будут иметь возникновения пожаров и подъем в атмосферу пыли. При крупномасштабном обмене ядерными ударами возникнут пожары, которые приведут к выбросу огромного количества сажевых элементов, т.е. сажевых аэрозолей. По оценке, размеры этих аэрозолей будут находиться в пределах от 0,1 до 1 мкм. А такие аэрозоли сильно поглощают коротковолновую радиацию и почти прозрачны для длинноволнового излучения (рис. 8.5).

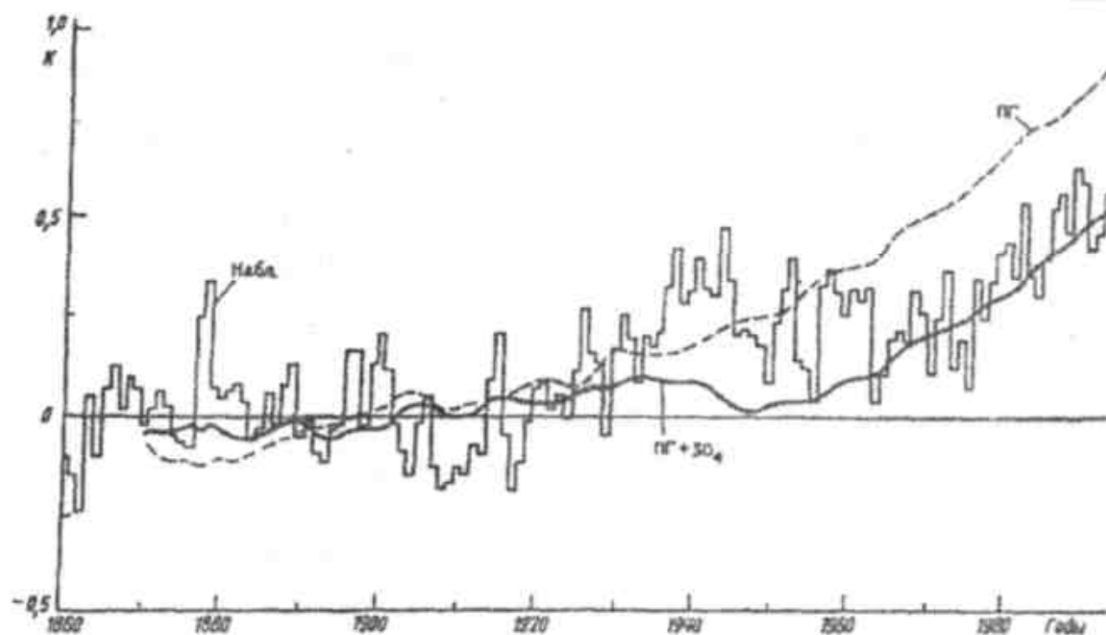


Рис. 8.5. Возможные последствия ядерной войны

Таким образом, слой, где расположены эти аэрозоли, будет нагреваться, но и будет задерживать поступление коротковолновой радиации к земной поверхности. В то же время длинноволновое облучение земной поверхности будет продолжаться. Таким образом, земная поверхность и нижний слой атмосферы будут охлаждаться, а верхняя тропосфера и нижняя стратосфера, где будут расположены сажевые аэрозоли, будут нагреваться. Возникнет понижение температуры у земной поверхности и очень устойчивая инверсионная стратификация. Размеры этого похолодания зависят от принятой гипотезы о ходе ядерной войны. Если принять, что мощность ядерного удара будет составлять 6500 Мт (что составляет половину запасов ядерного оружия на 1983 г.) и будет поражено 1000 городов, нефтехранилища и нефтяные промыслы, а также 1 млн. км² будет охвачен лесными пожарами, то, по разным оценкам, в атмосферу будет выброшено аэрозолей от 180 млн. т до 200 млн. т при диапазоне от 20 до 650 млн. т. При этом считается, что от 5 до 10% выброшенных частиц дыма от лесных и городских пожаров будет заброшено в стратосферу выше 10 км, где они могут оставаться в течение многих недель и пере-

носиться на большие расстояния. Для расчета климатических последствий были использованы модели разной степени сложности. Расчеты по сравнительно простым моделям показывают, что в результате ядерного удара произойдет сильное охлаждение воздуха у поверхности Земли и в нижних слоях тропосферы и интенсивный нагрев верхней тропосферы и нижней стратосферы. Наибольшее понижение температуры у поверхности Земли на 15 – 42 К произойдет между 14-м и 35-м днями после ядерного удара в зависимости от принятых предположений о прозрачности атмосферы. Более сложные трехмерные модели общей циркуляции атмосферы показывают, что при ядерном ударе 10 000 Мт на 40-й день температура понизится на 40 К ниже обычных значений на материках и на 10 К – над океанами. Имеются и другие оценки понижения температуры, рассчитанные при других предположениях о мощности

ядерного удара и ухудшении прозрачности воздуха. Все эти расчеты приводят к заключению, что даже половины накопленного ядерного оружия в случае его применения достаточно для установления «ядерной» зимы на планете со всеми катастрофическими последствиями для человечества (рис. 8.6).

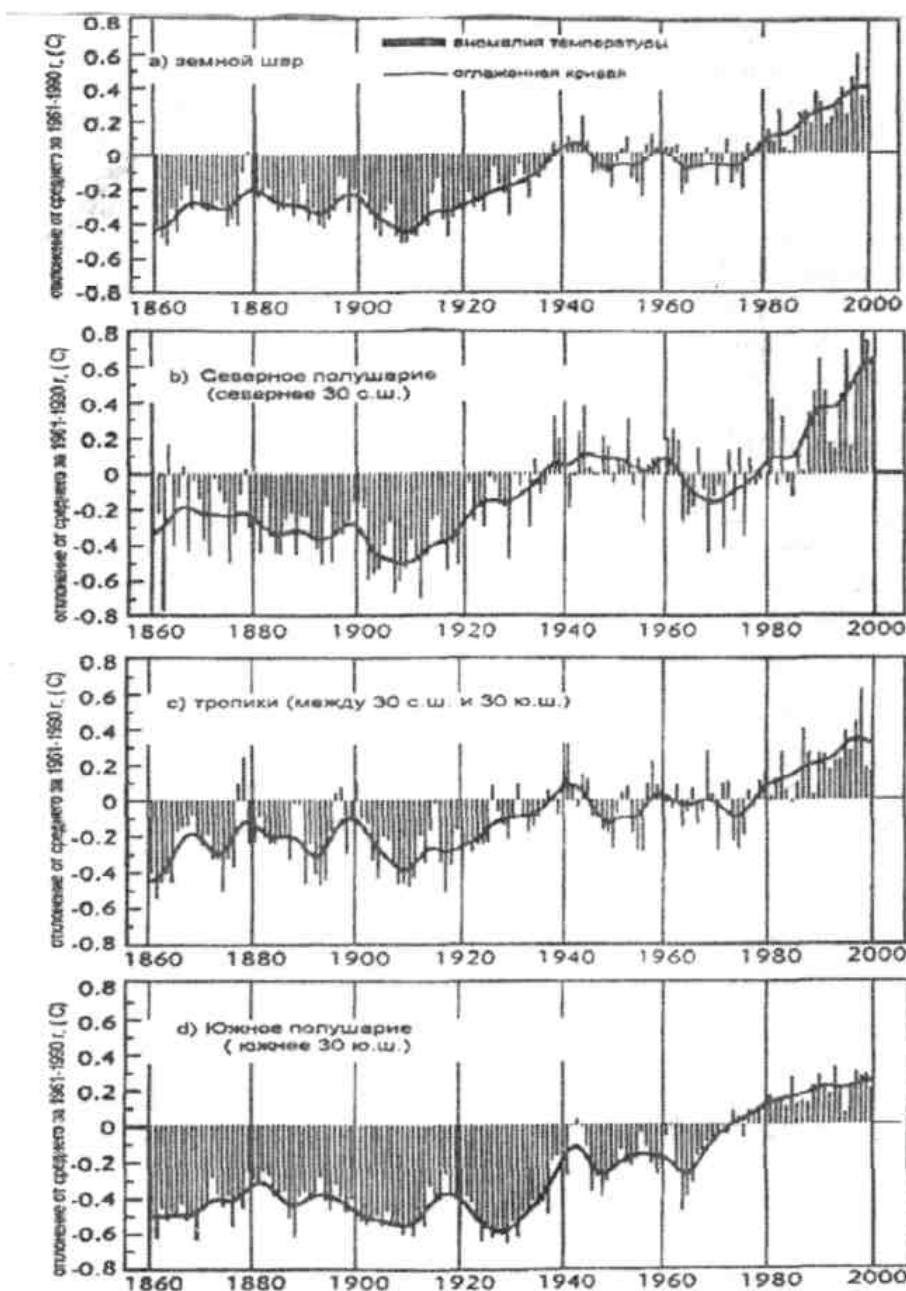


Рис. 8.6. Изменение температуры воздуха на Земле как следствие ядерной войны

9. Микроклиматы

Микроклиматом называются местные особенности в режимных метеорологических величинах, обусловленные неоднородностью строения подстилающей поверхности и существенно меняющиеся уже на небольших расстояниях, но наблюдающиеся в пределах одного типа климата. Это значит, что в одном и том же географическом районе с одним общим типом климата наблюдаются различные микроклиматы над большими участками подстилающей поверхности в зависимости от ее строения и свойств. Над лугом и соседним лесом, над пашней и болотом, над ровной степью и в балке, вблизи озера и в отдалении от него совокупность атмосферных условий будет в определенной степени различаться. Это значит, что в указанных местах при одном и том же типе климата будет разный микроклимат.

