

МИНИСТЕРСТВО ТРАНСПОРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

НОВОСИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ АКАДЕМИЯ  
ВОДНОГО ТРАНСПОРТА

551.5  
М 791

**Моргунов В.К.**

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ**  
**по курсу “Климатология и метеорология”**

**Часть 2. “Климатология “**

**для студентов III курса специальности 320600**  
**“Комплексное использование и охрана водных ресурсов”**

Новосибирск 2000

УДК 551.5(07)

Моргунов В.К. Конспект лекций по курсу “Климатология и метеорология” ч.2 “Климатология”, Новосибирск, Новосибирская государственная академия водного транспорта, 2000

Конспект лекций содержит в кратком изложении основы общей климатологии. Рассматриваются климатообразующие факторы (солнечная радиация, свойства подстилающей поверхности, циркуляция атмосферы и океанические течения, рельеф), типы воздушных масс, климатологические фронты, понятия мезо- и микроклимата, распределение климатических характеристик на земном шаре, классификация климатов, изменения и колебания климата, антропогенные влияния на климат. Объяснения климатических явлений даются на основе законов физики.

Описания климатических процессов иллюстрируются картами и рисунками.

Конспект лекций предназначен в качестве учебного пособия для студентов III курса специальности 320600 “Комплексное использование и охрана водных ресурсов”.

Пособие рассмотрено и утверждено на заседании кафедры Гидрогеологии и водных изысканий 15 мая 2000 г.

- © Новосибирская государственная академия водного транспорта, 2000
- © Моргунов В.К., 2000

## ВВЕДЕНИЕ

В метеорологии изучаются физические процессы и явления, происходящие в атмосфере. Эти процессы проявляются в виде погоды, представляющей собой совокупность метеорологических элементов на данный момент времени и в данной точке пространства. Метеорологические элементы - это атмосферное давление, температура и влажность воздуха, облачность, осадки, ветер и др. Погода непрерывно изменяется.

Наблюдения за погодой за многолетний период позволяют определить климат данной местности.

Слово климат происходит от греческого “Климатос”, что означает наклон. Имеется в виду наклон солнечных лучей к земной поверхности. Греки считали, что климат зависит от высоты Солнца над горизонтом, т.е. от географической широты места.

В действительности климат данной местности является результатом суммарного воздействия ряда климатообразующих факторов.

В отличие от погоды определений климата известны десятки. Климат данной местности можно определить, как характерный для нее многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, ее преобразованием в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов. Климат, в отличие от погоды, обладает относительной устойчивостью и является важной физико-географической характеристикой местности.

В зависимости от пространства, на которых формируются определенные климатические условия, различают: макроклимат - климат крупных географических зон планетарного масштаба; мезоклимат и микроклимат - климат данной местности.

Для изучения климата используются многолетние наблюдения на метеорологических станциях.

Климатология - наука, занимающаяся изучением процессов формирования климата.

Обычно климатологию подразделяют на общую климатологию и климатографию, изучающую климатические условия различных мест земного шара. Под климатографией понимают также совокупность сведений о климатах земного шара или большей его части (климатография мира, России, Азии и др.). Климатология тесно связана с астрономией, метеорологией, географией, гидрологией. Климатология, будучи связанной с физическими процессами в атмосфере, чем занимается метеорология, одновременно является и географической наукой, поскольку климат есть один из

компонентов географической среды и понимание климатических явлений возможно лишь при учете географических факторов, взаимно связанных с климатом.

Климатология имеет большое практическое значение. Данные о климате используются различными отраслями народного хозяйства. В связи с этим образовались разделы климатологии: микроклиматология, климаты городов, агроклиматология, лесная, транспортная, строительная медицинская климатологии.

Человечество всегда интересовалось климатом, так как с климатом были связаны условия жизни человека и его быт.

С большим разнообразием климатов европейцы встретились во время Великих географических открытий XV, XVI веков.

Инструментальные наблюдения за погодой стали возможны лишь с изобретением термометра, барометра и других приборов (XVI, XVII вв.). Но лишь с XVIII в. наблюдения стали приобретать научный характер.

XVIII век был веком крупнейших географических открытий, которые оказали большое влияние и на развитие климатологии.

М.В.Ломоносов знал о существовании конвективных токов в атмосфере, понимал значение взаимодействия моря и суши для климата.

Громадное значение имело введение картографического метода в климатологию, так как с его помощью могли быть выявлены основные закономерности в распределении метеорологических элементов. Первая карта годовых изотерм земного шара была составлена А.Гумбольдом (1817 г.). Дове построил карту изотерм января и июля. Первые карты изобар были построены Буханом в 1869г. Кеппен предложил классификацию климатов.

Основателем климатологии в России был А.И.Воейков (1842-1916 гг.). Его работы определили уровень не только российской, но и мировой науки о климате. “Ветры земного шара”, “Климаты земного шара” работы по атмосферной циркуляции, роли снежного покрова и другие не потеряли научного значения до настоящего времени. Именем А.И.Воейкова названа Главная Геофизическая обсерватория в Санкт-Петербурге. Это научное учреждение мирового уровня.

Большой вклад в развитие современной климатологии внесли: Л.С.Берг, С.П.Хромов, О.А.Дроздов, Б.П.Алисов, М.И.Будыко и многие другие ученые.

# 1. ВРЕМЯ, ЕГО ИЗМЕРЕНИЕ. КООРДИНАТЫ СОЛНЦА

Поступление энергии от Солнца на земную поверхность определяется его положением на небосводе, которое зависит от времени суток, года. Отсюда при изучении климата важно уметь определять время и координаты Солнца.

## 1.1. Определение времени

Основой для измерения времени является видимое движение Солнца.

Момент, когда Солнце находится точно на юге, т.е. на линии небесного меридиана в месте наблюдения (верхняя кульминация Солнца), называется истинным солнечным полднем. Промежуток времени между двумя последовательными истинными солнечными полднями называется истинными солнечными сутками. В течение года продолжительность истинных солнечных суток неодинакова, поэтому за единицу времени в практической жизни принята средняя за год продолжительность истинных солнечных суток - средние солнечные сутки. Средние солнечные сутки являются основной единицей времени, которая делится на часы, минуты, секунды.

В астрономии за начало суток принято считать полдень, в гражданском счете времени – полночь.

Разность между средним и истинным солнечным временем называется уравнением времени

$$\Delta\tau = \tau_m - \tau_{\odot},$$

где  $\tau_m$  - среднее солнечное время,

$\tau_{\odot}$  - истинное солнечное время,

Значения  $\Delta\tau$  для каждых суток года приводятся в астрономических таблицах.

Земля при вращении делает полный оборот ( $360^\circ$ ) за сутки (24 ч) и соответственно поворачиваться на  $15^\circ$  за 1 ч, на  $15'$  за 1 мин, на  $15''$  за 1 с. Каждому меридиану соответствует свое местное среднее солнечное время

$\tau_m$ .

В гражданской жизни для упрощения счета времени принята система поясного времени. По этой системе весь земной шар разделен меридианами на 24 равных пояса по  $15^\circ$  каждый. Пояса обозначаются номерами от 0 до XXIII. За средний меридиан нулевого пояса принят меридиан, проходящий через Гринвичскую обсерваторию под Лондоном, а ограничивающими его меридианами являются: меридиан  $7,5^\circ$  з.д. и  $7,5^\circ$  в.д. от Гринвича.

В пунктах, расположенных внутри каждого часового пояса, принимается время среднего меридиана этого пояса. Такое время называется поясным. Время каждого пояса отличается от времени нулевого пояса (Гринвичского или мирового) времени на число часов, равное номеру пояса.

Поправка для перехода от поясного времени  $\tau_{\text{п}}$  к среднему солнечному  $\tau_{\text{м}}$  может быть определена по формуле

$$4(\lambda - 15.N), \text{ мин,}$$

где  $\lambda$  - географическая долгота пункта,

$N$  - номер часового пояса.

$$N = \lambda/15.$$

На территории РФ установлено декретное время на час вперед по отношению к поясному.

$$\tau_{\text{д}} = \tau_{\text{п}} + 1.$$

## **1.2. Определение координат Солнца**

Положение Солнца на небесной сфере определяется высотой  $h_{\odot}$  и азимутом  $A$ .

Высота Солнца  $h_{\odot}$  - это угол между плоскостью горизонта и направлением на Солнце. Азимут  $A$  - угол между плоскостью меридиана данного места и солнечным вертикалом (вертикальной плоскостью, проходящей и через Солнце), отсчитываемый от точки юга к западу от 0 до  $180^\circ$  или к востоку от 0 до  $-180^\circ$ . Высота и азимут Солнца изменяются в течение суток; их значения в один и тот же час изменяются ото дня ко дню в течение года, что зависит от двух других координат - склонения  $\delta_{\odot}$  и часового угла  $\tau$  Солнца.

Склонение Солнца  $\delta_{\odot}$  - угол между плоскостью небесного экватора и направлением на Солнце, отсчитываемый по кругу склонения (вертикальной плоскостью, проходящей через Солнце и полюс мира) к северу от экватора от 0 до  $23,4^{\circ}$ , к югу от экватора от 0 до  $-23,4^{\circ}$ . Величины  $\delta_{\odot}$  каждые сутки года даются в астрономических таблицах.

Часовой угол  $\tau$  - угол между плоскостью небесного меридиана и кругом склонения, отсчитываемый от точки юга к западу от 0 до  $180^{\circ}$ , или к востоку от 0 до  $-180^{\circ}$ . Будучи выраженным в единицах времени, он представляет собой истинное солнечное время  $\tau_{\odot}$ , отсчитываемое от полудня, т.е.  $\tau = \tau_{\odot} - 12$  ч. Часовой угол положительный после полудня (от 0 до  $180^{\circ}$ , или от 0 до 12 ч) и отрицательный до полудня (от 0 до  $-180^{\circ}$ , или от 12 ч до 24 ч). Высота Солнца  $h_{\odot}$  и азимут Солнца  $A$  на момент истинного солнечного времени  $\tau_{\odot}$  вычисляются по формулам:

$$\sinh_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta_{\odot} + \cos \varphi \cos \delta_{\odot} \cos \tau,$$

$$\sin A = \frac{\cos \delta_{\odot}}{\cosh_{\odot}} \sin \tau,$$

где  $\varphi$  - широта пункта,  
 $\delta_{\odot}$  - склонение Солнца,  
 $\tau$  - часовой угол в угловых единицах.

## 2. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Климаты различных областей земного шара являются результатом совместного действия ряда факторов, основными из которых являются:

- 1) солнечная радиация,
- 2) свойства подстилающей поверхности,
- 3) циркуляция атмосферы и океанические течения,
- 4) рельеф местности.

## 2.1. Солнечная радиация

### 2.1.1. Лучистая энергия Солнца

Основным источником энергии почти для всех природных процессов, происходящих на земной поверхности и в атмосфере, является лучистая энергия Солнца.

Поступление лучистой энергии от звезд, планет, луны на *Землю* ничтожно мало, хотя электрическое и химическое воздействие корпускулярного, ультрафиолетового и космического излучений на ионизацию воздуха и на развитие биологических процессов огромно.

Ничтожно мало количество тепла, поступающего из недр Земли, которое составляет десятитысячные доли от прихода солнечной энергии.

Солнце представляет собой газовый шар диаметром около 1,4 млн.км. Среднее расстояние между Солнцем и Землей около 150 млн.км. В течение года оно меняется на 5 млн.км (в январе расстояние наименьшее, в июле – наибольшее).

Солнце состоит в основном из водорода (64 %) и гелия (32%).

По строению Солнце делится на внутреннюю часть и на солнечную атмосферу. В недрах Солнца происходят ядерные реакции, температура там составляет  $(20-40) \cdot 10^6$  °К.

Нижняя, наиболее плотная часть солнечной атмосферы называется фотосферой. Ее толщина 100-140 км. Фотосфера является основным источником энергии, излучаемой Солнцем. Температура фотосферы около 6000°К. Над фотосферой находится менее плотный слой солнечной атмосферы - хромосфера (окрашенная сфера). Еще выше расположена корона, простирающаяся до высоты в несколько радиусов Солнца.

Газы, образующие Солнце, находятся в непрерывном бурном движении, в результате чего в фотосфере все время образуются и исчезают световые ячейки радиусом около 1000 км - гранулы, факелы (более яркие области). В фотосфере наблюдаются также более темные образования, называемые солнечными пятнами. Там же наблюдаются колоссальные взрывы - протуберанцы. В годы максимума солнечной активности усиливаются излучение ультрафиолетовой радиации и интенсивность корпускулярных потоков, испускаемых Солнцем. В эти же периоды наблюдаются резкие возмущения магнитного поля Земли, нарушается радиосвязь, увеличивается повторяемость и яркость полярных сияний.

Активность Солнца оценивают числами Вольфа (по количеству пятен), хотя этот показатель не в полной мере отражает процессы,



происходящие на Солнца в период повышенной активности. Считается несомненным существование 11-и летнего цикла солнечной активности, более спорно существование 22-х летнего цикла и мало обоснованно существование 80-90-летнего цикла.

Излучение Солнца, земной атмосферы и самой Земли подчиняются общим законам излучения. Так, согласно закону Стефана-Больцмана излучательная способность абсолютно черного тела  $E$  пропорциональна четвертой степени его абсолютной температуры  $T$

$$E = \delta \cdot T^4, \text{ кВт/м}^2$$

здесь  $\delta$  - постоянная Стефана-Больцмана, равная  $5,67 \cdot 10^{-11}$ , кВт/м<sup>2</sup>·К<sup>4</sup>.

Произведение длины волны  $\lambda_m$ , которой соответствует максимальная энергия излучения тела, на его абсолютную температуру  $T$  есть величина постоянная (закон Вина)

$$\lambda_m \cdot T = 2898 \text{ мкм} \cdot \text{°К}$$

Из закона Вина следует, что при изменении температуры тела в ту или другую сторону, соответственно происходит смещение максимума энергии спектра в сторону более длинных или коротких волн.

Под солнечной радиацией в метеорологии принято понимать спектр электромагнитных волн, излучаемых Солнцем. Спектр солнечной радиации близок к спектру излучения абсолютно черного тела с температурой около 6000°К. Этот спектр за пределами земной атмосферы условно делят на три качественно различные части: ультрафиолетовую (с длиной волн от 0,01 до 0,39 мкм), видимую (от 0,40 до 0,76 мкм) и инфракрасную (от 0,76 до 4,0 мкм). За ультрафиолетовой частью спектра находится рентгеновское излучение, а за инфракрасной - радиоизлучение Солнца. Максимум энергии излучения приходится на волну длиной 0,475 мкм. (Зелено-голубые лучи).

В метеорологии излучение с длинами волн от 0,1 до 4,0 мкм относят к коротковолновому излучению, а волны от 4 до 100 мкм - к длинноволновому.

На коротковолновую часть излучения Солнца приходится 99% энергии, а на все остальное виды излучения - 1%.

## 2.1.2. Солярийный климат Земли

Если бы на Земле не было атмосферы, а ее поверхность была однородной, то климаты земного шара определялись бы только количеством

тепла получаемого земной поверхностью от Солнца. Климаты в таком случае зависели бы исключительно от географической широты, определяющей высоту Солнца, и, для всех точек, находящихся на одной широте, были бы одинаковы.

Соответственно этому под солярным (солнечным) климатом понимают распределение солнечной радиации на земной поверхности при отсутствии атмосферы в зависимости только от широты места  $\Phi$  и склонения Солнца  $\delta_{\odot}$  (времени года).

Исходной величиной при расчете солярного климата является солнечная постоянная - это плотность (интенсивность) солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность при отсутствии атмосферы при среднем расстоянии Земли от Солнца. По последним данным измерения солнечная постоянная  $\bar{S}_0 = 1,37$  кВт/м<sup>2</sup>. В течение года с изменением расстояния Земли от Солнца плотность радиации,  $S_0$  изменяется на  $\pm 3.5\%$  от  $\bar{S}_0$ .

Интенсивность солнечной радиации на горизонтальную поверхность определяется по формуле

$$S'_0 = S_0 \cdot \sin h_{\odot},$$

где  $S_0$  - интенсивность солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность, кВт /м<sup>2</sup>,

$h_{\odot}$  - высота Солнца.

Суточная амплитуда интенсивности солнечной радиации на экваторе наибольшая, и уменьшается с широтой до нуля на полюсах. Соответственно этому и суточная амплитуда температуры должна быть наибольшей на экваторе и нулевой на полюсах.

Солярный климат Земли определяется не только интенсивностью радиации, но и количеством солнечной энергии, поступающей на горизонтальную поверхность за сутки (суточная сумма радиации), за летнее и зимнее полугодия (полугодовые суммы) и за год (годовые суммы).

### **Суточные суммы радиации**

В течение года суточные суммы радиации на экваторе имеют два максимума (в дни равноденствия 21 марта и 23 сентября) и два минимума (в дни солнцестояния, 21 июня и 22 декабря). Это же относится и к зоне, прилегающей к экватору 15° с.ш. и 15 ю.ш.

Во внетропических широтах в году имеются один максимум (в день летнего солнцестояния) и один минимум (в день зимнего солнцестояния). Зимой различие суточных сумм между экватором и высокими широтами максимальное, летом минимальное. В соответствии с этим следует ожидать аналогичного поведения в годовом ходе градиента температуры экватор-полюс.