Микроклиматические различия зависят от мелкомасштабных различий в строении и свойствах подстилающей поверхности. Эти различия меньше в сравнении с особенностями климата, которые создаются влиянием других крупномасштабных географических факторов. Остановимся более подробно на мелкомасштабных воздействиях подстилающей поверхности, приводящих к микроклиматическим различиям в распределении метеорологических элементов, но в пределах одного мезоклимата.

В создании микроклиматических различий играют роль экспозиция подстилающей поверхности относительно сторон света, мелкомасштабные неровности рельефа, большая или меньшая влажность почвы, характер и особенности растительного покрова и т.п. Эти различия в подстилающей поверхности определяют различия в поглощенной радиации, эффективном излучении, в радиационном балансе поверхности, а также в условиях турбулентного теплообмена между подстилающей поверхностью и пограничным слоем атмосферы. В результате наблюдаются микроклиматические различия в режиме температуры и влажности воздуха и в испарении.

Микрорельеф и различия в шероховатости земной поверхности могут создавать и микроклиматические различия в режиме ветра. Известны усиления ветра на наветренных склонах и вершинах холмов и зоны слабых ветров в небольших котловинах. Труднее обнаруживаются микроклиматические различия в режиме облачности и осадков. Например, над значительным по размерам озером в теплое время года может происходить частичное рассеяние кучевых облаков. В холодное время года облака конвенции, напротив, могут возникать над открытыми водными поверхностями.

В разных условиях погоды микроклиматические различия могут быть выражены лучше или хуже. Например, температурные различия будут наибольшими в тихую и солнечную погоду, при сильном ветре температурные различия будут наименьшими, а различия в ветре – самыми большими.

Образование различных видов туманов и, следовательно, их климатический режим также зависят от микроразличий земной поверхности. Например, в низине или вблизи болота повторяемость туманов может быть существенно больше, чем в соседней скрытой местности (за счет поземных туманов). Над большими реками радиационные туманы возникают реже, чем над соседней местностью, но зато в зимнее время возможно возникновение туманов испарения.

Когда речь идет о таких крупных объектах, как побережье или город, иногда избегают пользоваться термином «микроклимат» и говорят *о местном климате*; однако точного количественного разграничения этих терминов не существует. К явлениям местного климата следует отнести, например, бризы и горно-долинные ветры, многие климатические различия внутри горных систем.

С.П. Хромовым была сделана попытка увязать определение климата, местного климата и микроклимата с таксономическими единицами ландшафтоведения. Термин «климат» можно понимать как *климат_географического ландшафта*, определяемый по показаниям нескольких станций, расположенных в типичных участках этого ландшафта (например, климат Южного берега Крыма). Под местным климатом можно тогда понимать климат определенного *географического урочища* внутри данного ландшафта, вполне характеризующий данными одной метеорологической станции, расположенной в этом урочище (например, станции города Ялты). *Микроклимат* следует рассматривать как климат фации внутри данного урочища (например, ялтинской набережной), для выяснения которого нужны специальные микроклиматические наблюдения, о которых речь пойдет ниже.

1. Микроклимат как явление приземного слоя

Итак, микроклиматические различия зависят от неоднородности подстилающей поверхности на сравнительно небольших расстояниях. Поэтому в основной своей части они распространяются на слой воздуха, ближайший к земной поверхности. Микроклиматические различия температуры и влажности могут быть прослежены и по показаниям приборов в будках на стандартной высоте наблюдений. Но значительно ярче они будут проявляться в более близком к почве *приземном слое воздуха*. На высоте будки и выше они будут сглаживаться вследствие перемешивания воздуха при ветре. Поэтому для установления микроклиматических различий нужны наблюдения на различных высотах внутри приземного слоя воздуха. *В определенной степени микроклимат отождествляется с климатом приземного слоя воздуха.*

Нижний слой воздуха особенно интересен в том отношении, что именно в нем обитают полевые, огородные и многие садовые культуры. Но микроклиматические различия могут существовать в ослабленной степени и на более высоких уровнях. Поэтому микроклиматические наблюдения производят и в

слоях выше 2м (до нескольких десятков метров). Даже под термином «приземный слой» понимают именно слой в несколько десятков метров над земной поверхностью. Выявление микроклиматических различий в таком слое также может представлять интерес, например, с точки зрения садоводства или лесного хозяйства; ведь плодовые или иные деревья могут далеко выходить за пределы двухметрового слоя.

В явлениях местного климата, таких как бризы или горно-долинные ветры, встречается еще большее вертикальное распространение. Бризы, как мы уже знаем, имеют вертикальную мощность в сотни метров.

2. Методы исследования микроклимата

Понятно, что обычная сеть метеорологических станций слишком редка для микроклиматических исследований. Такие исследования проводятся путем организации *сети наблюдений на небольших расстояниях хотя бы на короткие промежутки времени*. Наблюдения над ветром, температурой и влажностью при этом производят на разных уровнях над почвой, начиная от нескольких сантиметров. Поскольку с помощью таких наблюдений определяют вертикальные градиенты метеорологических элементов в приземном слое воздуха, то сами наблюдения называются *градиентными*.

Для микроклиматических наблюдений применяют *переносные походные приборы*, в особенности психрометр Ассмана и ручной анемометр, а также электрические термометры и переносные актинометрические приборы. Практикуют микроклиматические съемки с одновременными наблюдениями в ряде точек на местности. Используют также автомобиль, с которого делаются наблюдения походными приборами в различных точках выбранной трассы или самопишущими приборами непрерывно на всей трассе. К микроклиматическим наблюдениям относятся и съемки снежного покрова, выясняющие особенности его распределения на местности.

Понятно, что микроклиматические наблюдения невозможно вести длительно, на протяжении многих лет, в одном и том же месте, как обычные метеорологические наблюдения. Задача исследования заключается не в определении многолетнего режима, а в выявлении разностей между условиями в различных пунктах исследуемой местности и в сравнении наблюдений в отдельных точках с показаниями опорной постоянно действующей станции в данном районе.

3. Температура в приземном слое воздуха

Какими же основными особенностями метеорологического режима обладает приземный слой воздуха по сравнению с вышележащими слоями?

Прежде всего это *суточная амплитуда температуры*, которая на уровнях ниже 2 м больше, чем на высоте будки, и тем больше, чем ближе к земной по-

верхности. Поскольку суточная амплитуда температуры поверхности почвы больше, чем суточная амплитуда температуры воздуха в метеорологической будке, то в слоях воздуха непосредственно над почвой она также будет больше, чем в будке.

Максимум температуры непосредственно над почвой наступает примерно на 1 ч раньше, чем в будке.

В суточном ходе особенно большое понижение температуры в приземном слое наблюдается в ясные ночи, когда почва сильно выхолаживается эффективным излучением. Поэтому на почве и в самом нижнем слое воздуха могут наблюдаться *заморозки*, в то время как в будке температура будет оставаться выше нуля.

В приземном слое *ночью* легко создается устойчивая стратификация, исключающая возможность конвекции. Вполне обычные при этом *инверсии температуры*: в будке температура выше, чем у земной поверхности. Рост температуры часто продолжается и над уровнем будки.

Днем в солнечную погоду в приземном слое наблюдается *очень сильное падение температуры с высотой*. Разность между температурой у земной поверхности и температурой в будке может составлять несколько градусов. При пересчете на единицу высоты, равную 100 м, получим огромное значение вертикального градиента температуры. В нижних 30 см градиент в летний полдень может доходить до 500°C/100 м. Конечно, в действительности подобные градиенты имеют место только в нижних десятках сантиметров. Но их наличие создает самые благоприятные условия для возникновения *конвекции*. Получит ли конвекция развитие, приводящее к облакообразованию, зависит уже от распределения температуры в вышележащем более мощном слое воздуха.

С сильной дневной неустойчивостью приземного слоя связаны такие явления, как пыльные вихри, дрожание воздуха, миражи. Последние два оптических явления объясняются приземными аномалиями в вертикальном распределении плотности воздуха.