Годовая амплитуда суточных сумм радиации наименьшая на экваторе, увеличивается с широтой и максимального значения достигает на полюсах (там летом полярный день, зимой полярная ночь).

В летнюю половину года в связи с быстрым увеличением продолжительности дня в полярных районах происходит рост суточных сумм радиации. Уже с середины мая суточные суммы в районе северного полюса становятся больше экваториальных сумм. А в день летнего солнцестояния северный полюс получает суточную сумму, превышающую экваториальную сумму на 36 %.

В южном полушарии различие между летними и зимними суточными суммами радиации больше, чем в северном полушарии. Это объясняется изменением расстояния Земли до Солнца при ее движении по орбите. Поэтому если бы поверхность Земли была однородной, то годовая амплитуда температуры в южном полушарии была бы больше, чем в северном. Однако из-за большей океаничности южного полушария и континентальности северного полушария, годовая амплитуда приземной температуры воздуха в южном полушарии меньше, чем в северном полушарии. (Соответственно 5,0 и 13,4°).

### **Полугодовые и годовые суммы радиации**

Любая широта северного полушария за свое летнее астрономическое полугодие получает столько радиации, сколько аналогичная широта южного полушария в течение своего летнего полугодия. То же относится и к зимним суммам радиации.

В летнее полугодие количество радиации в меридиональном направлении изменяется сравнительно мало. В летнее полугодие максимальные полугодовые суммы радиации приходятся на тропические районы (между 20 и 30° широты).

С увеличением широты количество радиация уменьшается, и полюсы получают за летнее полугодие 83% радиации от экваториальной суммы.

Зимние полугодовые суммы с широтой сильно убывают. Особенно большая скорость изменения радиации между широтами 40-50° и 50-60°.

Поэтому на этот пояс приходится наибольшие горизонтальные градиенты температуры, с которыми связана активность атмосферной циркуляции.

Разность между летними и зимними суммами радиации с увеличением широты быстро растет, достигая наибольшей величины на полюсах.

За год полюсы получают 42 % от годовой суммы радиации, поступающей к экватору.

Соляной климат дает тот крайний предел возможных сумм солнечной радиации, которую получала бы земная поверхность при абсолютно прозрачной атмосфере или при ее отсутствии. Вместе с тем он объясняет важнейшие черты в годовом ходе и распределении температуры воздуха и в развитии атмосферной циркуляции на разных широтах земного шара.

### 2.1.3. Солнечная радиация на поверхности земли

Из поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации 43% отражается в мировое пространство, остальные 57 % поглощаются Землей как планетой.

При прохождении через атмосферу солнечная радиация частично поглощается, частично рассеивается. Озоном почти полностью поглощается ультрафиолетовая часть спектра, до 0,3 мкм. Водяной пар и углекислый газ имеют свои полосы поглощения. При этом спектр смещается в сторону более длинных волн. Максимум энергии приходится на зелено-желтое излучение. Поэтому Солнце имеет желто-золотистый цвет.

Рассеивание радиации происходит молекулами газов, капельками воды и кристалликами льда облаков, аэрозолями.

Земную поверхность солнечная радиация достигает в виде прямой и рассеянной радиации. Прямая радиация поступает от солнечного диска и около солнечной зоны радиусом  $5^\circ$ . Рассеянная радиация поступает на горизонтальную поверхность от небосвода, за исключением диска Солнца и около солнечной зоны радиусом  $5^\circ$ .

Интенсивность прямой радиации на горизонтальную поверхность определяется по формуле

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

где  $S$  - интенсивность прямой солнечной радиации на перпендикулярную к лучам поверхность, кВт/м<sup>2</sup>,

$h_{\odot}$  -высота Солнца.

Суммарной радиацией  $Q$  называется общий приход на горизонтальную поверхность прямой и рассеянной радиации.

$$Q = S' + D, \text{ кВт/м}^2,$$

где  $S'$  - интенсивность прямой радиации, на горизонтальную поверхность, кВт/м<sup>2</sup>,

$D$  - интенсивность рассеянной радиации на горизонтальную поверхность, кВт/м<sup>2</sup>.

Соотношение между прямой и рассеянной радиацией в составе суммарной радиации зависит от высоты Солнца, прозрачности атмосферы, т.е. от содержания в ней рассеивающих газов, аэрозоля, наличия облаков.

При ясном небе перед восходом Солнца суммарная радиация полностью состоит из рассеянной, а при низком Солнце после восхода - преимущественно из рассеянной радиации. При высоком положении Солнца при ясном небе преобладает прямая радиация. С увеличением облачности доля прямой радиации уменьшается.

Светлые и тонкие облака  $C_i$ ,  $A_c$ ,  $C_u$  особенно освещенные Солнцем сбоку, могут увеличивать рассеянную радиацию в 8-10 раз по сравнению с безоблачным небом. Сильно увеличивает рассеянную радиацию снежный покров, так как отраженная от его поверхности радиация вторично рассеивается в атмосфере. Плотная сплошная облачность прямую радиацию не пропускает. С увеличением высоты над уровнем моря при ясном небе увеличивается прямая радиация, а рассеянная уменьшается за счет большей прозрачности воздуха и уменьшения толщины вышележащего слоя атмосферы.

На рис.1 представлено географическое распределение годовой суммы радиации. Из него видно, что годовая суммарная радиация на земном шаре меняется от значений, несколько меньших 2400 МДж/м<sup>2</sup>, до значений превышающих 8000 МДж/м<sup>2</sup>. Наибольшие значения суммарной радиации соответствуют субтропическим поясам высокого давления северного и южного полушарий, поскольку над этими районами наименьшее количество облаков. Некоторое уменьшение годовой суммарной радиации наблюдается в экваториальной зоне из-за увеличенной облачности по сравнению с субтропиками.

От поясов высокого давления к северу и к югу суммарная радиация уменьшается, причем распределение ее изолиний имеет в основном зональный характер. Нарушение зональности связано с неравномерным распределением облачности и происходит там, где интенсивная циклоническая

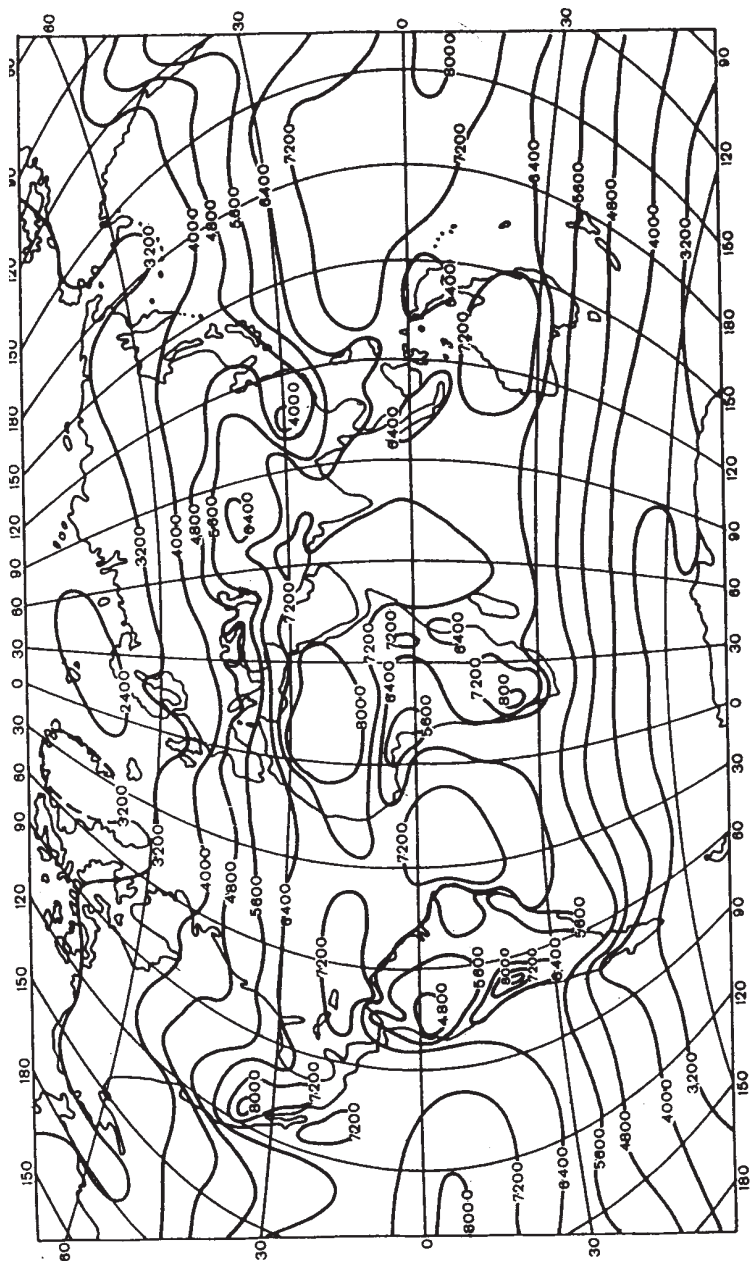


Рис.1. Географическое распределение годовых сумм суммарной солнечной радиации (МДж/м<sup>2</sup>)

деятельность. Это районы западного побережья Канады, северная часть Европы, юго-западное побережье Южной Америки и др. Нарушение зональности наблюдается и в области действия муссонной циркуляции (Индостан, восточное побережье Азии).

Особенно быстро суммарная радиация убывает к полюсам зимних полушарий, что связано со снижением полуденной высоты Солнца и с уменьшением продолжительности дня. В летнем полушарии большие значения суммарной радиации устанавливаются на всех широтах. Наибольшие значения суммарной радиации получают тропические и субтропические пустыни. Большое количество суммарной радиации летом поступает также в полярные районы, где небольшая угловая высота Солнца компенсируется большой продолжительностью дня.

#### 2.1.4. Радиационный и тепловой баланс подстилающей поверхности

##### **Радиационный баланс подстилающей поверхности**

Часть прямой и рассеянной солнечной радиации, поступающей к земной поверхности, ею отражается. Отражательная способность подстилающей поверхности зависит от ее физических свойств, цвета, состояния и характеризуется величиной альбедо.

Альбедо это отношение отраженной (коротковолновой) радиации  $R_k$  к суммарной  $Q$ , поступающей на подстилающую поверхность.

$$A_k = \frac{R_k}{Q}$$

Альбедо выражается в долях единицы или в процентах. Альбедо для свежеснежного покрова 80-95%, для темных почв 5-10 %.

Земная поверхность, поглощая суммарную солнечную радиацию (коротковолновую) в то же время сама излучает длинноволновую радиацию. Часть этой энергии уходит в мировое пространство, и в значительной части поглощается атмосферой. В этом поглощении большое участие принимают водяной пар, озон, углекислый газ, пыль. Вследствие поглощения излучения Земли атмосфера нагревается и в свою очередь излучает длинноволновую радиацию. Часть этой радиации направлена в сторону земной поверхности. Таким образом в атмосфере создается два потока длинноволновой радиации, один из которых направлен вверх, состоящий из излучения подстилающей

поверхности  $E_3$ , а другой поток, направленный вниз, представляет радиацию атмосферы  $E_a$ . Разность  $E_3 - E_a$  называют эффективным излучением подстилающей поверхности  $E_{эф}$ .

Радиационный баланс подстилающей поверхности представляет собой разность между приходом и расходом лучистой энергии. Т.е. радиационный баланс равен количеству энергии, поглощенной подстилающей поверхностью.

Уравнение радиационного баланса подстилающей поверхности имеет вид.

$$B = S' + D + E_a - R_k - R_d - E_3, \text{ кВт/м}^2,$$

где  $S'$  - прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, кВт/м<sup>2</sup>,

$D$  - рассеянная солнечная радиация на горизонтальную поверхность, кВт/м<sup>2</sup>.

$E_a$  - встречное излучение атмосферы (длинноволновое излучение атмосферы, направленное в сторону подстилающей поверхности), кВт/м<sup>2</sup>,

$R_k$  - коротковолновая радиация, отраженная от подстилающей поверхности, кВт/м<sup>2</sup>,

$R_d$  - длинноволновая радиация, отраженная от подстилающей поверхности, кВт/м<sup>2</sup>

$E_3$  - длинноволновое излучение подстилающей поверхности, кВт/м<sup>2</sup>.

Величина  $R_d$  очень мала, поэтому в практических расчетах ее не учитывают.

Принимая во внимание, что  $Q = S' + D$ ,  $R_k = Q \cdot A_k$ ,

$E_{эф} = E_3 - E_a$  получим выражение радиационного баланса в следующем виде

$$B = Q - R_k - E_{эф} = Q(1 - A_k) - E_{эф}.$$

Разность между суммарной поступающей радиацией и отраженной представляет собой поглощенную подстилающей поверхностью коротковолновую радиацию, ее называют коротковолновым радиационным балансом



$$B_k = Q - R_k = Q(1 - A_k), \text{ кВт/м}^2.$$

Эффективное излучение является, длинноволновым радиационным балансом, отсюда полный радиационный баланс может быть представлен в виде алгебраической суммы коротковолнового и длинноволнового балансов.

$$B = B_k - E_{\text{эф}}.$$

Радиационный баланс подстилающей поверхности может быть положительным и отрицательным. В суточном ходе переход от положительных значений к отрицательным или обратно наблюдается при высотах Солнца  $10 - 15^\circ$ .

Ночью приток суммарной солнечной радиации  $Q=0$ , поэтому баланс отрицательный  $B=-E_{\text{эф}}$ , происходит радиационное выхолаживание подстилающей поверхности.

Радиационный баланс является важным климатическим фактором, так как от него в сильной степени зависит распределение температуры в почве и прилегающих к ней слоях воздуха. От него зависят физические свойства масс воздуха, перемещающихся по Земле, а также интенсивность испарения и таяния снега.

На рис. 2 показано распределение годовых сумм радиационного баланса по земной поверхности. В среднем за год суммы радиационного баланса для всей поверхности земного шара оказываются положительными, за исключением районов с постоянным ледяным покровом (Антарктида, центральная часть Гренландии).

В средних и высоких широтах полушарий имеет место зональное распределение радиационного баланса, которое нарушается в областях увеличенной облачности под действием циклонической деятельности. Различия радиационного баланса над сушей и океаном объясняются различиями в отражательной способности и распределением облачности.

В субтропической, тропической и экваториальной зонах особенности циркуляции атмосферы определяют различный режим влажности и облачности, что сказывается на распределении радиационного баланса. В пустынях и засушливых районах значения радиационного баланса ниже по сравнению с районами достаточного и избыточного увлажнения на тех же широтах. Это объясняется повышенным альбедо и увеличением эффективного излучения в связи с большой сухостью воздуха и малой облачностью.

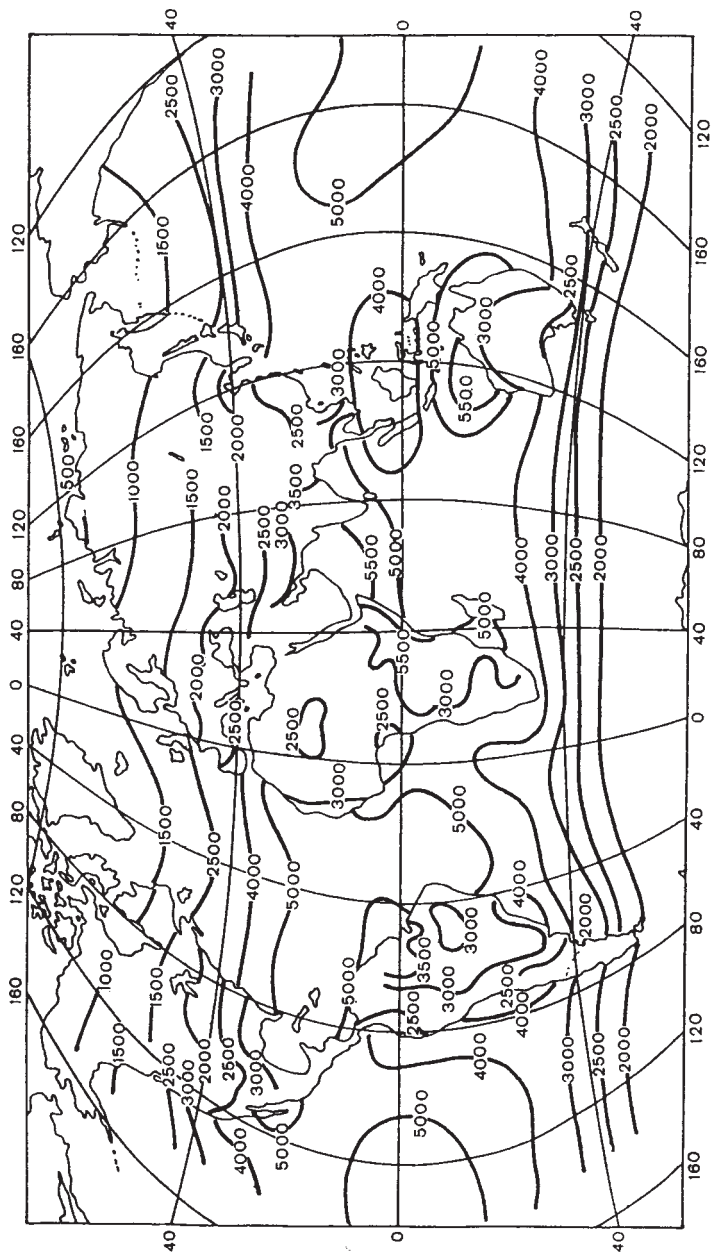


Рис.2. Радиационный баланс земной поверхности за год (МДж/м<sup>2</sup>)

Летом радиационный баланс положителен на всем летнем полушарии, максимальные значения приходятся на океаны тропических широт, а минимальные - в полярных районах. Зимой радиационный баланс становится отрицательным начиная с широты 45°, в тропических широтах – положительный.