4. Ветер в приземном слое воздуха

Известно, что ветер во всем слое трения ослаблен по сравнению со свободной атмосферой. Это ослабление особенно велико в приземном слое, а у самой земной поверхности скорость ветра снижается почти до нуля.

Таким образом, *внутри приземного слоя* наблюдается *быстрый* рост скорости ветра с высотой. В разных случаях рост происходит по-разному. При безразличной стратификации атмосферы рост скорости ветра с высотой зависит от шероховатости поверхности. В этом случае распределение скорости ветра с высотой подчиняется *логарифмическому распределению*: скорость ветра U_z на высоте z описывается формулой:

$$U_z = \frac{U_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0},$$

U_* – так называемая динамическая скорость, $\chi = 0,40$ – постоянная Кармана, z_0 – шероховатость поверхности (м). Таким образом, если на графике по оси абсцисс отложить скорость U_z , а по оси ординат $\ln z$, то распределение ветра с высотой (профиль ветра) будет представлено прямой, причем шероховатость поверхности определится экстраполяцией профиля скорости на ноль. Если стратификация атмосферы отлична от безразличной, то в формировании профиля ветра принимает участие не только шероховатость поверхности, но и термическая конвекция. При этом в случае неустойчивости атмосферы рост скорости ветра меньше, чем при безразличной стратификации, но высота пограничного слоя увеличивается, а в случае устойчивости – скорость растет быстрее, чем при безразличной стратификации, но пограничный слой сжимается.

Шероховатость морской поверхности определяется формулой Чарнока;

$$z_0 = m U_*^2 / g,$$

где $m = 8 \cdot 10^{-3} - 60 \cdot 10^{-3}$ – ускорение свободного падения.

Сильный ветер в приземном слое воздуха переносит пыль, снег и другие твердые частички и тем ухудшает видимость в приземном слое. Ветер в приземном слое влияет также и на температурные условия. С усилением ветра растет турбулентность и, следовательно, увеличивается теплообмен между почвой и воздухом. Поэтому днем температуры земной поверхности при ветре ниже, а ночью выше, чем в тихую погоду.

5. Микроклимат пересеченной местности

Теперь рассмотрим микроклиматические условия для нескольких *характерных типов ландшафтов*: для *пересеченной местности*, леса и города.

Мезо- и микрорельеф земной поверхности, т.е. неровности поверхности с разностями высот порядка метров или десятков метров, влияют на микроклимат (и местный климат) так же, как и крупномасштабный рельеф влияет на общие условия климата. Однако есть и различия, обусловленные тем, что разности высот в данном случае малы и потому высота над уровнем моря не имеет существенного значения.

Основная роль в микроклимате пересеченной местности принадлежит *экспозиции*, т.е. ориентировке склонов относительно стран света, а также *формам рельефа*. Приток солнечной радиации на ориентированные по-разному склоны холмов существенно различается. Поэтому склоны разной экспозиции прогреваются по-разному, что, в свою очередь, сказывается на температуре воздуха и может отразиться на характере растительности, сроках зацветания и др.

Разности температур на южных и северных склонах холмов в ясную погоду днем могут достигать у земной поверхности нескольких градусов, но на

высоте будки это будет всего несколько десятых долей градусов. В пасмурную погоду различия более или менее сглаживаются.

Колебания температуры на вогнутых формах рельефа (низины, лощины) больше, чем на выпуклых (вершины холмов): дневные температуры повышаются, а ночные понижаются. Это положение оправдывается как в условиях макрорельефа, о чем уже говорилось в пятой лекции, так и в условиях микро-рельефа. Особенно велики различия в минимальных температурах (даже в будке разности абсолютных минимумов могут достигать 15°C); в максимальных температурах они меньше. Это явление объясняется стоком холодного воздуха по склону местности или штилем в низинах ночью и уменьшением обмена воздуха в низинах днем.

В связи с увеличением суточной амплитуды температуры в низких местах увеличивается на несколько процентов и суточная амплитуда относительной влажности, увеличивается повторяемость росы, инея, поземных туманов.

Воздух обтекает препятствия. Поэтому перед холмом и на боковых его склонах скорость ветра возрастает, а за холмом убывает; там также могут возникать подветренные вихри. Чем неустойчивее стратификация в приземном слое, тем больше возможность для воздуха перетекать через препятствие сверху. При очень устойчивой стратификации, при инверсиях влияние препятствия (холма, леса) можно проследить на расстоянии, равном его 30 – 50-кратной высоте. Если препятствие суживает русло ветрового потока, то в получившемся узком проходе скорость ветра возрастает. Ветры, дующие вдоль речной долины, усиливаются, поперек долины – ослабевают. Мы знаем о ночном стоке воздуха по склонам местности. Скорость ветра может при этом достигать и превышать 1 – 2 м/с, а толщина стекающего слоя холодного воздуха может колебаться от нескольких метров до нескольких десятков метров.

Вертикальные движения воздуха над пересеченной местностью усиливаются. Это может сказаться на увеличении осадков в условиях хорошо выраженного мезорельефа. Расчлененная местность влияет и на распределение осадков. На наветренных склонах и вблизи вершин возвышенностей осадки убывают, так как скорость падения мелких капель там замедляется восходящим движением воздуха; на подветренных склонах осадки увеличиваются вследствие ослабления ветра или появления нисходящих составляющих скорости, увеличивающих скорость падения капель.

Через ветер рельеф местности влияет на распределение снежного покрова. На вершинах холмов и отчасти на наветренных склонах мощность покрова меньше, а в низинах, куда сносится снег с окружающих склонов, накапливаются сугробы. Весеннее таяние снега происходит быстрее всего на вершинах холмов и южных склонах, где больше приток солнечной радиации.

6. Микроклимат леса

Влияние травяного покрова на условия в приземном слое воздуха, в особенности на температуру, уже рассматривалось в предыдущих главах. Поэто-

му о микроклимате луга мы говорить не будем, однако рассмотрим подробнее микроклиматические условия леса.

Под пологом леса создается свой микроклимат или местный климат, отличный от условий в окружающей открытой местности. Сквозь кроны леса солнечная радиация проникает в ослабленной степени; в густом лесу вся или почти вся радиация будет рассеянной, а интенсивность ее – малой. Соответственно убывает и освещенность под пологом леса.

Роль деятельной поверхности в лесу переходит к кронам. Температура днем будет максимальной непосредственно над кронами леса, где она значительно выше, чем на том же уровне в открытой местности. Внутри леса днем (в летнее время) температура значительно ниже, чем над кронами. Ночью кроны сильно охлаждаются излучением, потому максимум температуры по вертикали наблюдается в это время на высоте 1 – 2 м над ними, а минимум температуры не на уровне крон, а внутри леса, так как холодный воздух стекает с высоты крон вниз.

Конечно, как радиационный, так и тепловой режим в лесу зависит от возраста и сомкнутости леса, от пород деревьев и прочих биологических факторов.

Летом в лесу днем холоднее, чем в поле, ночью – теплее. Зимой условия сложнее, но разность температур между лесом и полем почти отсутствует. В среднем годовом лес несколько холоднее, чем поле. Годовые амплитуды температуры в лесу немного меньше.

Относительная влажность в лесу выше, чем в поле, на несколько процентов. Летом эта разница наибольшая, зимой она почти отсутствует. Как относительная, так и абсолютная влажность летом наибольшая в кронах деревьев.

При встрече ветрового потока с лесом воздух в большей части обтекает лес сверху. Поэтому над кронами скорость ветра сильнее, чем на той же высоте в открытой местности. Внутри леса по мере удаления от опушки скорость ветра уменьшается. В вертикальном направлении скорость ветра особенно сильно убывает в пределах крон. Под кронами ветер равномерно слабый, а в пределах нижнего метра над земной поверхностью скорость ветра убывает до нуля.

Лес испаряет не сильнее, а, по-видимому, *слабее*, чем хорошо развитая луговая растительность или полевые культуры. Однако испарение с крон леса происходит более длительное время. Непосредственное испарение с почвы в лесу невелико. Главную роль играет транспирация крон, а также испарение осадков, задержанных кронами. Важно, что лес испаряет воду, полученную кронами деревьев с достаточно глубоких горизонтов, поэтому верхний слой почвы в лесу более влажный, чем в поле.

Лес не может существенно увеличивать внутренний влагооборот и не может увеличивать этим путем количество осадков, выпадающих на суше. Но, по-видимому, лес может несколько увеличивать осадки над данным лесным районом и в его окрестностях другим путем. Например, увеличивая шерохова-

тость подстилающей поверхности, лес вызывает подъем воздуха, переходящего с поля на лес, увеличивает турбулентность, а тем самым усиливает и конденсацию. По некоторым расчетам, увеличение осадков лесом может составлять десятки миллиметров за год. Вероятно, играет роль не только общая площадь ослабленности, но и протяженность лесных опушек. Иными словами, чем пятнистее распределение леса, тем больше его влияние на выпадение осадков.

Снег распределяется в лесу равномернее, чем в открытом месте, и плотность его в лесу меньше вследствие ослабления ветра. Правда, в густых хвойных лесах много снега остается на кронах деревьев, а затем испаряется с них или сносится ветром. Таяние снега в лесу замедлено, а почва под высоким и рыхлым снежным покровом промерзает на меньшую глубину, чем в поле.

7. Микроклимат города

Большой современный город сильно влияет на климат. Он формирует свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях создаются своеобразные микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и др.

Большой город, особенно с сильно развитой промышленностью, загрязняет атмосферу над собой, увеличивает ее мутность и тем самым уменьшает приток солнечной радиации. За счет увеличения мутности может теряться до 20% солнечной радиации. Снижение солнечной радиации еще усиливается высокой застройкой в узких улицах. Вследствие той же пелены дыма и пыли на территории города снижено эффективное излучение, а значит, и ночное выхолаживание. В то же время в городе к рассеянной радиации присоединяется радиация, отраженная стенами и мостовыми.

Крыши и стены домов, мостовые и другие элементы города, поглощающие радиацию, нагреваются в течение дня сильнее, чем почва и трава, и отдают тепло воздуху, особенно вечером. Поэтому температура воздуха в городах в 70 – 80% случаев выше, чем в сельской местности; в больших городах средние годовые температуры выше на несколько градусов. Поле температуры над городом характеризуется одной или несколькими замкнутыми изотермами, получившими название *городского острова тепла*. Лучше всего контрасты температуры между городом и окружающей сельской местностью выражены в спокойную антициклонную погоду. Они исчезают при сильном ветре или сплошной облачности. Особенно повышает город минимальные температуры. Разность минимальных температур на городской и загородной станциях может достигать нескольких градусов. С ростом города, т.е. с увеличением его застройки, температура в городе растет.

Испарение, а следовательно, и влажность в городе меньше, чем в сельской местности, вследствие покрытия улиц и стока воды в канализацию. Так как

территория города нагрета больше, чем окружающая местность, и обладает большой шероховатостью, над городом усиливается конвекция и больше развиваются облака, что также уменьшает число часов солнечного сияния и количество ясных дней. Наблюдается и увеличение осадков над городом.

Система городских улиц и площадей приводит к изменениям направления ветра в городе. Ветер преимущественно направляется вдоль улиц. Скорость ветра в городе ослабевает, но в узких улицах усиливается: на улицах и перекрестках легко возникают пыльные вихри и поземки.

В тихую антициклоническую погоду на перегретой территории города наблюдается так называемый *городской бриз*. Слабые ветры направлены днем от окружающей местности к центру города при усилении восходящего движения воздуха над городом. Если общий перенос воздуха достаточно силен, бриз незаметен.

При устойчивой стратификации атмосферы, в особенности при инверсиях температуры, дым может накапливаться в приземном слое атмосферы в таком количестве, что оказывает вредное физиологическое воздействие. Известен задымленный воздух крупных портовых и промышленных городов. Ядовитые дымы и газы, являющиеся отходами производства, могут накапливаться в нижних слоях, особенно если этому благоприятствует рельеф местности, и вызывать массовые отравления.

Автомобильный транспорт вносит наибольший вклад в загрязнение воздуха городов. Так, в Лос-Анджелесе, очень большом городе с развитой промышленностью и огромным количеством автомобилей, в 1963 г. за сутки поступало в воздух до 40 т твердых частичек, 450 т оксидов серы и 190 т оксидов азота.

8. Туманы и смоги в городах

Под влиянием примесей, концентрация которых в воздухе городов резко увеличена, в городах чаще (в 2 – 3 раза) наблюдается *дымка*, т.е. условия видимости менее 10 км. Углеводороды и азотистые соединения, выбрасываемые в первую очередь автотранспортом, под влиянием облучения солнечной радиацией нередко, особенно в низких широтах, претерпевают химические изменения и приобретают коричневую окраску. Так возникает явление, называемое *фотохимическим смогом*, которое оказывает особенно вредное воздействие на человека (прежде всего на глаза), животных и растительность. В ряде городов США, Японии, Западной Европы, Турции и других фотохимический смог наблюдается по несколько десятков дней в году.

Широко распространено мнение, что в городах повторяемость не только дымки (и ее разновидности смога), но и туманов больше, чем в окрестностях. В действительности в больших городах, над которыми существует устойчивый «остров» тепла, повторяемость туманов не только не больше, но и существен-

но меньше (в 2 – 3 раза), чем в их окрестностях. В России это в первую очередь относится к Москве и С.-Петербургу, где разность температур воздуха между городом и окрестностями в среднем больше 1°C. В Москве, например, по наблюдениям на гидрометеорологической обсерватории и на ВДНХ, в среднем фиксируется 20 и 26 дней в году с туманом, а в ее окрестностях (Клин, Дмитров, Загорск, Кинешма) – от 36 до 49 дней.

В С.-Петербурге в течение пяти лет (1970 – 1974) наблюдалось 74 дня с туманом, а в пунктах, удаленных от него на 20 – 80 км, – от 206 до 165 дней. Повторяемость дальности видимости менее 1 км (по инструментальным измерениям) составила в этот период в С.-Петербурге 1,4%, а в пунктах, удаленных от него, от 2,8 до 4,7% от числа наблюдений.

Таким образом, данные наблюдений как за туманом, так и за дальностью видимости указывают на то, что в большом городе туманы наблюдаются в 2—3 раза реже, чем в его окрестностях. Чем объясняется это несколько парадоксальное (по традиционным представлениям) явление?

Загрязнение атмосферы города, конечно же, способствует ухудшению видимости. Однако под влиянием примесей увеличивается, как сказано выше, лишь повторяемость дымок и видимости от 1 до 10 км. Что касается ядер конденсации (которые якобы способствуют более частому образованию туманов в городе), то их более чем достаточно в атмосфере не только городов, но и любого другого района Земли. Известно, что лишь на небольшой части ядер образуются капли и что уже при образовании дымки происходит обводнение ядер. При этом, чем выше относительная влажность воздуха, тем меньше доля ядер конденсации в общей массе капель (в тумане менее 0,1%). Давление насыщенного пара над каплей радиусом более 1 мкм (а в тумане такие капли составляют подавляющее большинство) практически не отличается от давления насыщения над плоской поверхностью воды. Условия существования и роста таких капель определяются изменением относительной влажности воздуха под влиянием температуры.

Воспользовавшись формулой для относительной влажности $f = (e/E) \cdot 100\%$, легко покажем, что в том случае, когда воздух в окрестностях достиг состояния насыщения, относительная влажность в городе составит 92 – 94% при температуре в городе на 1°C выше, чем в окрестностях, и 84 – 88% при разности температур 2°C. Естественно, что при такой влажности туман в городе отсутствует, в то время как в окрестностях он образуется. Для возникновения тумана в городе температура воздуха в окрестностях должна упасть значительно ниже точки росы. Тогда в окрестностях образуется сильный (с большой водностью) туман, в городе же – умеренный или слабый. Рассеиваются в городе прежде всего слабые туманы.

Подчеркнем, что повышение температуры не оказывает заметного влияния на образование туманов в тех городах, где разность температур воздуха между городом и окрестностями не превышает нескольких десятых долей гра-

дуса. В таких городах определяющее влияние на изменение условий видимости оказывает загрязнение атмосферы.

Анализ данных наблюдений показал, что разность температуры воздуха в городе и окрестностях изменяется в широких пределах (от 12 до 9°C), причем город теплее окрестностей (разность температур больше нуля) в 70 – 80% случаев; разность температур больше ночью, чем днем. Определяющую роль в формировании острова тепла над городом играет не только тепло, выделяемое предприятиями, жилыми зданиями и транспортом, но и геофизические факторы, в первую очередь уменьшение эффективного излучения земной поверхностью, облаком примесей и водяным паром, образующимся при сжигании различных видов топлива. Известную роль играют поглощение солнечной радиации облаком примесей, изменение режима испарения, альбедо поверхности (зимой — за счет загрязнения снега) и некоторые другие факторы.

В городах преобладают приподнятые инверсии температуры, в сельской местности — приземные. Основная роль в образовании приподнятых инверсий принадлежит турбулентному обмену.

Характеристика отдельных типов климата Земли

9. Климат Арктики

Климат Арктического бассейна, прежде всего, определяется недостатком или полным отсутствием солнечной радиации зимой и очень большим притоком радиации летом. Годовой радиационный баланс поверхности арктических морей в общем положительный; отрицательный баланс только на плато Гренландии. Но все же летние температуры невысокие, потому что радиация затрачивается на таяние снега и льда, а температура поверхности и воздуха остается близкой к нулю. На тех островах и побережьях, где снег летом тает, она, конечно, выше.