### **Тепловой баланс подстилающей поверхности**

При положительном радиационном балансе подстилающая поверхность поглощает коротковолновую радиацию больше, чем излучает в области длинных волн, и нагревается. Преобладание эффективного излучения над поглощенной радиацией (радиационный баланс отрицательный) вызывает охлаждение подстилающей поверхности. Это приводит к возникновению физических процессов, под действием которых происходит теплообмен между подстилающей поверхностью и атмосферой, и более глубокими слоями суши и океана. Физические механизмы теплообмена представляют уравнением теплового баланса.

$$B = LE + P + M$$

где  $LE$  -поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями воды (испарение, конденсация),

$E$  -турбулентный поток влаги,  $L$  - удельная теплота парообразования (2256 кДж/кг),

$P$  - турбулентный поток тепла между подстилающей поверхностью и атмосферой,

$M$  - поток тепла между подстилающей поверхностью и нижележащими слоями почвы или воды.

Поскольку верхние слои почвы или воды в среднем за год не охлаждаются и не нагреваются, для среднего многолетнего годового периода  $M=0$ .

Уравнение теплового баланса принимает вид

$$B = LE + P$$

Затраты тепла на испарение распределяются на поверхности земного шара весьма неравномерно. На океанах они зависят от количества солнечной энергии и характера океанических течений. Теплые течения увеличивают расход тепла на испарение, холодные - уменьшают. На материках затраты тепла на испарение определяются не только количеством солнечной радиации, но и запасами влаги в почве. Наибольший годовой расход тепла на испарение с суши наблюдается во влажных тропических районах. По мере

возрастания широты они уменьшаются. Испарение с поверхности океанов гораздо больше, чем на суше.

Наибольшие значения отдачи тепла земной поверхностью атмосфере наблюдаются в тропических пустынях, где при большом приходе солнечной энергии ничтожно малые затраты тепла на испарение ( $LE=0$ ). Уравнение радиационного баланса приобретает вид  $B=P$ , т.е. вся энергия радиационного баланса затрачивается на нагрев воздуха.

## **2.2. Подстилаящая поверхность как климатообразующий фактор**

Большое влияние на формирование климата оказывает подстилаящая поверхность, так как от ее свойств зависят физические свойства находящихся над ней воздушных масс. Важнейшее значение имеют поверхность континентов и мирового океана, занимающего около 71% поверхности Земли. Однако воды океанов неоднородны; различные глубины, цвет и прозрачность воды, теплые и холодные течения. Еще большие разнообразия свойств подстилаящей поверхности наблюдаются на суше: почвы оголенные, покрытые растительностью, сухие и увлажненные почвы, наличие снежного и ледяного покрова, равнины и горный рельеф.

Различное воздействие суши и океанов на климат объясняется отличием теплофизических свойств суши и воды и процессом теплообмена между поверхностью и нижележащими слоями.

На суше коротковолновая солнечная радиация проникает на глубину в десятые доли миллиметра, где она преобразуется в тепло. В нижние слои это тепло передается путем молекулярной теплопроводности.

В воде в зависимости от ее прозрачности солнечная радиация проникает на глубины до десятков метров, а перенос тепла в глубинные слои происходит в результате турбулентного перемешивания, термической конвекции, а также испарения. При значительном испарении с поверхности моря верхний слой воды становится более соленым и плотным, в результате чего вода опускается с поверхности в глубину и переносит туда тепло.

Поэтому суточные колебания температуры в воде распространяются на глубину до десятков метров, а в почве - менее метра. Годовые колебания температуры в воде проникают вглубь до сотен метров, а в почве только на 10-20 м.

В результате этого в теплообмене с внешней средой участвует слой воды от десятков до сотен метров, а в почве от метра до 10-20 м. Т.е. в почве

приходящее тепло сосредоточивается в тонком верхнем слое, который и нагревается.

Таким образом, суша быстро и интенсивно нагревается, и также быстро остывает, а вода медленно нагревается и медленно остывает. Большой тепловой инерции водоемов способствует в значительной степени и то, что удельная теплоемкость воды в 3-4 раза больше, чем почвы.

По этой же причине воды мирового океана аккумулируют 90 % солнечной энергии, поступающей на Землю.

Температурный режим поверхности воды и суши определяет температуру приземного слоя воздуха. Таким образом, создаются континентальные и морские, или океанические климаты.

Основные различия между морским и континентальным климатами сводятся к следующему.

Для морского климата характерны прохладная весна и теплая осень, для континентального - теплая весна и более прохладная осень. Суточная и годовая амплитуды температуры воздуха в морском климате меньше, чем в континентальном климате. В суточном ходе на суше минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, на море - после восхода, максимальная температура - на суше в 14-15 часов, на море в 12 ч 30 мин. В годовом ходе на суше минимальная температура в январе, максимальная в июле, на море минимальная - в феврале-марте, максимальная в августе.

Относительная влажность воздуха и облачность больше в условиях морского климата, там больше осадков. В морском климате часто наблюдаются адвективные туманы над морем, образующиеся при движении воздуха с теплой суши на более холодное море. На суше преобладают радиационные туманы в ночное время.

Для оценки континентальности климата используется индекс континентальности, в котором учитываются годовая амплитуда температуры воздуха  $A$  и географическая широта  $\varphi$ . Для примера представлены формулы:

$$\text{по Хромову } K_{\text{xp}} = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A},$$

$$\text{по Конраду } K_{\text{к}} = \frac{1,7A}{\sin(\varphi + 10)}.$$

На режим метеорологических элементов в приземном слое воздуха над сушей, особенно в теплую половину года, оказывает влияние расти-

тельность. Растительность усложняет тепло - и влагообмен в приземном слое. Значительная часть солнечной радиации поглощается растениями, и к почве проникает лишь небольшая ее часть. Велико испарение травянистой растительностью при достаточной влажности почвы, что приводит к повышенной влажности воздуха среди растений.

Большое влияние на климат оказывают снежный и ледовый покров. При этом они сами являются продуктом климата, снежный покров обладая низкой теплопроводностью существенно влияет на суточный и годовой ход температуры почвы, резко уменьшая ее колебания, и предохраняя почву от глубокого промерзания.

Снежный покров, обладая большой отражательной способностью для солнечных лучей, и излучая длинноволновую радиацию как абсолютно черное тело способствует охлаждению воздуха и образованию температурных инверсий. При адвекции воздуха с положительной температурой на снежный покров весной часто образуются температурные инверсии (снежные или весенние инверсии). В весеннее время таяние снега требует больших затрат тепла, что задерживает нагревание почвы, воздуха и наступление весны.

Ледяной покров, подобно снежному покрову, имеет большое альбедо. Поглощенное льдом тепло расходуется на его плавление, вследствие чего температура на его поверхности не может быть выше точки плавления. Поэтому ледяной покров в летний период сильно понижает температуру воздуха.

Лед по сравнению со снегом имеет более высокую теплопроводность, поэтому водоемы, покрытые льдом, могут повышать температуру воздуха.

Особенно большое влияние на климат оказывают ледники, занимающие огромные площади, например, ледники Гренландии и Антарктиды.

## **2.3. Циркуляция атмосферы и океанические течения**

### **2.3.1. Общая циркуляция атмосферы**

Общей циркуляцией атмосферы называют систему крупномасштабных воздушных течений по размерам соизмеримых с большими частями материков и океанов. Общая циркуляция атмосферы является важным климатообразующим фактором, только она обеспечивает

обмен воздушными массами между низкими и высокими широтами, между континентами и океанами, перенос влаги с океанов на материки.

Главной причиной возникновения воздушных течений является неравномерное распределение атмосферного давления, которое в свою очередь обусловлено неравномерным распределением по поверхности Земли тепла, получаемого от Солнца, что приводит к неодинаковому нагреванию в различных поясах земного шара. Большое значение имеет при этом распределение суши и океанов.

Воздушные течения, преобладающие в различных частях земного шара, не являются изолированными, а входят в систему общей циркуляции атмосферы.

Распределение атмосферного давления на уровне моря имеет зональный (поясной) характер, при котором пояса повышенного давления чередуются с поясами пониженного давления. Эти широтные зоны давления состоят из отдельных больших циклонов (минимумов давления) и антициклонов (максимумов давления), называемых центрами действия атмосферы, которые выявляются статистически на многолетних картах погоды.

На рис. 3 и 4 представлены карты распределения атмосферного давления за январь и за июль, на которых центры действия атмосферы очерчены замкнутыми изобарами.

Из рассмотрения карт можно установить, что в экваториальной зоне находится пояс пониженного давления (экваториальная депрессия). Этот пояс располагается не на географическом экваторе, а несколько смещен в сторону летнего полушария, соответственно, смещению полосы наибольшего нагревания (термического экватора). К северу и к югу от экваториальной зоны на широтах 30-35° располагаются субтропические пояса высокого давления, образуемые в северном полушарии в Атлантическом океане азорским максимумом (в районе Азорских островов), в Тихом океане - Гавайским максимумом (в районе Гавайских островов). Северные их части заходят в умеренную зону. Так, отрог азорского антициклона летом распространяется далеко на восток, достигая юга Европейской части России.

В южном полушарии на широтах 30-35° субтропический пояс высокого давления образуется южнотихоокеанским, южноиндийским и южноатлантическим максимумами. Из сопоставления карт за январь и июль видно, что антициклоны расположенные над океанами, усиливаются летом и несколько ослабевают зимой.

Во внетропических широтах на материках, которые зимой сильнее охлаждаются, чем океаны, образуются области, высокого давления. Особенно

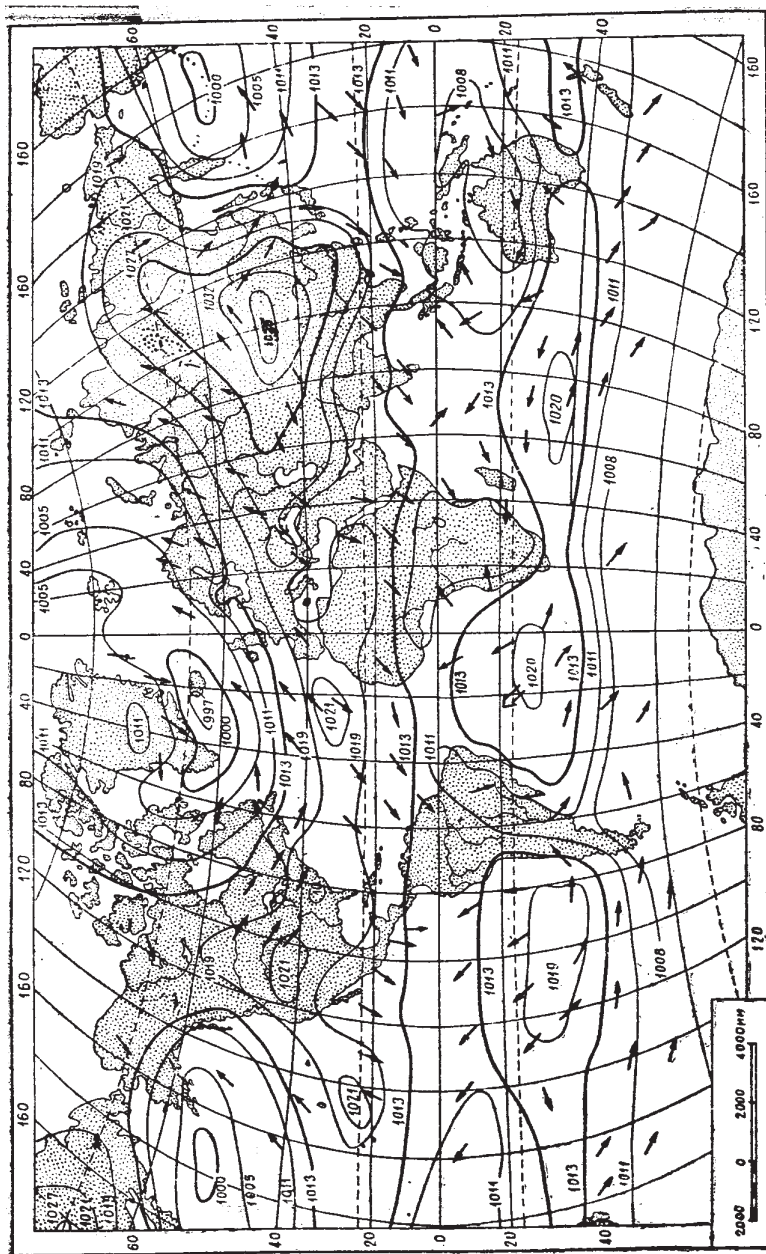


Рис. 3. Карта распределения среднего давления и ветров в январе



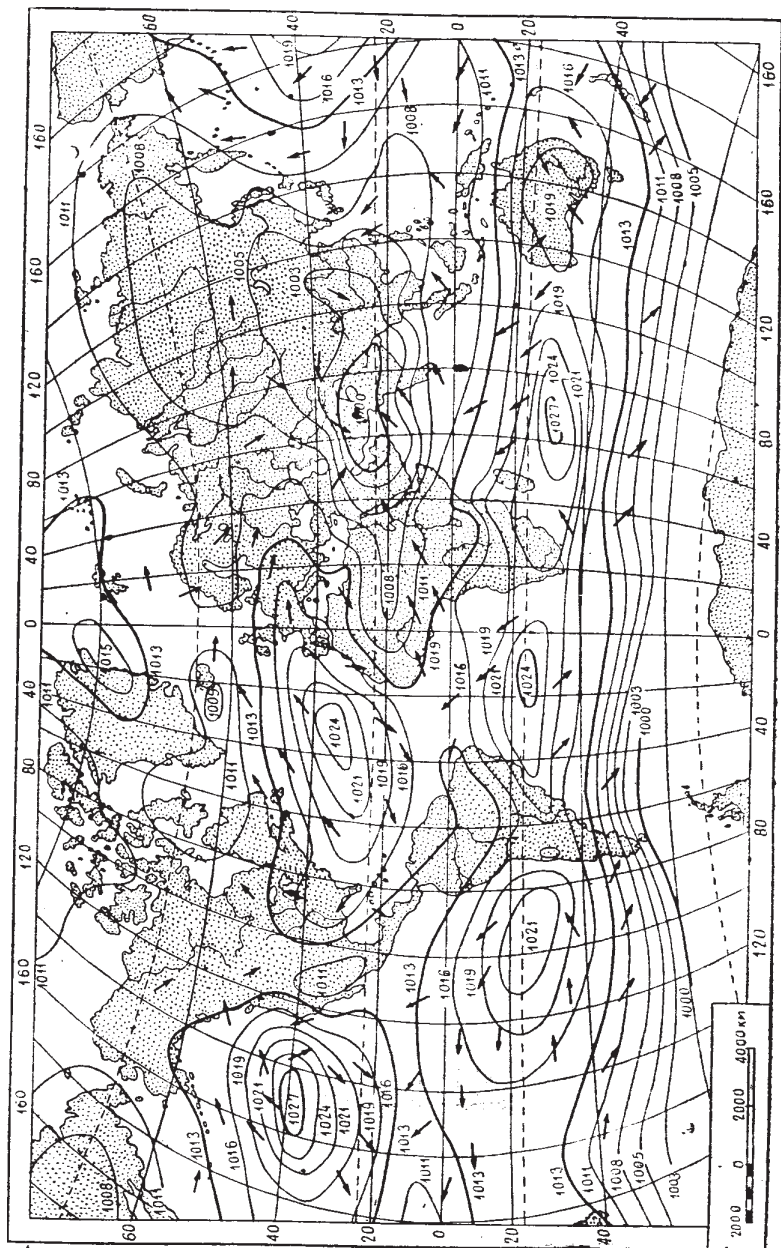


Рис. 4. Карта распределения среднего давления и ветров в июле

высокое давление в январе отмечается в Азии с центром над Монголией (Азиатский или Сибирский антициклон). Его влияние в виде отрогов распространяется далеко на север Сибири и на запад, иногда за Урал. Известен также канадский зимний антициклон. Летом из-за сильного прогревания материков там образуются области пониженного давления.

На широтах 60-65° обоих полушарий находятся субполярные пояса пониженного давления. В северном полушарии этот пояс представлен Исландским минимумом на севере Атлантического океана /в районе Исландии/ и алеутским минимумом на севере Тихого океана (в районе Алеутских островов). Оба циклона сильно проявляются зимой. В это время влияние исландского циклона распространяется далеко на восток до северных районов Сибири. Летом исландский циклон ослабляется, а алеутский даже не обнаруживается на июльской карте.

В южном полушарии субполярный пояс низкого давления состоит из циклонов, окаймляющих побережье Антарктиды.

В районах северного и южного полюсов располагаются области повышенного давления. Особенно мощный антициклон образуется во внутренней Антарктиде.