К влиянию радиационных условий присоединяется сильное воздействие общей циркуляции атмосферы. В Арктическом бассейне во все сезоны года наблюдается интенсивная циклоническая деятельность. Циклоны возникают на арктических фронтах, а также проникают в Арктику из более низких широт, где они развиваются на полярных фронтах. Прежние представления о постоянном или хотя бы устойчивом антициклоне в Арктике оказались неправильными. Повышенное давление преобладает, правда, весь год над высоким плато Гренландии. Но в остальной части Арктики давление меняется от месяца к месяцу существенно, и антициклонические системы обнаруживаются на средних картах на сравнительно небольших площадях в разных частях океана, а зимой еще над Аляской и над северо-востоком Азии. Облачность в Арктическом бассейне в общем большая и ветры сильнее.

Циклоническая деятельность, конечно, приводит к притоку в Арктический бассейн теплых воздушных масс с океанов умеренных широт (летом и с материков) и тем самым к смягчению климата Арктики.

Средние месячные температуры в Арктическом бассейне от -40°C зимой до 0°C летом. Температуры трех зимних месяцев – января, февраля и марта – близки между собой.

Наиболее теплая атлантико-европейская область Арктики, где в процессе циклонической деятельности происходят глубокие выносы теплого атлантического воздуха в высокие широты, особенно повышающие температуры зимой, например, на севере Шпицбергена, в Грин-Харборе ($78,0^{\circ}$ с.ш.; $14,2^{\circ}$ в.д.), средняя температура января -16°C , июля $+5^{\circ}\text{C}$, годовая -8°C ; сумма осадков за год 320 мм. В других областях Арктики (кроме атлантико-европейской) средняя температура января всюду ниже -30°C .

В западной части Баренцева моря циклоническая деятельность настолько интенсивна, что осадков за год выпадает около 500 мм. На восток количество осадков быстро убывает.

В азиатской (восточно-сибирской), канадской и тихоокеанской областях Арктики зима значительно холоднее, чем в атлантико-европейской области, но лето в общем такое же. Форт-Росс ($72,0^{\circ}$ с.ш., $94,0^{\circ}$ з.д.) в июле имеет среднюю температуру $+4^{\circ}\text{C}$, в феврале -33°C , а среднюю годовую -15°C . Осадков здесь 100 – 200 мм в год. На мысе Шалаурова ($73,0^{\circ}$ с.ш., $143,3^{\circ}$ в.д.) в июле $+3^{\circ}\text{C}$, в феврале -31°C , средняя годовая -15°C ; осадков за год 140 мм.

В центре Арктического бассейна средние температуры от -40°C зимой до 0°C летом.

Гренландия с ее большой высотой над уровнем моря и преобладающим антициклоническим режимом имеет особенно суровый континентальный климат. На плато, на станции Айсмитге ($70,9^{\circ}$ с.ш., $40,6^{\circ}$ з.д., 3300 м) средняя температуры июля -14°C , января -49°C , годовая -32°C . Вероятно, это еще не предел суровости климата Гренландии. Абсолютный минимум температур здесь около -65°C .

Южная Гренландия часто пересекается циклонами, поэтому температура здесь выше и годовое количество осадков более 1000 мм. Но к северу осадки быстро убывают и на севере острова не превышают 100 мм.

10. Субполярный климат

В субарктическом (субантарктическом) поясе зимой преобладает арктический (антарктический) воздух, летом – воздух умеренных широт. *В субарктическом поясе различают два основных типа климата: континентальный и океанический.* Континентальный субарктический климат наблюдается главным образом в Северном полушарии, морской – в Южном полушарии.

По северным окраинам Евразии и Северной Америки в широтах, которые можно назвать уже субполярными, расположена зона *тундры*. Зимы здесь продолжительные и суровые, лето холодное и с заморозками. В Азии в этом типе климата располагаются полюсы холода Северного полушария (район Верхоянска и Оймякона), Средняя температура самого теплого месяца не выше $+10 - +12^{\circ}\text{C}$; это тот предел, при котором могут произрастать деревья. Холодное лето и определяет ландшафт тундры. Осадков в тундре меньше, чем в зоне тайги, – менее 300 мм, а в Восточной Сибири, где в зону тундры реже попадают циклоны, – даже менее 100 мм.

Хотя осадков мало, облачность большая и дней с осадками много; следовательно, выпадают они в незначительных количествах вследствие малого влагосодержания воздуха при низких температурах. Максимум осадков приходится на лето. Как ни малы осадки, но при низких температурах они *превышают испаряемость*, поэтому в тундре наблюдается *избыточное увлажнение* и вследствие вечной мерзлоты *заболачивание*.

В тундре более или менее выражен муссонный характер циркуляции атмосферы: летом преобладают ветры с составляющей', направленной на материк, зимой – с материка.

В Салехарде ($66,5^{\circ}$ с.ш., $66,6^{\circ}$ в.д.) средняя температура июля $+14^{\circ}\text{C}$, января – -25°C ; осадков за год выпадает 418 мм. На станции Форт-Гуд-Хоп ($66,3^{\circ}$ с.ш., $128,6^{\circ}$ з.д.) в июле $+15^{\circ}\text{C}$, в январе -30°C ; осадков за год 292 мм.

11. Климаты умеренных широт

В умеренных широтах наблюдаются *большие сезонные различия в радиационных условиях*. Летом радиационный баланс подстилающей поверхности велик и в районах с небольшой облачностью приближается к условиям тропических широт, зимой на материках он отрицательный.

Умеренные широты являются также ареной наиболее интенсивной циклонической деятельности на полярных и арктических фронтах, поэтому режим погоды здесь очень изменчив. Часты вторжения воздушных масс, как из полярных, так и из субтропических широт, а, следовательно, и резкие изменения температуры.

В Северном полушарии существуют большие различия в циркуляционных условиях на материках и океанах, обуславливающие резко выраженные типы морского и континентального климата. В преимущественно океаническом Южном полушарии континентальный тип климата в умеренных широтах практически отсутствует.

Весьма значительные различия климата существуют на западных и восточных окраинах материков умеренных широт. *Климат западных берегов, подверженных преобладающему воздействию морских воздушных масс, является переходным от морского к континентальному; часто его называют просто*

морским. На восточных берегах наблюдается муссонный тип климата, особенно в Азии.

В умеренном поясе Б.П.Алисов выделяет следующие четыре типа климата: *континентальный, морской климат западных частей материков, муссонный климат восточных частей материков и океанический.*

Континентальный климат умеренных широт. Этот тип климата имеется на материках Евразии и Северной Америки. Он характеризуется теплым летом и холодной зимой с устойчивым снежным покровом. Годовая амплитуда температуры большая и растет с удалением в глубь материка. Условия увлажнения меняются в направлении как с юга на север, так и с запада на восток.

В южной части умеренных широт Евразии зимой преобладает режим высокого давления. На климатологических картах именно в этих широтах находится центр знаменитого *зимнего Азиатского антициклона с отрогом*, направленным на южную часть Европы. Поэтому зимние осадки здесь небольшие и убывают с удалением в глубь материка. Снежный покров по этой причине невысокий, а в Забайкалье, вблизи центра антициклона, достигает ничтожных величин, несмотря на очень суровую зиму.

Летом в южной части умеренных широт Евразии также нередки антициклоны уже субтропического типа, способствующие жаркой и сухой погоде. Летние осадки больше, но и они недостаточны из-за высокой испаряемости при больших летних температурах, поэтому увлажнение в южной части умеренных широт оказывается недостаточным. В общем, за год здесь выпадает 200—450 мм осадков. В результате, начиная от Молдовы, через Украину, южную часть европейской территории России и дальше за Урал, до Монголии включительно, тянутся *степи*, в которых летом нередко создаются засушливые условия. В Прикаспийской низменности степи переходят в *полупустыню*, а за Уралом, в северной части Туранской низменности (Казахстан), — даже в *пустыню*, т.е. в области с постоянно сухим (аридным) климатом. В Херсоне (46,6° с.ш., 32,6° в.д.) средняя температура июля +23°C, января -4°C; годовая сумма осадков 380мм. В Ахтубе (48,3° с.ш., 46,1° в.д.) в июле +25°C, январе -9°C; осадков за год 240мм. В Балхаше (46,9° с.ш., 75,0° в.д.) в июле +24°C, в январе -15°C; осадков за год 127 мм. Под одной и той же широтой с удалением на восток понижаются зимние температуры и убывают осадки, меняются ландшафты: от степи через полупустыню до пустыни.

В более высоких широтах умеренного пояса Евразии лето менее жаркое, но все же очень теплое, зима более суровая (для каждой данной долготы)* большие годовые суммы осадков (300 – 600 мм). Континентальность так же растет с запада на восток (главным образом за счет понижения температур зимы): возрастают годовые амплитуды температуры и убывают осадки. Снежный покров здесь выше и лежит дольше. Это *зона смешанных или лиственных лесов*. Сравним условия в некоторых ее пунктах. В Москве (55,8° с.ш., 37,6° в.д.) средняя температура июля +18°C, января -10°C; годовая сумма

осадков 600 мм. В Казани (55,8° с.ш., 49,1° в.д.) в июле +20°C, в январе -13°C; осадков за год 459 мм. В Новосибирске (55,0° с.ш., 82,9° в.д.) в июле +19°C, в январе -19°C; осадков за год 425 мм. Максимум осадков везде приходится на лето.

Еще севернее располагается зона *тайги*, которая тянется от Скандинавии до Тихого океана, с такими же закономерностями в изменении климата с запада на восток, но с большей суровостью зимы. Южная граница зоны тайги в направлении на восток смещается к более низким широтам. В Забайкалье климат тайги уже непосредственно граничит со степным климатом; зона лиственных лесов между тайгой и степью здесь исчезает. На север тайга и ее климат дальше всего заходят на Таймыре. Лето в зоне тайги такое же жаркое, как и в более низких широтах, но зима еще холоднее. Именно за счет *суровости зимы* климат в восточной части зоны тайги достигает наибольшей континентальности. Осадков выпадает, в общем, столько же, сколько и в зоне лиственных лесов; увлажнение в общем достаточное, в Западной Сибири приводящее даже к заболачиванию. В Каргополе (61,5° с.ш., 38,9° в.д.) средняя температура в июле +17°C, в январе -12°; осадков за год 540 мм. В Енисейске (58,4° с.ш., 92,1° в.д.) в июле +18°C, в январе -22°C; осадков за год 460 мм. В Якутске (62,0° с.ш., 129,6° в.д.) в июле +19°C, в январе -44°C; осадков за год 190 мм. Именно в Якутии континентальность климата достигает наибольшей величины.

Климат восточных частей материков в умеренных широтах. На востоке Азии климат типично муссонный. Муссоны умеренных широт являются продолжением муссонов тропических и субтропических, выражены очень отчетливо, а наблюдаются примерно до широты северного Сахалина. Юг Камчатки от них свободен, а над Охотским морем и над севером Камчатки обнаруживается лишь муссонная тенденция. Таким образом, умеренный муссонный климат наблюдается в Приморском крае, в северо-восточном Китае, в северной Японии и на Сахалине.

Зимой окраина материка оказывается на периферии Азиатского антициклона и здесь преобладает перенос холодного воздуха из Восточной Сибири, поэтому зима малооблачная и сухая со значительными холодами и резким минимумом осадков. Летом над востоком Азии господствует циклоническая деятельность с достаточно обильными осадками, примером могут служить данные для Хабаровска (48,5° с.ш., 135,0° в.д.), где средняя температура в июле +21°C, в январе -22°C и осадков 569 мм в год, из которых на зимнее полугодие (октябрь—март) приходится лишь 99 мм.

В северных районах российского Приморья, где муссонный режим ветра выражен слабо или отсутствует, зима вследствие сильной циклонической деятельности мягче и распределение осадков в течение года равномерное. Так, на станции Ключи на Камчатке (56° с.ш., 160° в.д.) средняя температура в июле +15°C, в январе -17°C; осадков 562 мм в год, из них 314 мм приходится на зимнее полугодие.

12. Субтропические климаты

В субтропических широтах, т.е. в широтах порядка $25 - 40^\circ$ (см. карту), *климатические условия определяются резкой сезонной сменой условий циркуляции и, следовательно, резкой сменой преобладания воздушных масс.*

Летом зоны высокого давления и полярные фронты смещаются в более высокие широты. При этом субтропики захватываются тропическим воздухом из более низких широт или сами становятся очагами формирования масс тропического воздуха. Вследствие смещения субтропических антициклонов к высоким широтам давление в субтропиках над океанами летом повышено. Над сушей оно понижено, так как в связи с летним прогреванием суши над ней возникают области низкого давления, называемые *термическими депрессиями*.

Зимой полярные фронты смещаются к низким широтам и потому субтропики захватываются умеренным воздухом. При этом циклоническая деятельность распространяется над океаном в субтропики. Над материками давление в субтропиках зимой в среднем растет, так как зимние континентальные антициклоны распространяются и на субтропические широты, хотя циклоническая деятельность периодически наблюдается и здесь. Отсюда и сезонные различия в режиме погоды, а следовательно, и в климате субтропиков.

Различаются четыре основных варианта субтропических климатов: субтропический континентальный, океанический субтропический, субтропический западных берегов, или средиземноморский, субтропический восточных берегов, или муссонный.

Континентальный субтропический климат. Летом субтропики внутри материков находятся под воздействием размытых областей пониженного давления без фронтов, так называемых термических депрессий. В них формируются массы континентального тропического воздуха с высокой температурой, низким влагосодержанием и малой относительной влажностью. Погода здесь летом малооблачная, сухая и жаркая. Средние температуры летних месяцев близки к $+30^\circ\text{C}$ или превышают эту величину. Зимой на эти районы распространяется циклоническая деятельность, так как здесь часто формируются циклоны или проходят полярные фронты. Погода неустойчивая, с резкими сменами температуры и осадков. Годовое количество осадков не более 500 мм, а иногда и много меньше. Это *зона степей, полупустынь и пустынь*.

Например, в Тегеране ($35,7^\circ$ с.ш., $51,5^\circ$ в.д., высота 1160 м) средняя температура июля $+29^\circ\text{C}$, а января $+2,6^\circ\text{C}$, в отдельные годы бывают и морозы до -20°C . Осадков выпадает за год 228 мм, из них с июля по сентябрь только по 1 – 2 мм в месяц, а с ноября по апрель – 199 мм (за все полугодие).

К зоне континентального субтропического климата относится и большая (южная) часть пустынь Туранской низменности, расположенной на территории Средней Азии. Здесь зимой господствует умеренный воздух, поэтому зимние температуры значительно ниже, чем в тропических пустынях; летом

формируются массы континентального тропического воздуха с очень высокой температурой, низкой относительной влажностью, очень малой облачностью и большой запыленностью. Летом характерно обилие солнца, как и в тропических пустынях. Так, в Термезе в году 207 ясных дней и всего 37 дней пасмурных. В Ташкенте (41,3° с.ш., 68,3° в.д.) средняя температура июля +27°C, января -1°C, осадков 384 мм, причем на месяцы июнь-сентябрь из них приходится только 20 мм. Но в Ташкенте осадков еще сравнительно много. В большей части равнинной Средней Азии их выпадает в год от 100 до 200 мм. Например, в Байрам-Али (37,36° с.ш., 61,11° в.д.) осадков всего 135 мм в год, причем в июле, августе и сентябре осадки вообще не выпадают.

В отдельные летние дни температура в некоторых пунктах Туркмении повышается до +50°C. Зимой в Туранской низменности возможны значительные морозы (до -30°C и ниже) вследствие свободного проникновения холодных воздушных масс из Сибири и Арктики.

Океанический субтропический климат. В субтропических широтах океанов летом преобладает режим антициклонов с малооблачной и сухой погодой со слабыми ветрами, а зимой – циклоническая деятельность с дождями и сильными ветрами, часто со штормами. Годовые амплитуды температуры, конечно, меньше, чем в континентальном типе, в среднем около 10°C.

В восточных частях океанов лето сравнительно прохладное, так как сюда часто проникают воздушные течения из более высоких широт (по восточной периферии субтропических антициклонов) и здесь проходят холодные океанические течения. В западных частях океанов лето более теплое. Зимой, наоборот, в западные части океанов попадают холодные массы воздуха с материков (Азии, Северной Америки) и температуры здесь ниже, чем на востоке.

В центральных частях океанов Северного полушария средние температуры летних месяцев в субтропиках + 15 – +25°C, зимних месяцев +5 – +15°C. В Южном полушарии зимние температуры выше, а летние ниже, а годовые амплитуды еще меньше.

Субтропический климат западных берегов (средиземноморский). Летом западные берега континентов в субтропиках находятся на восточной периферии субтропических антициклонов, или в их отрогах. Преобладает ясная и сухая погода. Зимой здесь часто проходит или возникает полярный фронт с циклонической деятельностью на нем и с осадками. Таким образом, лето в средиземноморском климате достаточно жаркое и сухое, зима дождливая и мягкая. Ежегодно может выпадать снег, но без образования снежного покрова. Осадки, в общем, не очень большие. Малое количество осадков летом придает погоде характер некоторой засушливости. Большие осадки могут выпадать только на наветренных склонах гор, например на Адриатическом побережье Югославии.

К субтропическому типу климата относится западное Закавказье, особенно Колхидская низменность, где сильное влияние на климат оказывает своеоб-

разное распределение суши и моря в сочетании с орографией. Зима здесь самая теплая на всей территории Причерноморья, а лето не слишком жаркое, но очень душное вследствие большой влажности воздуха.