В соответствии с распределением атмосферного давления у земной поверхности возникает система воздушных течений. При определении направлений этих течений следует иметь в виду, что при поясном распределении давления горизонтальные градиенты давления имеют меридиональное направление, а под действием силы Кориолиса в северном полушарии ветер отклоняется вправо, в южном полушарии - влево от градиента давления.

Распределение ветров на земной поверхности показано на рис. 3 и 4.

В полярных районах градиенты давления направлены от полюсов к субполярным поясам низкого давления. Образующиеся при этом воздушные потоки имеют направление с востока на запад.

В умеренных широтах обоих полушарий циркуляция воздуха происходит под влиянием субтропических поясов высокого давления и субполярных поясов низкого давления. При этом воздушные потоки получают направление с запада на восток (зона западного переноса воздуха), а у земной поверхности под влиянием силы трения, в северном полушарии юго-западное, в южном полушарии - северо-западное.

В этой зоне постоянно возникают крупномасштабные атмосферные возмущения - циклоны и антициклоны. Обычно они перемещаются в

направлении общего переноса, и способствуют интенсивному межширотному обмену воздушных масс.

Особенно сильными ветрами с большой повторяемостью отличается зона западного переноса южного полушария. Часто эти ветры достигают сильного шторма (отсюда название “ревущие сороковые”). Причина таких ветров состоит в больших градиентах температуры и давления между океаном и Антарктидой, и небольшой силой трения на поверхности океана.

В тропических широтах на экваториальной периферии субтропических антициклонов образуются пассаты. Это постоянные в течение года ветры со скоростью 5-6 м/с, имеющие северо-восточное направление в северном полушарии, и юго-восточное - в южном полушарии. Наиболее четко пассаты выражены в Атлантическом и Тихом океанах. Над восточными побережьями материков зона пассатов прерывается. В области пассатов господствует ясная сухая погода.

В полосе экватора, являющейся зоной сходимости (конвергенции) пассатов, находится пояс пониженного давления (экваториальная депрессия). Здесь наблюдаются слабые ветры переменных направлений или, даже отсутствие ветра - штиль. Эта зона характеризуется мощной конвективной облачностью, обильными осадками и частыми грозами.

В некоторых районах Земли создаются условия для образования муссонов (от арабского “маусим” - время года) -устойчивые воздушные течения дважды в год меняющие свое направление на противоположное или близкое к противоположному (летний и зимний муссоны). Различают тропические и внетропические муссоны.

Тропические муссоны возникают в результате сезонного смещения экваториальной депрессии и субтропических поясов высокого давления в более высокие широты летнего полушария, и следовательно проникновения пассатов из зимнего полушария в летнее. Смещение же поясов давлений происходит из-за того, что летнее полушарие в целом сильнее прогревается солнечными лучами, чем зимнее полушарие.

Тропические муссоны хорошо выражены в Южной и Юго-восточной Азии. В зимнее время из-за охлаждения на материке Азии создается область высокого давления, над Индийским же океаном располагается область относительно пониженного давления. Это вызывает поток воздуха с азиатского материка в виде континентального муссона, имеющего северо-восточное направление. Этот воздух зимой проникает далеко на юг и заходит в южное полушарие. Таким образом, зимний северо-восточный муссон в южной Азии представляет собой северо-восточный пассат. Летом же над Азией устанавливается пониженное давление и туда проникает юго-западный

океанический муссон, являющийся продолжением пассата южного полушария, вовлеченного в сферу низкого давления над южной Азией.

На возникновение и развитие муссонов оказывает влияние не только взаимодействие материков и океанов, но и процессы общей циркуляции атмосферы.

Тропические муссоны создают особый тип погоды. При летнем муссоне, дующим с океана, устанавливается пасмурная, с большим количеством осадков, погода, при зимнем муссоне - ясная сухая погода.

Внетропические муссоны имеют распространение в районах восточных побережий материков в умеренных широтах. При летнем муссоне ветры дуют с океана на материк, зимой – с материка в океан. Причина состоит в различии нагревания и охлаждения материков и океанов в течение года, и связанного с этим распределения давления воздуха. Над сушей летом устанавливается область пониженного давления, зимой - повышенного; над океанами же наоборот, летом преобладает высокое давление, зимой - низкое, что и определяет направление ветров летнего и зимнего муссонов. Хорошо выражены внетропические муссоны на дальнем Востоке России, в Китае, Японии. В этих районах зимний северо-западный муссон образуется под влиянием Азиатского антициклона, способствующего выносу холодного сухого воздуха из Сибири на восточное побережье Азиатского континента. Поэтому во Владивостоке, находящимся на широте Сочи, зимой холоднее, чем в Архангельске. Летний же юго-восточный муссон приносит сюда с океана и Японского моря влажный прохладный воздух с большим количеством осадков и частыми туманами.

Важным фактором межширотного обмена энергией являются тропические циклоны. Тропические циклоны отличаются от внетропических циклонов меньшими размерами (в поперечнике обычно 400-600 км, редко до 1000 км), большими перепадами давления воздуха между периферией и центром и, следовательно, большими горизонтальными градиентами давления, и, как следствие этого, большими скоростями ветра 25-30 м/с (отмечались скорости 50-100 м/с), обильными ливневыми осадками с сильными грозами. По существу весь тропический циклон представляет собой сплошное грозовое облако. Только в самом центре его находится область диаметром в несколько десятков километров, в которой ясная безветренная погода "глаз бури".

Зарождаются циклоны в тропической зоне над океанами в широтах от 0 до 20° обоих полушарий. Условием образования их являются высокая температура на поверхности океана (не ниже 27°C) и большая влажность

воздуха, что обеспечивает большую энергию неустойчивости воздуха, необходимую для развития циклона.

На востоке Азии тропические циклоны называют тайфунами, в Индийском океане - орканами, в Атлантическом океане - ураганами.

На рис. 5 показаны пути перемещения тропических циклонов. Зарождаясь в тропиках, циклоны перемещаются в северо-западном направлении к высоким широтам со скоростью 10-15 км/ч, переходя в умеренные широты, они меняют направление движения на северо-восточное, при этом их скорость возрастает. При выходе на сушу тропические циклоны быстро затухают, но при этом успевают принести огромные разрушения, связанные с сильным ветром и наводнениями. При движении в более высокие широты над водой, циклон приобретает свойства внетропического циклона и также затухает. Иногда тихоокеанские тайфуны доходят до Камчатки.

На земном шаре в среднем за год возникает 80 тропических циклонов.

Все рассмотренные виды циркуляции атмосферы, входящие в состав общей циркуляции: пассаты, тропические и внетропические муссоны, ветры западного и восточного переноса, тропические циклоны внетропические циклоны и антициклоны, обеспечивают обмен воздушными массами между океанами и материками, между высокими и низкими широтами, перенос влаги с океанов на континенты.

Внутризональный обмен происходит в основном за счет потоков воздуха на высотах вдоль параллелей (квазигеострофический ветер), межширотный обмен за счет меридиональной составляющей в приземном слое, а в умеренных широтах, в основном, за счет циклонов и антициклонов.

Циклоническая деятельность является также причиной междусуточной изменчивости погоды.

### 2.3.2. Местные ветры

Местный ветер это ветер в определенном ограниченном районе, обладающий характерными особенностями, связанными с географией этого района. Он может быть: 1) проявлением местной циркуляции, независимой от общей циркуляции атмосферы (бризы, горно-долинные ветры), 2) результатом воздействия местной топографии на течения общей циркуляции атмосферы (фен, бора и др.); 3) проявлением конвекции, иногда вихревого характера (пыльная буря); 4) течением общей циркуляции с особыми для данного района свойствами, как сухость, запыление, низкая температура и др. (афганец, хамсин).

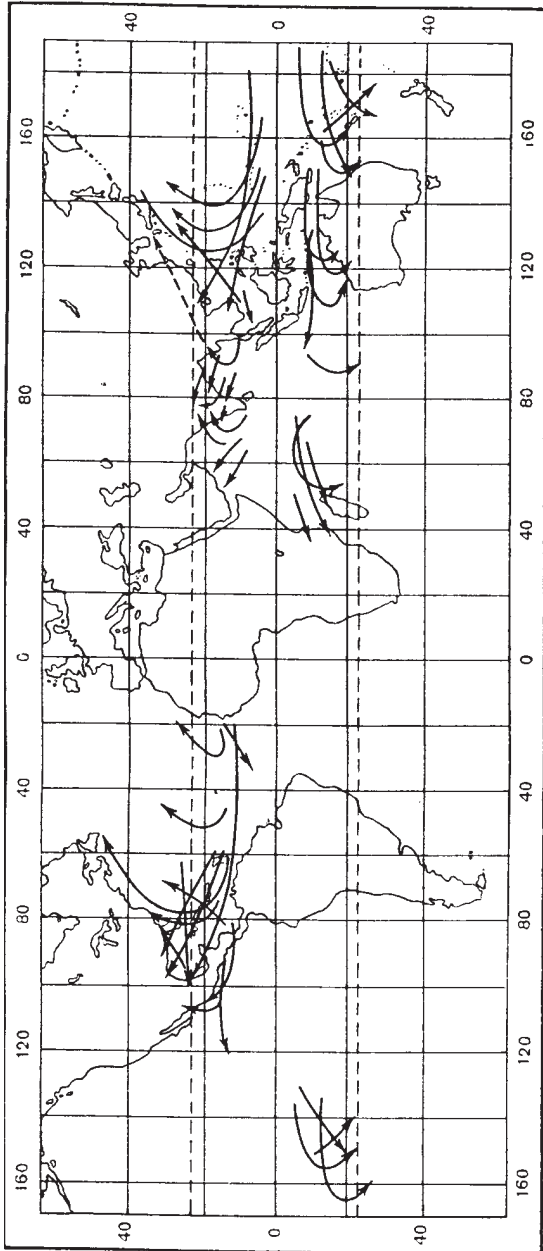


Рис. 5. Основные пути тропических циклонов

## **Бризы**

Бризами называются ветры, возникающие возле береговой линии морей и других крупных водоемов и имеющие отчетливо выраженную суточную смену направления. Днем ветер дует с моря на сушу - это морской бриз, а ночью с суши на море - береговой бриз (рис.6). Причиной бриза является разность температуры воздуха над морем и над сушей, вследствие которой и возникает замкнутая термическая циркуляция. Морские бризы обычно сильнее, чем береговые.

Это объясняется тем, что разность температур моря и суши днем больше, чем ночью. Соответственно этому морские бризы проникают вглубь суши на десятки километров, и имеют скорости 4-6 м/с, а береговые бризы при скорости 3-4 м/с проникают в глубь акватории моря на 8-10 км.

Бризовая циркуляция сильнее выражена в тропических районах, особенно на побережьях морей, граничащих с пустынями.

## **Склоновые, горно-долинные и ледниковые ветры**

Склоновые и горно-долинные ветры наблюдаются во многих горных местностях, как и бризы, они имеют суточную периодичность.

Склоновые ветры дуют вдоль склонов днем вверх, а ночью вниз (рис.7). Днем воздух, прилегающий к склону горы или долины нагревается сильнее, чем воздух на той же высоте, но удаленный от склона. Теплый воздух поднимается по склону и всасывает воздух из долины, а на смену ему опускается воздух из свободной атмосферы. Образуется циркуляция. Ночью при охлаждении склонов происходит обратная циркуляция.

Горно-долинные ветры возникают в больших глубоких долинах, выходящих на равнины. Днем ветер дует вверх по долине, а ночью с гор вниз к равнине. На некоторой высоте ветер меняет направление на обратное. Вертикальная протяженность горно-долинных ветров составляет от десятков до нескольких сотен метров.

Ледниковые ветры дуют вдоль направления ледников. Эти ветры возникают при охлаждении воздуха, прилегающего к поверхности ледника и в течении суток, остаются более холодными, чем воздух над окружающими склонами. Наибольшей силы эти ветры достигают днем, когда велик контраст между температурами воздуха над ледником и в свободной атмосфере. Высота слоя ледниковых ветров от десятков до сотен метров.

Наиболее четко рассмотренные ветры термического происхождения проявляются в антициклонах, когда на них не накладывается влияние крупномасштабных возмущений атмосферы.

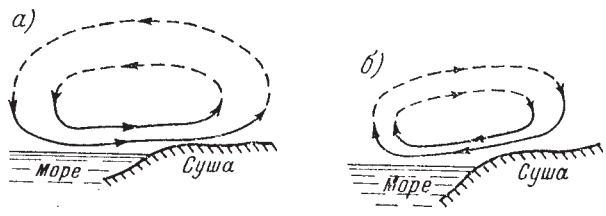


Рис.6. Морской (а) и береговой (б) бризы

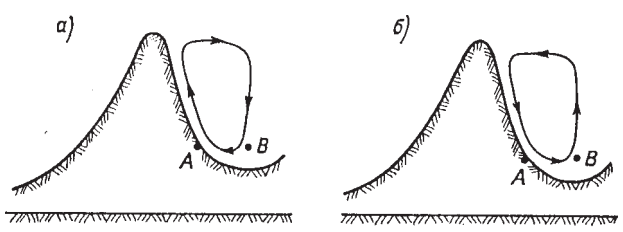


Рис.7. Ветры склонов днем (а) и ночью (б)

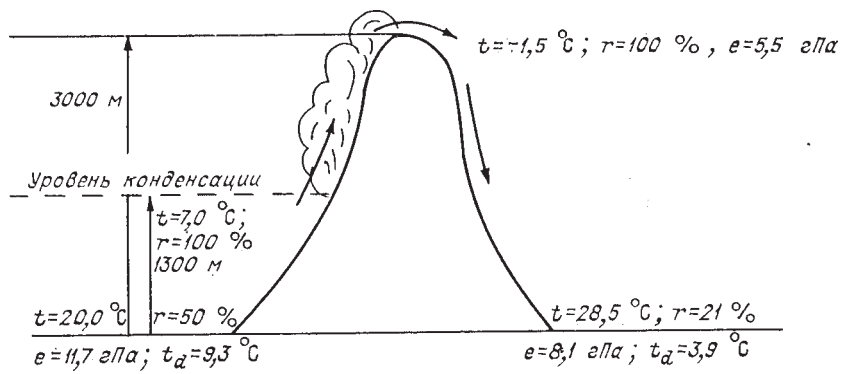


Рис.8. Схема образования фена



Местные ветры могут возникать и вследствие механических возмущений воздушных течений рельефом местности. К таким ветрам относятся фен и бора.

Фен - сухой и горячий ветер, дующий со стороны высоких гор в долину или на море. Этот ветер возникает, если на пути воздушного потока встречается поперек расположенный горный хребет. Пусть на пути воздушного потока имеется горный хребет высотой 3 км и температура воздуха у его подножия на наветренной стороне составляет 20°C (рис.8). Предположим, что уровень конденсации находится на высоте 1,3 км. Приземный поток, встретив препятствие, начнет подниматься по склону хребта и адиабатически охлаждаться, пока он не достигнет уровня конденсации, охлаждение его будет происходить по сухоадиабатическому закону с вертикальным температурным градиентом 1°C на 100 м подъема. При дальнейшем подъеме выше уровня конденсации водяной пар начнет конденсироваться, образуя облака с выпадением осадков. Падение температуры воздуха от уровня конденсации и до максимальной высоты подъема (до 3 км) будет происходить по влажно-адиабатическому закону с градиентом температуры 0,5°C на 100 м высоты.

Согласно этому расчету температура воздуха на вершине хребта окажется

$$t = 20^{\circ}\text{C} - \frac{1300\text{м}}{100\text{м}} \cdot 1^{\circ}\text{C} - \frac{1700\text{м}}{100\text{м}} \cdot 0,5^{\circ}\text{C} = -1,5^{\circ}\text{C}.$$

Под влиянием динамического напора часть воздуха, достигнув вершины хребта, начнет затем опускаться к подветренному подножью хребта и нагреваться. Нагревание будет происходить по сухоадиабатическому закону с градиентом температуры 1°C на 100 м высоты, в результате чего температура воздуха повысится у подножия хребта до 28,5 °C.

$$t = -1,5 + \frac{3000\text{м}}{100\text{м}} \cdot 1^{\circ}\text{C} = 28,5^{\circ}\text{C}.$$

Повышение температуры сопровождается уменьшением относительной влажности воздуха. Изменения температуры и влажности воздуха при фене могут быть быстрыми и резкими: за 1-2 часа температура может повыситься на 30-40°C. Продолжительность фена составляет от нескольких часов до 5 суток и более. Скорость ветра при фене от небольших значений до 15-20 м/с, а иногда достигает 30-40 м/с.

Фены наблюдаются во всех горных системах мира. Зимой фен может привести к снежным обвалам в горах, весной и летом к бурному таянию снега в горах и разливу горных рек. Летом вследствие высокой сухости и температуры может губительно действовать на растительность.

Бора - сильный, холодный и порывистый ветер, дующий с низких горных хребтов в сторону теплого моря. Образуется преимущественно в холодное время года, когда над холодным континентом устанавливается область высокого давления, а над теплым водоемом - область низкого давления. При этом холодный воздух начинает двигаться в сторону моря. Если на его пути встречается горный хребет, то воздух стремится перевалить через него на наименьшей высоте, поэтому он чаще всего движется через перевалы. При этом происходит сужение воздушного потока, что приводит к увеличению его скорости. Ввиду сравнительно малой высоты перевала адиабатический прогрев опускающегося воздуха при боре незначительный.