В Батуми (41,6° с.ш., 41,6° в.д.) средняя температура июля и августа +23°C, а января +7°C. Осадки в этом климате очень обильные – в Батуми выпадает за год 2560 мм. Максимум осадков приходится на осенние и зимние месяцы (в сентябре 320 мм), но они достаточно обильны и летом. По типу растительности этот район близок к областям муссонного субтропического климата. Осадков 615 мм, причем 484 мм из них выпадают в холодное полугодие.

Ветры в средиземноморском климате обнаруживают ясную муссонную тенденцию. Но в климатологии принято относить к муссонным только климаты восточных берегов континентов, где максимум осадков приходится на лето.

Средиземноморский климат характеризуется своеобразной растительностью, включающей много засухоустойчивых видов; это леса и кустарники с большой примесью вечнозеленых пород.

Субтропический климат восточных берегов (муссонный). На восточных окраинах материков в субтропиках наблюдается муссонный тип климата. Зимой эти районы находятся под влиянием холодных северо-западных воздушных течений с материка; летом в юго-восточных потоках сюда приходит воздух с океана. *Годовой ход осадков противоположен средиземноморскому типу.* Зимой погода ясная и сухая; летом, напротив, обильны осадки, выпадающие в циклонах над материком, частью конвективные, частью фронтальные. Играет большую роль и орографическое усиление осадков на неветряных склонах.

13. Характеристика климата Вологодской области

Климат обусловлен космическими и географическими факторами, в том числе солнечной радиацией, атмосферной циркуляцией, подстилающей поверхностью. Особенности климата Вологодской области определяются ее положением на севере Восточно-Европейской равнины, где часта смена воздушных масс и атмосферных фронтов. В результате этого в области формируется умеренно-континентальный климат таежной зоны с умеренно теплым летом, умеренно холодной зимой, неустойчивой погодой.

Количество поступающей солнечной радиации зависит от высоты Солнца над горизонтом и продолжительности дня. Самое «высокое» Солнце наблюдается в полдень в самый длинный день в году – день летнего солнцестояния (22 июня). Ниже всего Солнце стоит над горизонтом в самый короткий день – день зимнего солнцестояния (22 декабря). В дни равноденствий – весеннего (21 марта) и осеннего (23 сентября), когда день равен ночи, Солнце по высоте над горизонтом занимает промежуточное положение. Об этом можно судить по рисунку в атласе Вологодской области. На нем показано изменение

высоты Солнца и продолжительности дня и ночи на параллели 60° с.ш., которая проходит примерно посередине области. Соответственно изменяется величина суммарной радиации.

В июне на горизонтальную поверхность в виде прямой и рассеянной радиации поступает около 14 ккал на кв. см (580 МДж/м^2)*, в декабре – $0,6 \text{ ккал/см}^2$ (25 МДж/м^2), в марте – 7 ккал/см^2 (300 МДж/м^2), в сентябре – 6 ккал/см^2 . Всего же в течение года на территорию Вологодской области приходится около 80 ккал/см^2 (5500 МДж/м^2) суммарной солнечной радиации. Треть от этого количества отражается от поверхности, остальная часть поглощается ею. На нагревание и испарение затрачивается 30 ккал (1260 МДж).

В среднем за год территория нашей области получает тепла больше, чем расходует его. Но зимой и осенью расход тепла превышает приход. В результате температура воздуха понижается. На ход температуры и других климатических показателей очень сильно влияют воздушные массы, которые в то или иное время господствуют над территорией области.

В течение всего года в области преобладают умеренные воздушные массы – континентальные и морские. При этом явное преимущество имеет континентальный умеренный воздух (кУВ): летом в 60% случаев, зимой – в 40%. Зимой холодный континентальный воздух в основном проникает с востока, из Сибири. С его приходом наступает морозная сухая погода. Летом теплый континентальный воздух приходит с юга. Устанавливается жаркая погода.

Воздух, пришедший летом с других сторон, тоже приобретает свойства континентального, но не столь жаркого и менее сухого.

Морской умеренный воздух (мУВ) приходит с Атлантического океана. Он влажный, зимой более теплый, летом прохладный. Его приход в зимнее время сопровождается повышением температуры, оттепелями и снегопадами, летом – погодой с дождями.

Континентальный арктический воздух (кАВ) вторгается со стороны покрытого льдом Карского моря. Морской арктический воздух (мАВ) чаще приходит весной и осенью с незамерзающих Норвежского и Гренландского морей. Арктический воздух влияет на погоду так же, как и умеренный, но температура при его приходе бывает ниже.

Летом с юго-востока, из Средней Азии, иногда проникает континентальный тропический воздух (кТВ), а с юго-запада, со Средиземного и Черного морей, – морской тропический воздух (мТВ). В первом случае устанавливается сухая и жаркая погода, во втором – жаркая, с дождями и грозами.

На границах различных воздушных масс возникают атмосферные фронты: арктический фронт – на стыке арктического и умеренного воздуха, полярный фронт – при встрече умеренного и тропического воздуха. Атмосферные фронты передвигаются вместе с перемещением воздушных масс. С фронтами связано образование огромных атмосферных вихрей – циклонов и антициклонов. Для циклонов характерна неустойчивая, ветряная, облачная с осадками

погода. В антициклонах погода более устойчива, со слабыми ветрами, малооблачная. Погода циклонов в области бывает чаще, особенно зимой и осенью.

14. Организация наблюдений и прогнозы погоды в Вологодской области. Вологодский областной центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ВЦГМС)

Вологодский областной центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (далее ВЦГМС) является организацией Северного межрегионального территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (далее СУГМС) Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (далее Росгидромет), созданной Указом Президента РФ от 20.05.2004 г. № 649.

ВЦГМС выполняет *специальные* (исполнительные, контрольные) функции в области гидрометеорологии и смежных с ней областях. Центр осуществляет наблюдения за гидрометеорологическими процессами, загрязнением окружающей природной среды, обеспечивает органы государственной власти, отрасли экономики, население информацией о фактическом и прогнозируемом состоянии окружающей природной среды, ее загрязнении, в том числе экстренной информацией по территории Вологодской области.

Организационно-правовая форма ВЦГМС – государственное учреждение. Учредителем является Росгидромет. Вологодский ЦГМС создан приказом Северного УГМС от 31.08.1988 г. № 507 путем реорганизации зональной гидрометеобсерватории «Вологда».

Вологодский ЦГМС имеет давнюю историю. Первые метеорологические наблюдения в г. Вологде начались в 1806 г. при городской гимназии (ныне университет) и проводились с перерывами до 1852 г. Первым наблюдателем был учитель естественной истории А.Ф. Фортунатов. Результаты своих наблюдений за 1806 -1812 гг. он опубликовал в книге «Метеорологические наблюдения и разные физические замечания, – сделанные в Вологде», изданной в 1814 г. в типографии Московского университета.

В октябре 1875 г. при телеграфной станции была организована метеостанция. Наблюдения проводились 3 раза в сутки – в 7, 13 и 21 час по местному времени. С 1884 г. метеонаблюдения проводились при реальном училище (ныне ср. школа № 1). Результаты наблюдений по 1919 г. были опубликованы о Летописях Главной геофизической обсерватории (Пулково).

В 1919г. метеостанция была перенесена к пос. Молочное и работала при молочном институте. Первоначально она называлась Вологда – опорная, а с 1936 г. – Вологда – Молочное. Метеонаблюдения были дополнены гидрометеорологическими. С сентября 1935г. метеонаблюдения проводились в четыре срока в – 1, 7, 13 и 19 часов по местному времени.

В 1943 г. в Вологодской области организуется радиозондирование атмосферы. С 1966 г. наблюдения на метеостанции проводятся 8 раз в сутки.

В 1974г. в области установлен метеорологический радиолокатор МРЛ-2, который дает информацию об облачных системах и связанных с ними опасных явлениях: грозы, шквалы, сильные осадки и т. д., в радиусе до 200 – 300 км.

Первые гидрологические наблюдения на водных объектах области были начаты в 1878 г. С тех пор гидрологические наблюдения ведутся систематически и в настоящее время на территории Вологодской области имеется обширная гидрологическая сеть, насчитывающая 3 гидрологические станции и 67 постов.

Ныне Вологодский ЦГМС объединяет 16 метеорологических, 3 авиационные, 3 гидрологические станции, аэрологическую и радиолокационную станции. Кроме того, наблюдения проводятся на 4 метеорологических, 2 агрометеорологических и 67 гидрологических постах. Вологодский ЦГМС имеет современное оснащение и комплексную аналитическую лабораторию по мониторингу загрязнения окружающей среды.

Аэрологические наблюдения проводятся при помощи аэрологического вычислительного комплекса АВК-1, установленного в пос. Семенково-2. Большой объем гидрометеорологической информации собирается с помощью программно-аппаратного комплекса «Трансмет», включенного в единую компьютерную всемирную метеорологическую сеть, позволяющую осуществлять обмен метеоинформацией на всей планете.