Бора с давних времен известна в районе Новороссийской бухты и на Адриатическом побережье. За год в Новороссийске наблюдается 46 дней с борой. Скорость ветра до 60 м/с, понижение температуры воздуха на 25°C и более. Новороссийская бора затухает в море уже в нескольких километрах от берега. Продолжительность боры 1-3 суток. Бора есть и на Новой Земле в Арктике. Во Франции местное название боры - мистраль.

В Гренландии и особенно в Антарктиде наблюдаются стоковые ветры - это движение охлажденного воздуха под действием силы тяжести по достаточно длинному пологому склону.

В Антарктиде высокое ледяное плато способствует образованию мощного антициклона над ледяным куполом и стоку охлажденного воздуха. Особенно сильны стоковые ветры на тех участках Антарктиды, где ледовый склон достаточно крут или где имеются ледниковые долины, совпадающие с направлением стока. К берегу скорость ветра увеличивается и вблизи побережья достигает 20 м/с, отмечались скорости 45 м/с с порывами до 90 м/с.

Шквалы - резкие кратковременные усиления ветра на ограниченных территориях. В большинстве случаев шквалы образуются при прохождении кучево-дождевых облаков местной конвекции, либо холодного фронта. Скорость ветра 20 м/с и более.

В условиях большой неустойчивости атмосферной стратификации, кроме грозных шквалов, могут возникать еще особые вихри с вертикальной осью. Во-первых, это совсем небольшие пыльные вихри, во множестве возникающие над перегретой почвой в пустынях, (но не только в пустынях), особенно на границах, где резко меняются свойства подстилающей

поверхности. В сахаре на площади 10 кв.км таких вихрей иногда наблюдается до 100 в день, высотой до 1 км.

Смерч - вихрь с вертикальной осью, возникающий во время шквала или грозы и имеющий очень большую скорость вращения. Соединяя облако с землей или водой, он перемещается со значительной скоростью и обладает большой разрушительной силой. Смерч над сушей называется тромбом, в Америке его называют торнадо. Диаметр смерча над водой составляет около 100 м, над сушей до 1000 м. Высота около 1 км. По характеру разрушений можно было установить, что скорость движения воздуха в этих вихрях 50-100 м/с, а в особо интенсивных торнадо достигает 250 м/с, причем имеется большая вертикальная составляющая скорости, равная 70-90 м/с. Внутри вихря очень низкое давление.

### 2.3.3.Океанические течения

Особое значение для формирования климата имеет взаимодействие между океаном и атмосферой, проявляющееся в обмене теплом, влагой, количеством движения. Океан представляет собой огромный аккумулятор солнечного тепла и влаги. Благодаря ему на Земле сглаживаются резкие колебания температуры и. увлажняются отдаленные районы суши.

Океаническая циркуляция, возникающая в основном под действием циркуляции атмосферы, играет важную роль в межширотном переносе тепла. Установлено, что около половины общего адвективного переноса тепла из низких широт в высокие и из высоких широт в низкие осуществляется океаническими течениями, а остальная половина - через атмосферную циркуляцию.

Океанические течения в первую очередь оказывают влияние на температуру воздуха ее распределение и температурную стратификацию воздушных масс. Холодные течения усиливают устойчивость атмосферы и тем самым ослабляют вертикальный обмен воздуха и водяных паров. Поэтому там увеличивается повторяемость туманов, уменьшается облачность и количество осадков, что способствует поддержанию прибрежных пустынь.

Теплые течения ,наоборот, способствуют развитию термической конвекции в атмосфере, и, следовательно, увлажнению воздуха до значительных высот. Особенно велика неустойчивость воздуха над теплыми течениями в зимнее время, что нередко приводит к зимним грозам даже в таких северных районах, как побережье Норвегии. К теплым течениям приурочены обычно зоны повышенного количества осадков.

Схема течений мирового океана показана на рис 9.



Течения в широтном направлении являются нейтральными, так как не участвуют в межширотном переносе тепла. (К ним относятся Северное пассатное, южное пассатное, Экваториальное противотечение и др).

Течения от тропического пояса к югу или северу являются теплыми, а течения направленные из высоких широт в низкие широты являются холодными.

Например, через пролив между Флоридой и Кубой из Мексиканского залива выходит мощное теплое Флоридское течение, которое дает начало системе Гольфстрима с температурой выше  $28^{\circ}\text{C}$ . Наибольшая ширина этого потока 120 км, глубина 2 км, протяженность 10 тыс. км, расход воды составляет  $9 \cdot 10^{10} \text{ м}^3/\text{ч}$ . Этот поток переносит воды в 22 раза больше, чем все реки земного шара.

Пересекая Атлантический океан, Гольфстрим направляется на северо-восток и разделяется на несколько потоков. Гольфстрим приносит огромное количество тепла к берегам Западной Европы, где омывая берега Норвегии проникает в Баренцево море до Шпицбергена, значительно утепляя западный сектор Арктики.

Большое холодное течение из Баффинова моря направляется на юг под названием Лабрадорского течения, встречаясь с Гольфстримом они образуют Субполярный гидрологический фронт. Именно здесь часто зарождаются циклоны.

В южном полушарии в зоне западного переноса действует мощное течение западных ветров. Из высоких широт южного полушария вдоль западных берегов Южной Америки проходит холодное Перуанское течение, вдоль западных берегов Северной Америки проходит холодное Калифорнийское течение.

Крупные океанические циркуляции существуют и в других районах мирового океана.

Холодные течения, поступающие из высоких широт, способствуют охлаждению тропиков. Теплые течения из тропических районов теплят высокие широты. Океанические течения, возникающие под воздействием атмосферной циркуляции, сами оказывают влияние на атмосферную циркуляцию.

Таким образом, океанические течения являются мощным климатообразующим фактором, сами оказывающими влияние на климат обширных районов через атмосферную циркуляцию.

## **2.4. Роль рельефа в формировании климата**

Рельеф оказывает большое влияние на климат, особенно крупные формы рельефа - горы. В горной местности создается особый тип климата, носящий название горного климата.

В горах с высотой увеличивается приток солнечной радиации вследствие уменьшения массы воздуха и увеличения его прозрачности. Сильно возрастает доля коротковолновой радиации. Однако увеличение солнечной радиации не возмещает расхода тепла в результате интенсивного эффективного излучения. По этой причине, а также под воздействием адиабатического охлаждения температура воздуха с высотой понижается. Однако при образовании в зимнее время температурных инверсий температура воздуха до некоторой высоты может увеличиваться. Возникновению таких инверсий способствуют котловины, куда скатывается холодный воздух. Так, в Верхоянске (высота 120 м) средняя температура февраля  $-46,8^{\circ}\text{C}$ , а в Семеновском Руднике, расположенном в Верхоянском хребте на высоте 1020 м температура  $-30,5^{\circ}\text{C}$ .

С высотой уменьшаются суточные и годовые амплитуды температуры воздуха. Отмечается запаздывание наступления годовых максимальных и минимальных температур, по сравнению с низинами.

Абсолютная влажность с высотой уменьшается, относительная влажность изменяется мало.

Наименьшая облачность в горах наблюдается зимой. Это объясняется тем, что зимой уровень конденсации находится ниже, чем летом, и соответственно, ниже располагаются облака, обнажая горные массивы. Количество облаков больше на наветренных склонах, а на подветренных - меньше.

Осадков в горах больше, но это увеличение происходит лишь до некоторой высоты, в зависимости от географических условий, времени года. Так, на Центральном Кавказе количество осадков увеличивается до высоты 3000 м, а затем начинает убывать. Осадки выпадают больше на склонах, обращенных в сторону влажных ветров.

В высоких горах на некоторой высоте располагается снеговая линия, выше которой снег лежит круглый год. Высота снеговой линии зависит от географической широты, экспозиции склонов, континентальности климата. В полярных странах она располагается низко; по мере продвижения на юг снеговая линия повышается, и в тропических широтах достигает высоты 4500-5000 м.

Горы оказывают большое влияние на ветер. Они задерживают воздушные массы и изменяют направление их движения. Кроме того в горной местности создаются местные ветры в виде фена, боры, горно-долинных и ледниковых ветров.

Горы оказывают большое влияние на атмосферные фронты. При приближении к горному хребту фронт замедляет свое движение. Если хребет достаточно высокий, то фронт огибает его с боков. Если холодный воздух перетекает через высокий горный хребет, то на подветренной стороне устанавливается теплая сухая погода вследствие адиабатического нагревания воздуха при его опускании (эффект фена). Если же хребет невысок, то опускание холодного воздуха вызывает явление боры.

Если на горный хребет надвигается теплый фронт, то он сильно деформируется и профиль его восстанавливается только на расстоянии 200-300 км от хребта.

Горные хребты оказывают большое влияние не только на климат местности, где они располагаются, но и на климат прилегающих к ним районов. Горы задерживают массы воздуха, особенно холодные. В этом случае горные хребты могут являться границей, разделяющей области с различными климатическими условиями. Так, под влиянием Кавказского хребта, теплый климат Закавказья отличается от сурового климата Предкавказья.

В условиях равнинной местности на климат могут оказывать большое влияние даже невысокие возвышенности, например, Среднерусская, Приволжская и др.

Для горных районов является характерной большая неравномерность (пятнистость) в пространственном распределении климатических характеристик.

В горах имеет место высотная климатическая зональность. Это явление заключается в том, что в горах изменение метеорологических элементов с высотой создает быстрое изменение всего комплекса климатических условий. Образуются расположенные друг над другом климатические зоны (или пояса) с соответствующими изменениями растительности. Эта смена высотных климатических зон напоминает смену климатических зон в широтном направлении. С той разницей, что для изменений, которые в горизонтальном направлении происходят на протяжении тысяч километров, в горах нужно изменение высоты только на километры.

При этом растительность в горах сменяется в следующем порядке. Сначала идут лиственные леса (в сухих климатах они начинаются не от подножия, а с некоторой высоты). Затем следуют хвойные леса, куст арники,



альпийская растительность из трав и стелющихся кустарников; дальше за снеговой линией следует зона постоянного снега и льда.

## **3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ**

### ***3.1. Распределение температуры воздуха на уровне моря***

#### **3.1.1. Суточный и годовой ход температуры воздуха**

Суточный и годовой ход температуры воздуха у земной поверхности определяется соответствующим ходом температуры подстилающей поверхности.

В суточном ходе над сушей минимальная температура воздуха наблюдается перед восходом Солнца, максимальная - через 2-3 часа после полудня. Над морями и океанами максимум температуры воздуха наступает на 2-3 часа раньше, чем над материками. Наибольшие суточные амплитуды температуры воздуха наблюдаются в субтропических широтах, с увеличением широты - убывают. В умеренных широтах наименьшие амплитуды наблюдаются зимой; наибольшие летом. В полярных областях в полярную ночь суточные амплитуды не обнаруживаются.

Над водной поверхностью суточные амплитуды меньше, чем над сушей. В ясную погоду суточная амплитуда больше, чем в облачную. Суточная амплитуда убывает также с высотой местности.

#### **Годовой ход температуры воздуха**

В северном полушарии на континентах максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле, минимальная - в январе. На океанах и побережьях материков экстремальные температуры наступают позднее: максимум - в августе, минимум - в феврале - марте. Амплитуда годового хода представляет собой разность среднемесячных температур самого теплого и самого холодного месяцев.

Наименьшая годовая амплитуда наблюдается в экваториальной зоне. С увеличением широты амплитуда увеличивается до наибольших значений в полярных широтах.

Но величине амплитуды и по времени наступления экстремальных температур выделяют четыре типа годового хода температуры воздуха.



#### 1. Экваториальный тип.

В году наблюдаются два максимума температуры - после весеннего и осеннего равноденствия, когда Солнце в полдень находится в зените, и два минимума - после зимнего и летнего солнцестояния, когда Солнце находится на наиминишей высоте, вследствие небольшого изменения притока тепла в течение года, амплитуды малы, над океаном -около  $1^{\circ}\text{C}$ , над сушей  $5-10^{\circ}\text{C}$ .

#### 2. Тропический тип.

В годовом ходе температуры воздуха - один максимум и один минимум, соответственно после летнего и зимнего солнцестояния. Средняя годовая амплитуда над материками -  $10-20^{\circ}\text{C}$ , над океанами -  $5-10^{\circ}\text{C}$ .

#### 3. Тип умеренного пояса.

Также отмечается в годовом ходе температуры воздуха один максимум и. один минимум (после летнего и зимнего солнцестояния). Годовые амплитуды увеличиваются с широтой, над материками в среднем составляют  $40-50^{\circ}\text{C}$ , а на широте  $60^{\circ}$  достигают  $60^{\circ}\text{C}$ , над океанами -  $10-15^{\circ}\text{C}$ .

#### 4. Полярный тип.

Годовые амплитуды над сушей превышают  $65^{\circ}\text{C}$ , над океанами и побережьями полярных морей -  $25-40^{\circ}\text{C}$ .

### 3.1.2. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности

Распределение температуры воздуха на картах показывают с помощью изотерм - линий равных температур. На рис. 10 и 11 представлены карты средних многолетних температур января и июля.

Из рассмотрения карт можно установить общие закономерности влияния климатообразующих факторов на распределение, температуры воздуха на земном шаре. Прежде всего, влияние широты. Температура в общем убывает от экватора к полюсам в соответствии с распределением солнечной радиации и радиационного баланса. Это убывание особенно значительно в каждом полушарии зимою, потому что вблизи экватора температура мало меняется в годовом ходе, а в высоких, широтах зимою она значительно ниже, чем летом.

Однако изотермы на картах не совпадают вполне с широтными кругами, как и изолинии радиационного баланса. Особенно они сильно отклоняются от зональности в северном полушарии. В этом ясно проявляются свойства суши и океанов. Кроме того, возмущения в распределении

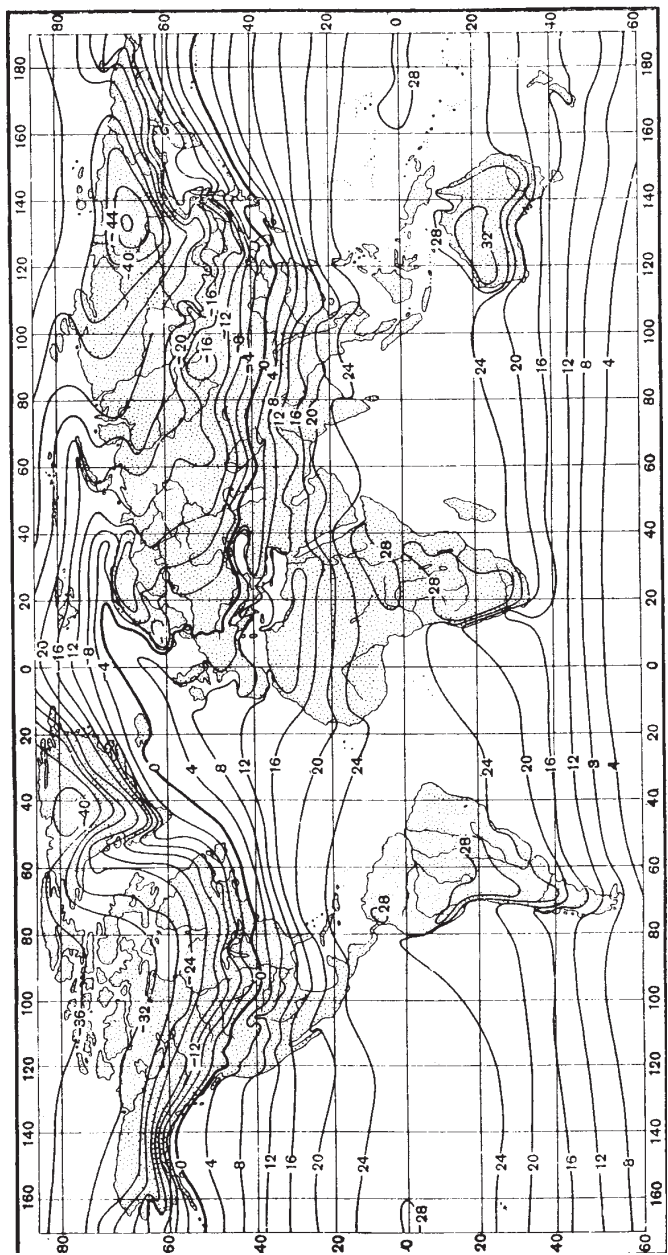


Рис.10. Изотермы января

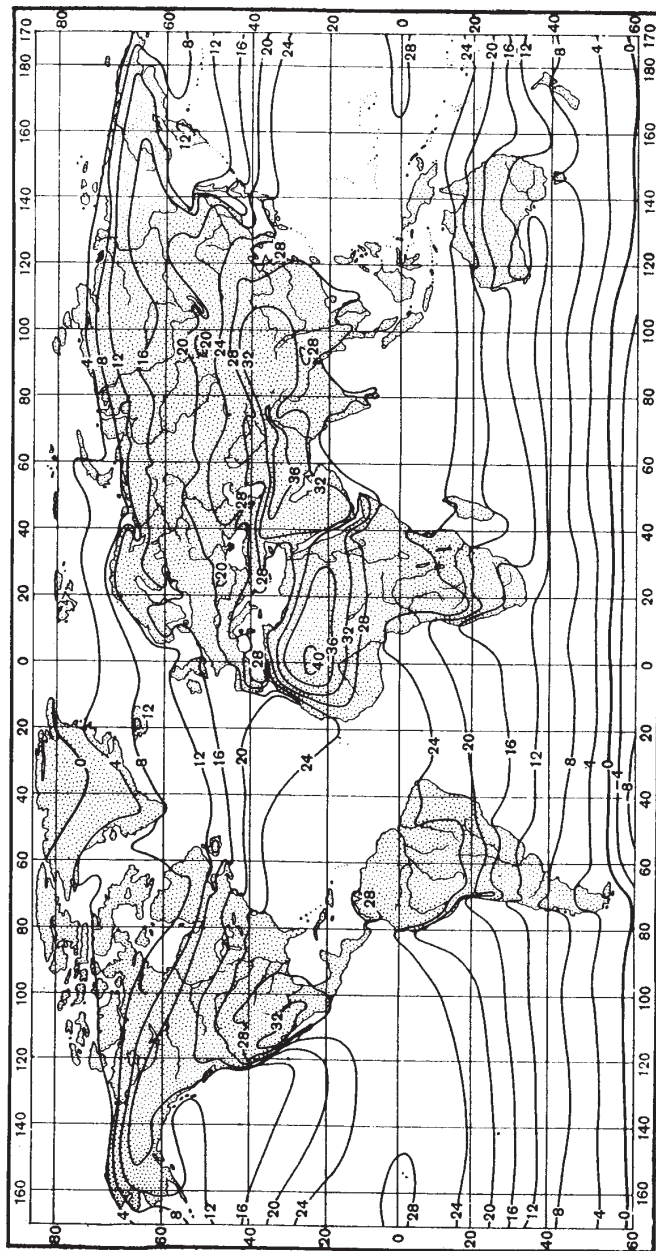


Рис.11. Изотермы июля (°С)

температуры связаны с наличием снежного и ледяного покрова, горных, хребтов, с теплыми и холодными океаническими течениями. Наконец, на распределение температуры оказывает влияние общая циркуляция атмосферы. Ведь температура в каждом данном месте определяется не только условиями радиационного баланса в этом месте, но и адвекцией воздуха из других районов.