При проведении гидрометеорологических наблюдений за загрязнением окружающей среды в последнее время используются программно-аппаратные комплексы. Внедрены автоматические метеорологические станции МА-6-3. При производстве наблюдений используется большое количество измерительных средств и техники. Внедрены новейшие метеорологические и спутниковые системы «ГИС-Метео» и АПК «АЛИСА».

Вологодский ЦГМС проводит регулярные наблюдения за состоянием окружающей природной среды, ее загрязнением, возникновением опасных природных явлений и экстремально высоких уровней загрязнения, их развитием и распространением. ВЦГМС осуществляет подготовку информации о состоянии окружающей среды, ее загрязнении, обеспечивает этой информацией потребителей, предупреждает органы государственной власти, Вооруженные силы, органы МЧС о возникновении и развитии опасных природных явлений и экстремально высоких уровней загрязнения.

ВЦГМС активно участвует в природоохранной деятельности, разработке проектов предельно допустимых выбросов и сбросов загрязняющих веществ предприятий, обеспечивает ведение государственного учета водных ресурсов и государственного кадастра.

Для решения многочисленных задач Вологодский ЦГМС имеет в своем составе отделы и оперативно-производственные подразделения:

1. Отдел гидрометеорологического обеспечения (ОГМО);
2. Отдел метеорологии и агрометеорологического режима (ОМ и АМР);
3. Отдел гидрологии (ОГ);
4. Отдел руководства наблюдательной сетью (ОРНС);
5. Отдел агрометеорологических наблюдений (ОАМН);
6. Отдел аэрологии (АЭ);
7. Комплексная аналитическая лаборатория мониторинга загрязнения окружающей среды (КЛМС);
8. Радиоаппаратная связи.

Отдел гидрометеорологического обеспечения (ОГМО) осуществляет сбор, обработку и выдачу гидрометеорологической и прогностической информации потребителям. В задачи отдела входит разработка краткосрочных прогнозов погоды и прогнозов пожароопасности на территории области. ОГМО также осуществляет специализированное гидрометеорологическое обеспечение (СГМО) отраслей экономики и физических лиц, объемы которого увеличиваются из года в год. Если к 1997г. договоров бы по около 30, то в 2003г. их количество увеличилось до 100. Доля доходов от СГМО по отраслям экономики колеблется от 2% для промышленных предприятий до 47% для топливно-энергетического комплекса.

Отдел метеорологии и агрометеорологического режима (ОМ и А/р) осуществляет методическое руководство сетью метеорологических станций и постов. Сеть включает 16 метеостанций и 35 постов, а агрометеорологические наблюдения проводятся на 14 станциях и 2 постах. Отдел осуществляет инспектирование, анализ наблюдений, составление замечаний, указаний и разъяснений по улучшению их качества, комплектование материалов и сдачу их на хранение. Результаты наблюдений заносятся в электронную базу данных, обрабатываются и хранятся на магнитных носителях.

Отдел гидрологии (ОГ) осуществляет производство наблюдений и методическое руководство обширной гидрологической наблюдательной сетью на территории области. Он осуществляет руководство тремя гидрологическими станциями и 67 постами. Отдел производит сбор результатов наблюдений, их обработку и анализ. По результатам анализа составляются замечания, рекомендации по улучшению качества наблюдений. Большой объем гидрологической информации с наблюдательной сети обрабатывается и передается в СУГМС для издания гидрологических ежегодников.

Отдел руководства наблюдательной сетью (ОРНС) обеспечивает устойчивое функционирование всей наблюдательной сети ВЦГМС, решает вопросы обеспечения её измерительной и другой техникой, материалами и запасными частями. ОРНС осуществляет общее руководство всей наблюдательной сетью, обеспечивает производство наблюдений в соответствии с нормативными до-

кументами. Отдел проводит работу по государственной поверке средств измерений, стандартизации и метрологии и обеспечивает предоставление отчетности о работе наблюдательной сети.

Отдел агрометеорологических наблюдений (ОАМН) производит метеорологические и агрометеорологические наблюдения за загрязнением природной среды, кислотностью атмосферных осадков, осуществляет производственное и методическое руководство двумя агрометеорологическими постами.

Отдел аэрологии (ОАЭ) проводит аэрологические и метеорадиолокационные наблюдения, осуществляет методическое руководство этими видами наблюдений.

ЦГМС организует первичную обработку информации и осуществляет передачу в сеть Росгидромета.

Комплексная аналитическая лаборатория по мониторингу загрязнения окружающей среды (КЛМС) осуществляет наблюдения за загрязнением поверхностных вод и атмосферного воздуха на территории области. Лаборатория аккредитована и имеет лицензию на все производимые виды работ. КЛМС производит также расчет фоновых концентраций и согласование проектов предельно допустимых норм выбросов и сбросов вредных веществ. Также она осуществляет занесение данных о загрязнении окружающей среды в электронную базу данных, их обработку и предоставление информации в госфонд. При обработке информации используются программно-аппаратные средства «Гидрохим-фон-1», «Гидрохим-фон-2», «АСОИЗА-ПЭВМ».

Виды продукции, предоставляемые вологодским потребителям ВГМЦ:

1. Текущая и справочная по гидрометеорологии:

- температура воздуха; температура почвы на поверхности и на глубинах; влажность воздуха; атмосферное давление; облачность; направление и скорость ветра; осадки; атмосферные явления; видимость;
- снежный покров и гололедные отложения; уровни и расходы воды в водоемах области; ледовые явления.

По агрометеорологии:

- влажность почвы; глубина промерзания и оттаивания почвы; фенологические наблюдения; урожайность сельскохозяйственных культур.

По аэрологии:

- данные на изобарических поверхностях (высота, температура, дефицит точки росы, направление и скорость ветра).

2. Прогностическая продукция:

- прогнозы погоды в целом по территории, районам, пунктам, рекам на различные сроки от 12 до 5 суток; прогнозы пожароопасности; ежедневный ГМБ; прогнозы по гидрологии рек (уровня, половодья, паводка, ледовых вскрытий, проточности);

– агрометеорологические прогнозы (фенологические, урожайности, декадный и месячный агрометбюллетени); прогнозы по загрязнению атмосферного воздуха.

3. Штормовые предупреждения об опасных гидрометеорологических явлениях:

- сильных осадках и ветре;
- продолжительных метелях;
- гололедных явлениях, заморозках;
- грозах, резких изменениях погоды;
- высоких уровнях воды и т.д.

4. Экологическая информация:

– отбор и анализ проб поверхностных вод атмосферного воздуха, расчет фоновых концентраций загрязняющих веществ при проведении изысканий, проектировании и строительстве; информация о состоянии загрязнения природных объектов (воздух, вода);

– проведение экологического мониторинга природных объектов по заказам организаций.

По экспертным оценкам применение гидрометинформации позволяет снизить затраты в среднем на 15 - 20%. Получаемая Вологодским ЦГМС информация необходима для разработки природоохранных мероприятий, оценки риска проживания населения на загрязненных территориях, при расчете нормативов предельно допустимых выбросов и сбросов загрязняющих веществ, при подготовке экологической экспертизы на проекты планируемой хозяйственной деятельности, ведении арбитражных и других спорных дел при компенсации ущербов, возникающих при аварийном загрязнении и других целей.

Библиографический список

- 1.Хромов, С. П. Метеорология и климатология / С. П. Хромов, М.А. Петросянц. – Москва : Издательство МГУ, 2004. – 586 с.
- 2.Будыко, М. И. Климат в прошлом и будущем / М. И. Будыко. – Ленинград : ЛГУ, 1980. – 234 с.
3. Мячкова, М. А. Климат СССР / М. А. Мячкова. – Москва : Гидрометеопиздат, 1983. – 340 с.
4. География Вологодской области / под ред. С. Н. Прасловой. – Москва : Технологическая школа бизнеса, 1997. – 206 с.
5. Атлас Вологодской области / гл. ред. Е. А.Скупинова. – Санкт-Петербург : Аэрогеодезия, 2007. – 108 с.
6. Моргунов, В. К. Основы метеорологии, климатологии. Метеорологические приборы и методы наблюдений : учеб. пособие / В. К. Моргунов. – Ростов-на-Дону : Феникс ; Новосибирск : Сиб. соглашение, 2005. – 331 с.

Учебное издание

УЧЕНИЕ ОБ АТМОСФЕРЕ

Курс лекций

Составитель Валерий Павлович Уханов

Редактор И.Т. Куликова

Подписано в печать 23.12.2014. Формат 60 × 90/16

Бумага писчая. Печать офсетная.

Усл.-п.л. 9,1. Тираж 20 экз. Заказ № 1.

Отпечатано: РИО, ВоГУ 1600щщ, г. Вологда, ул. С. Орлова, 6