Сопоставляя карты изотерм января и июля, можно более детально увидеть особенности сезонного распределения температуры воздуха на земном шаре.

Изотермы января не совпадают с широтными кругами. Они имеют изгибы, наиболее ярко выраженные в северном полушарии, особенно в районах перехода с моря на сушу и наоборот. Объясняется это различием температур воздуха над водоемами и континентами. В южном полушарии, где преобладает водная поверхность, изотермы проходят более плавно и имеют почти широтное направление, в северном полушарии изотермы расположены гуще чем в южном. Особенно это проявляется над материками, где контрасты температур между отдельными районами больше, чем над океанами.

Над северной частью Атлантического океана отмечается сильный прогиб январских изотерм к северу. Это объясняется отепляющим действием Гольфстрима, омывающего западные берега Европы. Почти в меридиональном направлении зимой проходят изотермы и на севере Европейской территории России. Температура здесь понижается по мере удаления от Атлантического океана т.е. с запада на восток, примерно до  $135^{\circ}$  в.д. На севере Якутии, в районе Верхоянска и Оймякона располагается так называемый полюс холода, окаймленный изотермой  $-50^{\circ}\text{C}$ . В отдельные дни температура здесь опускается еще ниже: в Верхоянске она достигала  $-68^{\circ}\text{C}$ , а Оймяконе отмечен абсолютный минимум температуры воздуха в северном полушарии, равный  $-71^{\circ}\text{C}$ . Полюс холода в районе Оймякона обусловлен физико-географическими факторами: Оймякон расположен в котловине, куда стекает холодный воздух со склонов хребтов.

Вторым полюсом холода в северном полушарии является Гренландия, где приведенная к уровню моря средняя месячная температура самого холодного месяца составляет  $-55^{\circ}\text{C}$ . Минимальная температура здесь равна примерно  $-70^{\circ}\text{C}$ . Возникновение гренландского полюса холода связано с большим альбедо ледникового плато.

В южном полушарии в январе лето, поэтому над Южной Америкой, Африкой и Австралией в это время расположены очаги тепла.

Июльские изотермы в северном полушарии расположены значительно реже, чем январские, так как контрасты температур между полюсом и экватором летом значительно меньше, чем зимой. Летом температура воздуха над материками выше, чем над океанами. Поэтому в северном полушарии изотермы изгибаются к северу. Над Северной Америкой, Африкой и Азией хорошо выражены замкнутые области тепла, особенно следует обратить на область в Сахаре, где средняя температура июля составляет  $40^{\circ}\text{C}$ , а в отдельные дни она превышает  $50^{\circ}\text{C}$ . Абсолютный максимум температуры в Северной Африке составляет  $56^{\circ}\text{C}$  (южнее Триполи). Такая же температура была отмечена в Калифорнии, в долине Смерти.

Самые высокие температуры наблюдаются примерно вдоль  $10^{\circ}$  с.ш. Линия, соединяющая точки с максимальными средними годовыми температурами, называется термическим экватором. Летом термический экватор смещается к  $20^{\circ}$  с.ш., а зимой приближается к  $5-10^{\circ}$  с.ш., т.е. всегда остается в северном полушарии. Объясняется это тем, что в северном полушарии больше материков, которые нагреваются сильнее, чем океаны южного полушария.

В южном полушарии в июле зима. Изотермы здесь проходят почти в зональном направлении, т.е. совпадают по направлению с параллелями. В высоких южных широтах температура резко понижается в направлении к Антарктиде. На ледяном плато Антарктиды наблюдаются самые низкие температуры воздуха. На побережье Антарктиды средняя температура июля изменяется от  $-15^{\circ}\text{C}$  до  $-35^{\circ}\text{C}$ , а в центре Восточной Антарктиды она достигает  $-70^{\circ}\text{C}$ . На станции Восток, расположенной на  $78^{\circ}$  ю.ш. на высоте 3488 м зарегистрирована самая низкая температура воздуха на земном шаре у земной поверхности, равная  $-89,2^{\circ}\text{C}$ . Если температуры ст. Восток и Оймякон привести к одной высоте, то они окажутся близкими по величине.

Различия в средней годовой температуре воздуха между Арктикой и Антарктидой оставляют  $10-14^{\circ}\text{C}$ . Это в значительной степени определяется тем, что Антарктида занята обширным материком, а большая часть Арктики занята океаническими водами, куда сравнительно легко проникает тепло из более низких широт.

На рис. 12 дана карта, на которой показано распределение средних годовых амплитуд температуры воздуха. Откуда видно, что наименьшие амплитуды располагаются вблизи экватора, над океанами. Наибольшие над материками в районах пустынь, а также в глубине континентов в умеренных и высоких широтах. (Северная Америка, северо-восток Сибири).

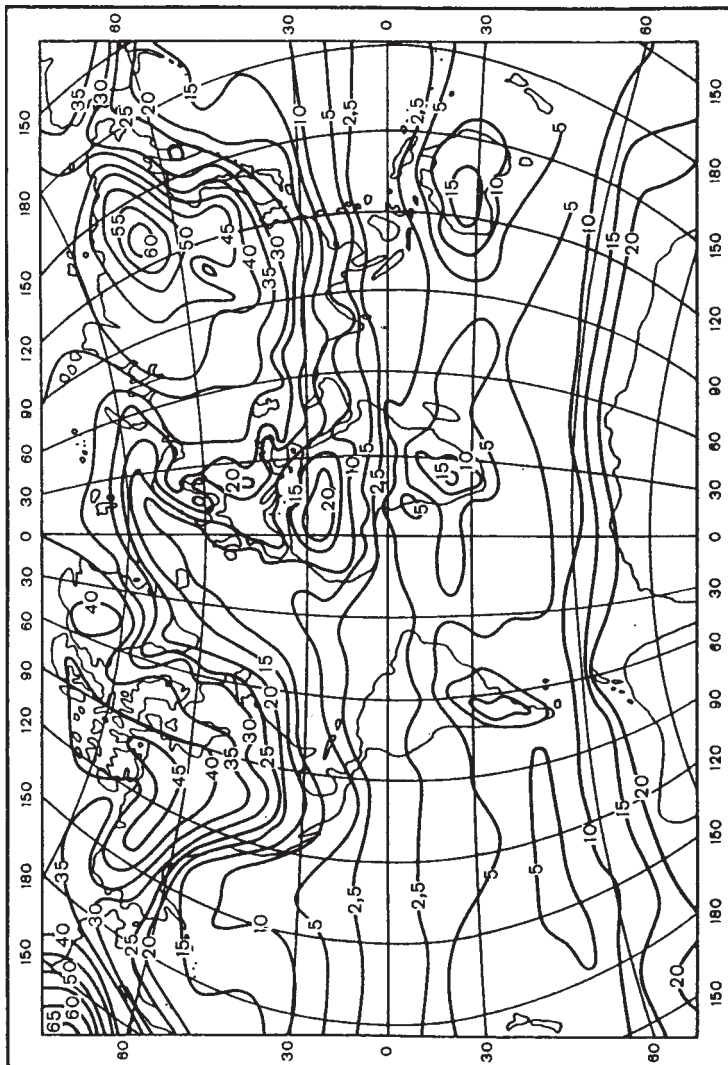


Рис. 12. Средние годовые амплитуды температуры воздуха (°С)

### 3.1.3. Температурные аномалии

Температурной аномалией в данном пункте называется разность между среднегодовой (или среднемесячной) температурой воздуха в этом пункте и соответствующей средней температурой для всего данного широтного круга. Линии на карте, соединяющие точки с одинаковыми аномалиями, называются термоизаномалами.

На январской карте изаномал (рис.13) видно, что зимой в районе восточно-сибирского полюса холода располагается центр замкнутых: изаномал, где среднемесячные температуры на  $24^{\circ}\text{C}$  ниже средних температур соответствующих широтных кругов. Весь Азиатский материк в это время года является аномально холодным. Отрицательные аномалии /до  $-20^{\circ}\text{C}$ / обнаруживаются и над Северной Америкой. Наибольшие положительные аномалии (до  $+24^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в районе между Исландией и Скандинавским полуостровом, что связано с тепляющим действием Гольфстрима. Изаномала  $0^{\circ}\text{C}$  проходит через Европейскую территорию России и делит ее на две примерно равные части: западную (аномально теплую) и восточную (аномально холодную).

На июльской карте изаномал (рис. 14) контрасты между материками и океанами значительно меньше, чем на январской. Наибольшие положительные аномалии ( $+8^{\circ}\text{C}$ ) отмечаются в Северной Африке и в Юго-Восточной Азии. Океаны северного полушария аномально холодны. Над материками южного полушария в июле (зимой) наблюдаются отрицательные аномалии (до  $-4$ )

Зимой северное полушарие холоднее южного (средняя температура воздуха в северном полушарии в январе  $+9,0^{\circ}\text{C}$ , южном полушарии в июле  $+11,4^{\circ}\text{C}$ ). Летом, наоборот, северное полушарие нагревается сильнее, чем южное (в северном полушарии в июле температура  $+22,4^{\circ}\text{C}$ , в южном в январе  $- +16,4^{\circ}\text{C}$ ). В целом за год температура северного полушария так же выше, чем южного (соответственно  $15,2^{\circ}$  и  $13,8^{\circ}\text{C}$ ). В северном полушарии больше годовая амплитуда температуры (в северном полушарии  $13,4^{\circ}\text{C}$ , в южном  $5,0^{\circ}\text{C}$ ). Это объясняется большей континентальностью северного полушария.

Средняя годовая температура воздуха всего земного шара составляет  $14,2^{\circ}\text{C}$ .



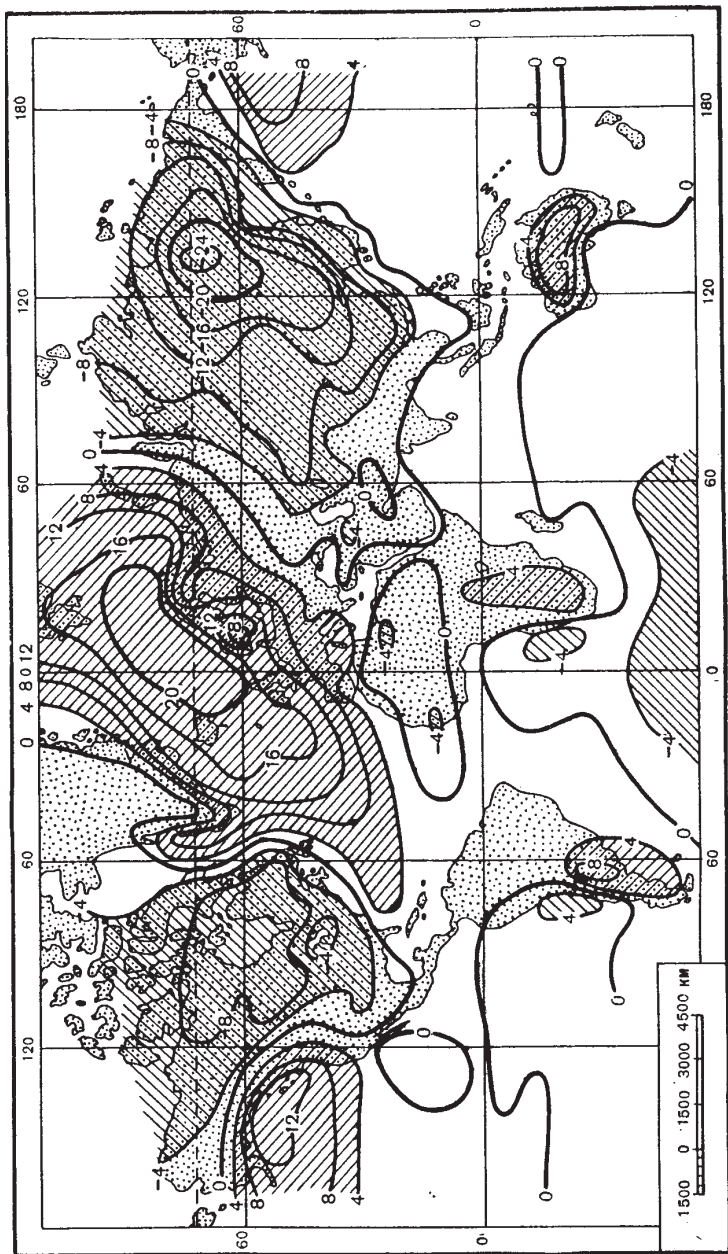


Рис.13. Термоаномалия января (°С)



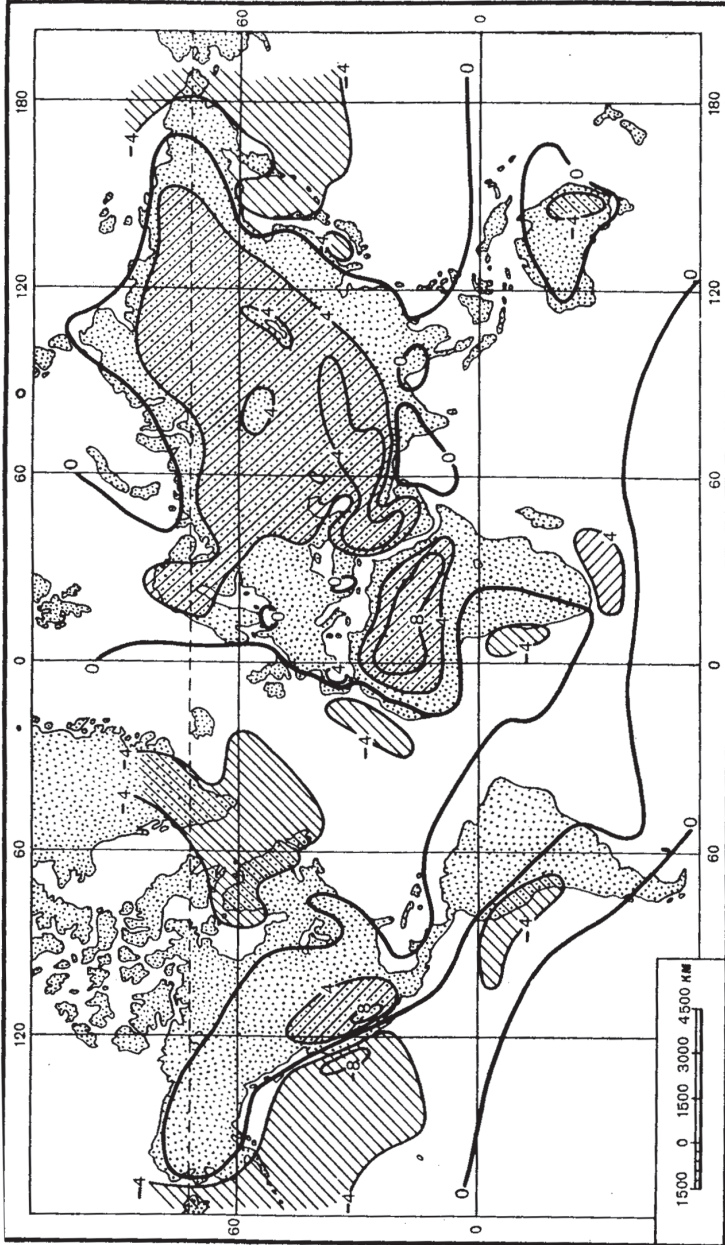


Рис.14. Термоаномалии июля (°С)

### **3.2. Географическое распределение абсолютной и относительной влажности воздуха**

Географическое распределение влагосодержания зависит от скорости испарения в отдельных районах и от переноса водяного пара воздушными потоками из одних мест в другие. В общем, распределение абсолютной влажности соответствует распределению температуры воздуха. Наибольшие ее значения (до 20-22,5 г/м<sup>3</sup>) отмечаются в местах с влажным тропическим климатом, а в Калькутте во время летнего муссона она доходит до 25 г/м<sup>3</sup>. По мере возрастания широты и убывания температуры абсолютная влажность понижается. В центральных районах материков она меньше, чем на побережьях. Наименьшие значения абсолютной влажности (до 0,1 г/м<sup>3</sup>) наблюдаются зимой на северо-востоке Сибири. В районе Верхоянска отмечено понижение до 0,025 г/м<sup>3</sup>. При температуре же около -70°С здесь возможно понижение до 0,003 г/м<sup>3</sup>. В центральном районе Антарктиды отмечалось понижение абсолютной влажности до 0,001 г/м<sup>3</sup>.

Относительная влажность зависит от влагосодержания и температуры воздуха. Она всегда высока в экваториальной зоне, где влагосодержание воздуха очень велико, а температура не слишком высока вследствие большой облачности. Здесь относительная влажность в среднем годовом доходит до 85% и более. Относительная влажность воздуха всегда высока и в Северном Ледовитом океане, на севере Атлантического и Тихого океанов, в антарктических водах. Она достигает здесь таких же значений, как и в экваториальной зоне. Причина высокой относительной влажности здесь другая. Абсолютная влажность воздуха в высоких широтах мала, но зато здесь и низкая температура воздуха, особенно зимой.

В условиях морского климата относительная влажность воздуха летом выше, чем в континентальном; зимой же в умеренных широтах больших различий в значениях относительной влажности между сушей и морем не замечается. Над океанами на разных широтах существенных различий в величинах относительной влажности нет. Очень мала относительная влажность в зоне пустынь (в среднем до 30%).

### **3.3. Географическое распределение испарения**

При рассмотрении испарения следует различать два понятия: действительное испарение и испаряемость. Испаряемость есть количество влаги, которое могло бы испариться с хорошо увлажненной поверхности почвы при существующих в данной местности климатических условиях. Для

переувлажненной почвы, а также для водной поверхности значения испаряемости будут близки к значениям действительного испарения.

В полярных областях при низких температурах испаряемость мала. В тропиках испаряемость сравнительно невелика на побережьях и резко возрастает внутри материков, особенно в пустынях. Так, на Атлантическом побережье Сахары годовая испаряемость 600-700 мм, а на расстоянии 500 км от берега – 3000 мм.

Испарение с океанов (где оно совпадает с испаряемостью) значительно превышает испарение с суши. На большей части акватории мирового океана в средних и низких широтах оно от 600 до 2500 мм, а максимумы доходят до 3000 мм. В полярных районах при наличии льдов испарение сравнительно невелико. На суше годовые суммы испарения от 100-200 мм в полярных районах (в Антарктиде еще меньше), до 800-1000 мм во влажных тропических лесах.

Основным источником водяного пара для атмосферы в северном полушарии является область примерно от 12 до 40° с.ш., где испарение превышает осадки, расход этого избытка водяного пара происходит главным образом в приэкваториальной зоне и к северу от 40 с.ш., где осадки превышают испарение.

### ***3.4. Географическое распределение облачности***

Степень покрытия небесного свода облаками называют облачностью. Ее выражают в десятых долях покрытия неба (в баллах).

На поверхности земного шара облачность распределяется весьма неравномерно.

От самых высоких широт к субполярным облачность увеличивается и достигает максимума в зоне 70-60° широты. Это связано с максимальным развитием циклонической деятельности в субполярных широтах, особенно над морями. Затем к субтропическим широтам облачность убывает и достигает минимума в зоне 30-20°. Этот минимум связан с субтропическими антициклонами.

В этой зоне наибольшее распространение имеют пустыни. Дальше к экватору облачность снова увеличивается, и в зоне экваториальной конвергенции пассатов обоих полушарий, где возникает конвекция, круглый год наблюдается мощная кучевая облачность.

В среднем над сушей облачность меньше, чем над океанами. Наиболее облачные районы на земном шаре располагаются в северной части Атлантического, Тихого океанов и в Арктике. В этих местах средняя годовая

облачность доходит до 8,1-6,4 балла. Велика средняя облачность на берегах Антарктиды (8,9 балла). Наименьшая облачность наблюдается в пустынях. Так, в Сахаре местами среднее годовое значение облачности составляет 0,5 балла, для земного шара в целом составляет 5,4, т.е. поверхность земного шара закрыта облаками более чем наполовину.

В низких широтах преобладают кучевые конвективные облака, в умеренных широтах - кучевые и слоисто-кучевые облака, в высоких широтах - слоистообразные облака.

### **3.5. Географическое распределение осадков**

#### **3.5.1. Годовой ход осадков**

Годовой ход осадков зависит как от общей циркуляции атмосферы, так и от местных физико-географических условий, различают несколько типов годового хода осадков.

##### **1. Экваториальный тип**

Вблизи экватора (примерно до  $10^{\circ}$  с. и ю. широты) в году имеется два дождливых сезона, разделенных сравнительно сухими сезонами. Дождливые сезоны приходятся на время после равноденствий, когда внутритропическая зона конвергенции (тропический фронт) близка к экватору и конвекция получает наибольшее развитие. Главный минимум приходится на лето северного полушария, когда внутритропическая зона конвергенции наиболее удалена от экватора.

##### **2. Тропический тип**

Дождливый период при наивысшем стоянии Солнца. Вблизи тропика примерно 4 месяца в году с обильными дождями и 8 месяцев - сухих.

##### **3. Тип тропических муссонов**

В тех районах тропиков, где хорошо выражена, муссонная циркуляция (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.

##### **4. Средиземноморский тип**

На островах и в западных частях материков субтропических широт также наблюдается различие, иногда очень резкое, между влажным и сухим сезонами. Максимум приходится, однако, не на лето, а на зиму или осень. Сухое лето обусловлено здесь 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, в Калифорнии, на юге Африки, на юге Австралии, на Южном берегу Крыма. Сюда можно отнести годовой ход осадков в пустынях Средней Азии.

#### 5. Внутриматериковый тип умеренных широт

Внутри материков в умеренных широтах максимум осадков приходится на лето, а минимум - на зиму, при преобладании антициклонов. В Азии этот годовой ход выражен особенно резко, так как зимой здесь господствуют очень мощные антициклоны с их сухой погодой. Но этот тип существует и в Европе, и в Северной Америке.

#### 6. Морской тип умеренных широт

В западных частях материков умеренных широт циклоны чаще бывают зимой, чем летом, поэтому там преобладают зимние осадки или распределение осадков в течение года относительно равномерное. Так, в прибрежных районах Западной Европы наиболее богаты осадками осень и зима, наиболее сухи весна и раннее лето. Такой же годовой ход наблюдается и над океанами умеренных широт.

#### 7. Муссонный тип умеренных широт

В муссонных районах умеренных широт, преимущественно на востоке Азии, максимум осадков приходится на лето, как и внутри материка, а минимум - на зиму. Но амплитуда больше, чем во внутриматериковых районах, особенно за счет обильных летних осадков.

#### 8. Полярный тип

Над материками наблюдается летний максимум осадков, так как летом влагосодержание воздуха выше, чем зимой, а интенсивность циклонической деятельности не очень сильно меняется в течение года.

### 3.5.2. Географическое распределение осадков

Распределение осадков на земной поверхности в сильной степени зависит от особенностей циркуляции атмосферы, рельефа, экспозиции склонов, характера подстилающей поверхности и т.д.

На рис. 15 представлена карта распределения годовых сумм осадков.

Наибольшее количество осадков выпадает в экваториальной зоне - до 1000-2000, а местами до 10000 мм за год. Значительные количества осадков в этой зоне обусловлены мощными восходящими движениями воздуха. По обе стороны от экваториальной зоны годовые количества осадков уменьшаются (до 250 мм и менее). Минимум осадков наблюдается в субтропических широтах, где располагаются обширные пустыни и степи. В

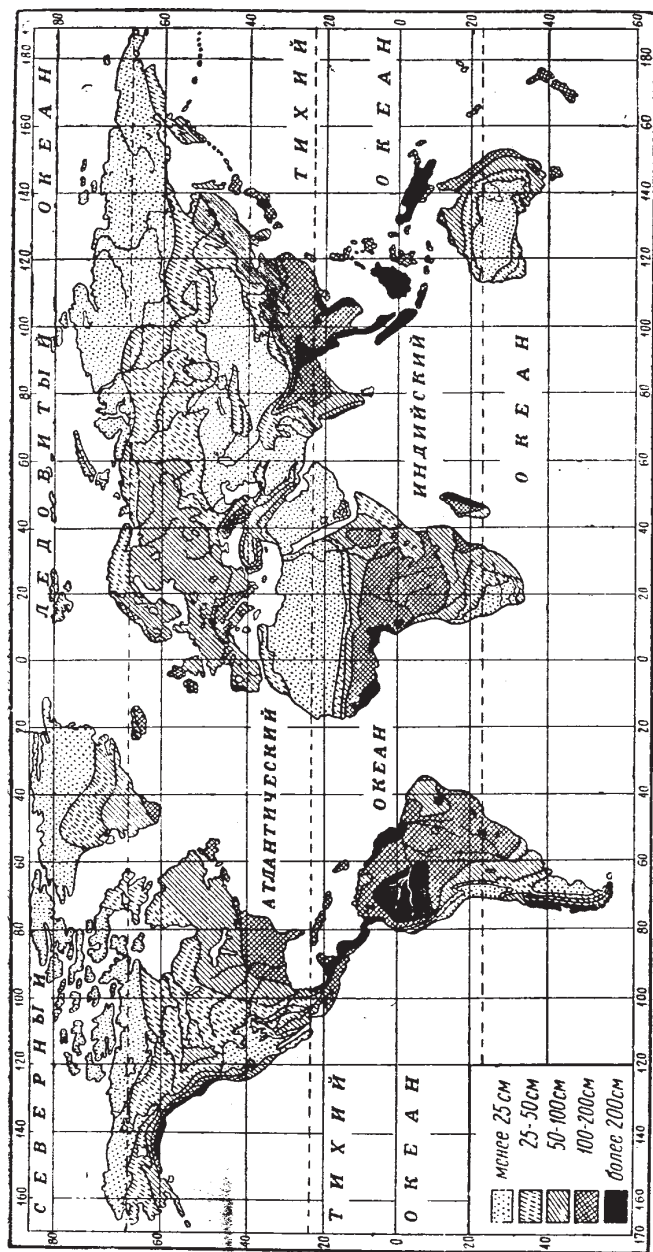


Рис. 15. Распределение годовых сумм осадков

умеренных широтах годовые количества осадков снова возрастают, особенно над западными побережьями материков, где преобладают западные морские ветры, приносящие влажные массы воздуха. На этих побережьях они возрастают до 1000 мм и более. По мере удаления от западных берегов количество осадков в умеренных широтах уменьшается и внутри континентов доходит до 250 и ниже. В полярных широтах осадков выпадает - до 250 и менее. Причиной является низкая температура, малое испарение, и низкое содержание пара в воздухе.

В южном полушарии осадки убывают примерно от 1000 мм на 40-й параллели до 250 мм на полярном круге. В глубине Антарктиды осадки измеряются десятками, миллиметров за год.

Наибольшее количество осадков на земном шаре наблюдается на северо-востоке Индии в предгорье Гималаев в Черрапунджи (1313 м над уровнем моря), где за год выпадает в среднем около 11000 мм. В 1974 г там выпало 24326 мм. На одном из Гавайских островов (Кауай) годовая сумма осадков в горах на высоте 1738 м достигает 12090 мм. Много осадков выпадает у подножия горы Камерун (Африка) - до 9500 мм в год.

Наименьшее количество осадков выпадает в пустынях. Так, в пустыне Атакама (северная часть Чили), а также местами в долине Нила (Асуан) годами и десятилетиями бывает полное бездождье. На большей части Сахары осадков за год выпадает менее 50 мм.

На распределение осадков оказывает характер земной поверхности. Пересеченная и неровная поверхность вызывает неравномерное распределение осадков, так как неровности усиливают турбулентное движение воздуха. На склонах, обращенных в сторону теплых влажных ветров, осадков выпадает больше, чем на подветренных склонах.

Большое влияние на осадки оказывают морские течения. На побережья, омываемых теплыми течениями, осадков выпадает много, причем дожди часто сопровождаются грозами. Наоборот, на западных побережьях материков в тропических и субтропических широтах, омываемых холодными течениями, осадков выпадает мало, эти берега являются пустынями. (Например, южная Африка, южная Америка).

Перенос влаги с океана на сушу в виде пара и возвращение этой воды в океан через реки называется большим влагооборотом. Движущей силой его является солнечная радиация.

Основную роль в образовании осадков на суше играет водяной пар, переносимый воздушными течениями с океана. По сравнению с этим количеством местное испарение, даже для такой обширной территории, как европейская часть России, дает гораздо меньше водяного пара. Из общей



суммы осадков, выпадающих на этой территории, только 10% формируются из водяного пара, поступающего в воздух при местном испарении. Однако роль местного испарения все же велика, так как оно поддерживает влажность в воздушных массах на уровне, допускающим образование осадков, и тем стимулирует их выпадение.

Для земного шара в целом годовая сумма осадков, численно равная испарению, составляет 1130 мм.

Количество выпадающих осадков само по себе еще не определяет условий увлажнения почвы. Примерно одинаковое количество осадков выпадает и в полупустыне Прикаспийской низменности, и в тундре. Но в первом случае недостаток увлажнения приводит к опустыниванию местности, а во втором случае создается избыточное увлажнение и заболачивание. Поэтому для оценки условий увлажнения учитывают не только выпадающие осадки, но и испаряемость (возможное в данной местности испарение при неограниченном запасе влаги). Условия увлажнения за год, за месяц, или за сезон характеризуется коэффициентом увлажнения

$$K = \frac{h_{oc}}{h_{исп}}$$

где  $h_{oc}$  – количество осадков, мм;  
 $h_{исп}$  – испаряемость, мм.

Коэффициент увлажнения показывает, в какой доле выпадающие осадки в состоянии возместить потерю влаги. 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. Степень увлажнения вместе с температурными условиями определяет тип растительности и всего географического ландшафта в данной местности. Избыточное количество осадков возвращается в океан в виде речного стока.

## **4. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС И КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ**

### **4.1. Географические типы воздушных масс**

В различных географических районах формируются воздушные массы с определенными свойствами. Образование этих воздушных масс



происходит над обширными областями с однородной подстилающей поверхностью в устойчивых антициклонах. Например, в азорском, гавайском максимумах в субтропическом поясе, в сибирском антициклоне в зимнее время. Воздушные массы могут создаваться и в районах устойчивых областей пониженного давления, например, в районе исландского минимума, а зимой в районе Средиземного моря. Районами формирования воздушных масс являются высокие широты и внутритропическая зона. Из этих районов воздушные массы затем перемещаются в другие места, сохраняя в течение некоторого времени свойства, которые они получили в местах зарождения. С течением времени эти свойства изменяются, т.е. происходит трансформация воздушной массы в местную.

В процессе формирования климатов большое значение имеют следующие основные типы воздушных масс: арктический (в южном полушарии антарктический) воздух, воздух умеренных широт и тропический воздух. Эти воздушные массы в зависимости от характера подстилающей поверхности, над которой они формируются, делятся на континентальные и морские. Кроме того, различают еще экваториальный воздух, формирующийся в экваториальной зоне.

Арктический (антарктический) воздух формируется над ледяными полями Арктики (Антарктики) из воздуха умеренных широт, притекающего в полярные области. Арктический воздух очень холодный, содержит мало водяного пара. Вторжение его в умеренные широты вызывает резкие и быстрые понижения температуры, называемые волнами холода. С этими волнами холода связаны сильные морозы зимой при ясной погоде и заморозки весной и осенью. Такие волны холода в некоторые годы достигают Северной Африки.

Континентальный воздух умеренных широт формируется за счет морского воздуха умеренных широт и арктического воздуха, вторгающегося в эти широты. В зимнее время формирование протекает над сильно охлажденной поверхностью суши, покрытой снегом. Поэтому континентальный воздух умеренных широт зимой очень охлажден, особенно снизу.

Морской воздух умеренных широт приходит из умеренных широт океанов. На континентах он перерождается в континентальный воздух умеренных широт и тем значительнее, чем дальше продвигается вглубь континента.

Континентальный тропический воздух формируется в тропических пустынях и степях из экваториального воздуха, а также из воздуха умеренных широт. В теплое время года в северном полушарии очагами его формирования

могут являться Балканы, Малая Азия, Монголия, Северный Китай. Вторжение этого воздуха вызывает сухую жаркую погоду, сопровождаемую сухими ветрами - суховеями.

Морской тропический воздух приходит из субтропических широт океанов, где он формируется в областях высокого давления (субтропических максимумов).

Экваториальный воздух формируется в экваториальной зоне из тропического воздуха пассатов. Он сильно увлажнен.

Физические свойства воздушных масс не остаются постоянными. Они с течением времени изменяются, постепенно теряют свои свойства, полученные ими в районах зарождения, и приобретают новые свойства, характерные для других воздушных масс. Так, морской воздух умеренных широт, проникающий в Европу, по мере продвижения на восток постепенно теряет свои свойства морского воздуха и перерождается в континентальный воздух умеренных широт. Последний, проникая в теплое время года на юг и юго-восток Европейской территории России, сильно прогревается и может трансформироваться в тропический континентальный воздух.

## **4.2. Климатологические фронты**

Климатологическими фронтами называют узкие зоны, разделяющие воздушные массы различного происхождения, приносимых преобладающими воздушными течениями. Положение климатологических фронтов тесно связано с распределением центров действия атмосферы. Климатологические фронты, как и центры действия атмосферы, являются результатом статистического осреднения положений областей высокого, низкого давления и атмосферных фронтов на синоптических картах за многолетний период.

Климатологические фронты показывают, в каких районах Земли в течение года преобладают те или иные воздушные массы, где от зимы к лету происходит смена воздушных масс с различными свойствами.

Выделяют следующие виды климатологических фронтов: арктический (антарктический в южном полушарии), умеренных широт (полярный фронт), тропический. Положения фронтов на январь и июль показаны на рис. 16.

В северном полушарии в январе (рис.16,а) выделяют две ветви арктического фронта, разделяющего арктический воздух от умеренного. Одна из них на севере Атлантического океана и Евразийского материка, вторая проходит через Аляску и север Канады.

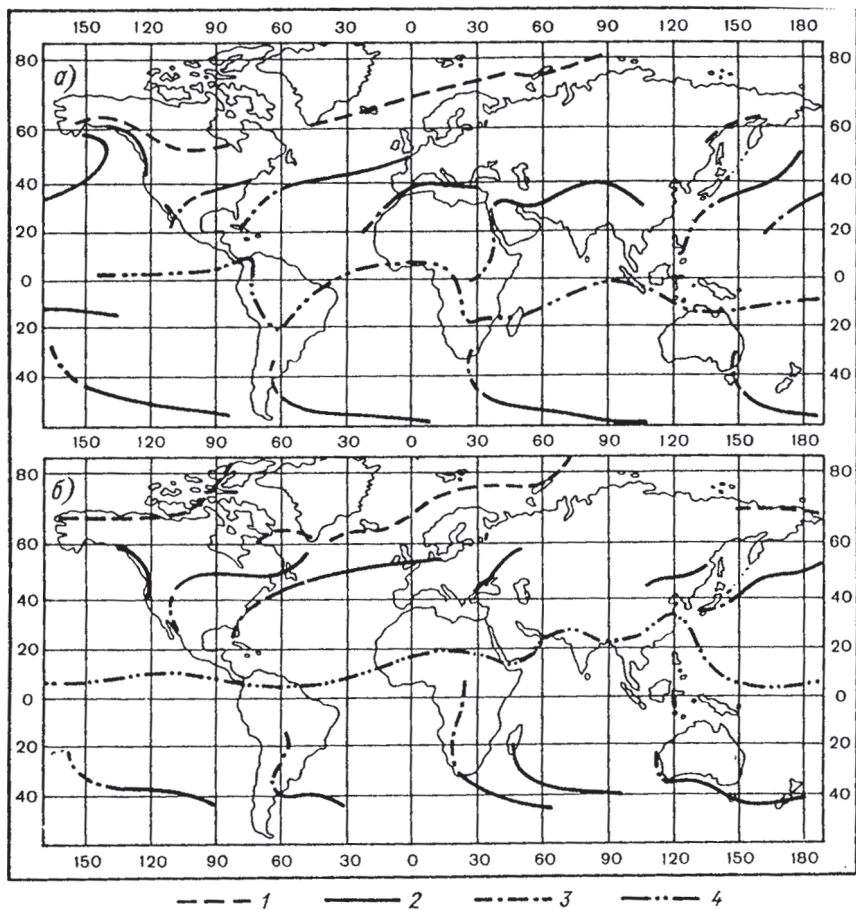


Рис.16. Климатологические фронты в январе (а) и июле (б).

1 - арктический; 2 - полярный; 3 - пассатный (продолжение полярного фронта в тропическую зону); 4 - ось экваториальной ложбины.

Антарктический воздух южного полушария от умеренного отделяет антарктический фронт.

Южнее арктического фронта располагается система полярных фронтов, отделяющих районы с воздухом умеренных широт от районов с тропическим воздухом. На рис. 16,б видно, что в арктическом и полярном фронтах имеются разрывы, которые особенно велики над Евразийским материком. Они указывают районы, где происходит глубокое проникновение холодных воздушных масс к югу, теплых - к северу, а атмосферные фронты размываются. На представленных картах видно, что концы полярных фронтов проникают далеко вглубь тропиков, где они разделяют уже не тропический воздух и воздух умеренных широт, а различные массы сформировавшиеся в различных субтропических антициклонах. В связи с чем их называют пассатными фронтами. Арктический (Антарктический) и полярный фронты в течение года меняют свое положение, перемещаясь в более высокие широты летнего полушария. На этих фронтах развивается, интенсивная циклоническая деятельность, которая имеет большое климатообразующее значение, так как с ней связан перенос теплых масс воздуха в высокие широты и вторжение холодных масс в низкие. На фронте умеренных широт, проходящем зимой вдоль горных цепей Ирана, Афганистана и Тибета, взаимодействуют массы континентального тропического воздуха и воздуха умеренных широт Азии. Из-за сухости этих воздушных масс, при прохождении циклонов осадков выпадает мало.

Вблизи экватора в полосе встречи пассатов обоих полушарий (внутритропическая конвергенция) находится экваториальная депрессия, названная тропическим фронтом, хотя этот фронт, по существу не является таковым, так как он разделяет воздушные массы с одинаковыми свойствами. В январе тропический фронт смещается к югу, особенно сильно над Индийским океаном, а в июле - в северное полушарие, и в Азии продвигается до Гималаев. Эти смещения связаны со смещением полосы наибольшего нагревания (термического экватора). Области, находящиеся между зимним и летним положениями тропического фронта являются областями тропических муссонов.

## **5. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ**

На поверхности земного шара наблюдается большое разнообразие климатов. Существуют различные классификации, приводящие климаты земного шара в определенную систему и дающие границы распространения отдельных видов климата. Последнее имеет большое практическое значение,

так как с климатом связана хозяйственная деятельность человека, жизнедеятельность животных и растительных организмов.

## **5.1. Ландшафтно-ботаническая классификация климатов Л.С.Берга**

Большое распространение получила ландшафтно-ботаническая классификация климатов Л.С.Берга. Классификация охватывает сушу. По классификации Л.С.Берга различаются следующие климаты:

- 1) вечного мороза,
- 2) тундры,
- 3) тайги,
- 4) лиственных лесов умеренной зоны,
- 5) муссонный климат умеренных широт,
- 6) степей,
- 7) средиземноморский,
- 8) субтропических лесов,
- 9) внетропических пустынь,
- 10) субтропических пустынь,
- 11) саванн,
- 12) влажного тропического леса.

**Климат вечного мороза** создается в Арктике (ледяные плато Гренландии, Земля Франца-Иосифа, часть Новой Земли, Северная Земля), в Антарктиде. Годовой радиационный баланс отрицательный. Наиболее теплой является атлантико-европейская часть Арктики. Средняя температура января на Шпицбергене  $-13,5^{\circ}\text{C}$ , средняя температура июля от  $2$  до  $10^{\circ}\text{C}$ . Климат азиатского сектора Арктики отличается большей континентальностью. Средняя температура января ниже  $-30^{\circ}\text{C}$ , июля  $2-8^{\circ}\text{C}$ . Наиболее суровые климатические условия в Гренландии. Толщина льда в центральной части острова  $3400$  м. Температура января  $-49^{\circ}\text{C}$ , июля  $-13^{\circ}\text{C}$ , минимальные температуры могут опускаться до  $-64^{\circ}\text{C}$ . Климат Антарктиды более суровый, чем Арктики.

Средние температуры в июле-августе на побережье  $-15,-25$  во внутренних районах  $-50$ – $(-70)^{\circ}\text{C}$  и ниже. Летом, на побережье  $-5^{\circ}\text{C}$  (в глубине  $-28$ – $(-35)^{\circ}\text{C}$ . Осадков на побережье от  $400$  до  $600$  мм в год, во внутренних районах от  $75$  мм и менее в год.

**Климат тундры.** Распространение - занимает крайнюю северную часть Северной Америки, Евразии, на островах Арктического бассейна, в южном полушарии - Огненная Земля, Фолклендские острова. Нижняя

граница совпадает с изотермой 10-12°C самого теплого месяца в году. Тундра и лесотундра входят в зону арктического воздуха. Большое распространение имеет многолетняя мерзлота. Средняя температура самого холодного месяца от -25 до -35°C, теплого месяца не выше 12°C. Осадков менее 200 мм в год.

**Климат тайги.** Эта зона в северном полушарии занимает огромное пространство. В Северной Америке (Аляска, Канада, полуостров Лабрадор), в Евразии - Скандинавский полуостров, Финляндия, северо-запад Европейской части России, Западная и Восточная Сибирь за исключением южных районов. Большая континентальность климата, в Евразии континентальность увеличивается с запада на восток. Зимы суровые. В Верхоянске средняя температура января -50°C, абс. минимум -65-(-68)°C. Лето сравнительно теплое. Средняя температура июля выше 10-12 °C, в южной части зоны до 18-20°C. Осадков 300-600 мм в год. Тайга - густой хвойный лес (ель, пихта, кедр, сосна лиственница).

**Климат лиственных лесов умеренной зоны.** Этот климат распространен в Северной Америке южнее 50°с.ш. и восточное 100°з.д., Великобритании, южной части Скандинавского полуострова, в Западной Европе за исключением Средиземноморья, Европейской части России, встречается в южной Америке, Австралии, Новой Зеландии. Лето более теплое, а зима менее холодная, чем в зоне тайги. Температура самого теплого месяца не выше 20°, осадков 500-600 мм в год.

**Климат степей.** Лето в степях жаркое сухое, осадков не более 450 мм в год, испарение значительное. Степи делятся на: степи умеренных широт с прохладной или холодной зимой, степи субтропических и тропических широт с теплой зимой. В летнее время осадки выпадают в виде ливней. В степях умеренных широт средняя температура самого теплого месяца достигает 22-24°C, годовая сумма осадков 200-400 мм, зимой устанавливается снежный покров. Преобладающей воздушной массой в степной зоне является континентальный воздух умеренных широт, трансформирующийся в летнее время в континентальный тропический воздух. Последний является преобладающей воздушной массой в субтропических и тропических степях.

**Средиземноморский климат.** Это особый тип климата, создающийся в районе Средиземного моря, а также в других местах земного шара, расположенных на западных побережьях субтропической зоны северного и южного полушарий (на тихоокеанском побережье Калифорнии в районе Сан-Франциско, на побережье Чили, на южном побережье Австралии и Африки, на южном берегу Крыма). Произрастают кипарис, лавр, магнолии и др. Лето сухое, осадки выпадают зимой от 300 до 1000 мм

в год. Средняя температура самого холодного месяца выше 0°C, самого теплого 22-28°C.

**Муссонный климат умеренных широт.** В России Приморский край, Сахалин, северная половина Японии, Восточный Китай, северная часть Кореи. Летом господствует летний муссон в виде южного и юго-восточного ветра, приносящий влажные массы воздуха с океана. Зимой муссон представляет северный и северо-западный поток холодного воздуха из Сибири, где в это время формируется мощный антициклон. Воздух сухой. Поэтому зимы обычно с ясной и сухой погодой. Средние температуры января до -20°C. Лето теплое, влажное со средней температурой июля 20-25°C, годовая сумма осадков 600-1000 мм и выше. Южные районы этой зоны теплее.

**Климат субтропических лесов.** К этой зоне относятся: побережье Мексиканского залива, юго-восточные штаты США; в Южной Америке Боливия, Парагвай, юго-восточная часть Бразилии; встречается в Африке, в северной части Индии, южном Китае, южной половине Японии, южной Кореи, на северо-восточном берегу Австралии, на Кавказском побережье Черного моря от (от Сочи к Турции), на южном берегу Каспийского моря. Лето жаркое, сырое. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 2°C. Годовая сумма осадков превышает 1000 мм. Максимум осадков приходится преимущественно на летние месяцы. растительность представлена лесами из широколиственных пород с примесью вечнозеленых растений, встречаются лианы.

**Климат внетропических пустынь.** В эту зону входят Терско-Кумская и Астраханская полупустыни, среднеазиатские пустыни и полупустыни, пустыня Гоби в Азии, пустыни Северной Америки по среднему течению р. Колорадо, полупустыня в Восточной Патагонии (Южная Америка).

Климат характеризуется большой сухостью, осадков менее 250-300 мм в год. Лето жаркое, сухое, с малой облачностью, но зимы прохладные или холодные. В пустынях Средней Азии средняя температура января от -12°C в северной части до 3°C в южной, средняя температура июля 25-30°C, максимальная - до 45°C.

Растительность – полынь, солянки, саксаул. При искусственном орошении разводят хлопчатник, рис, виноград, урюк, бахчевые и др.

**Климат субтропических пустынь.** Сахара, Намиб, пустыни Аравии, Атакама (Южная Америка), пустыни в нижнем течении р. Колорадо и в Калифорнии (Северная Америка), пустыня в центральной Австралии. Преобладающей воздушной массой является континентальный тропический

воз дух. Средняя годовая температуры выше 18°C, местами до 25°C. Лето жаркое, средняя температура самого теплого месяца 32-38°C и более. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 18°C. Осадков менее 250 мм за год. В отдельных местах иногда за несколько лет не бывает ни одного дождя. Осадки преимущественно в виде ливней. Часто образуются песчаные бури, сопровождающиеся очень высокой температурой и большой сухостью воздуха. Например, в Сахаре растительность появляется только после сильных ливней. В оазисах - финиковая пальма.

**Климат саванн.** Саванна - это тропическая лесостепь. Деревья располагаются в виде редкостоя. В сухое время года деревья обычно сбрасывают листву. В начале дождливого периода развивается мощный травянистый покров. Саванны занимают огромные пространства в тропической части Африки и Южной Америки встречаются на побережье Центральной Америки, в западной части Мадагаскара, в Индостане от 22°с.ш. на юг, на о. Шри-Ланка, на Индокитайском полуострове, в северной части Австралии, на Гавайских островах.

Климат характеризуется сезонной сменной воздушных масс. В летнее время преобладает влажный воздух, приходящий с экватора, в зимнее время - сухой континентальный тропический воздух, приносимый пассатами. Поэтому в летнее время наблюдается влажная с обильными осадками погода, зимой - засушливая погода. Суточные амплитуды температуры летом малы, зимой увеличиваются. Средняя температура самого теплого месяца в году 25-30°C и выше, самого холодного - не ниже 15-18°C. Годовая сумма осадков 1000 мм. На склонах гор, обращенных в сторону влажных ветров, осадков до 2000 мм и более.

Характерным деревом является баобаб. Возделывают кофе, бананы, сахарный тростник, хлопчатник, рис.

**Климат влажного тропического леса.** Распространение: экваториальная Африка, в Южной Америке бассейн р.Амазонка, Большие Антильские острова, восточное побережье Мадагаскара, юго-западное побережье Индии, западное побережье полуострова Индокитай, полуостров Малакка, Большие Зондские острова, Филиппинские острова, Новая Гвинея.

Климат характеризуется высокой постоянной температурой с обильными осадками, выпадающими в течение большей части года. Средняя температура самого холодного месяца выше 18°C, а самого теплого 26-32°C. Годовые амплитуды температуры очень малы 1-6°C. Годовое количество осадков 2500 - 4000 мм, в отдельных районах больше.



Растительность представлена вечнозелеными растениями, кокосовая, саговая пальма, деревья какао, кофейное дерево, каучуконосы и др., деревья перевиты лианами.

## **5.2. Генетическая классификация климатов**

### **Б.П.Алисова**

Б.П.Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы. Семь основных климатических зон - экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные (по одной в каждом полушарии) - он выделяет как такие зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного и арктического (в южном полушарии антарктического) воздуха (рис. 17).

Между ними имеются шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, в которых происходит сезонная смена преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны или зоны тропических (экваториальных) 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 тропического фронта и зимним положением полярного фронта. Поэтому она будет круглый год занята преимущественно тропическим воздухом. Субтропическая зона находится между зимним и летним положением полярного фронта; поэтому она и будет зимой находится под преобладающим действием умеренного воздуха, а летом - тропического воздуха. Аналогично определяются границы других зон.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов, климат восточных берегов. Различия между материковым и океаническим климатами обусловлены главным образом различиями в свойствах подстилающей поверхности; в первом случае эти свойства создают континентальный воздушные массы, во втором - морские. Различия между климатами западных и восточных берегов континентов связаны преимущественно с различиями

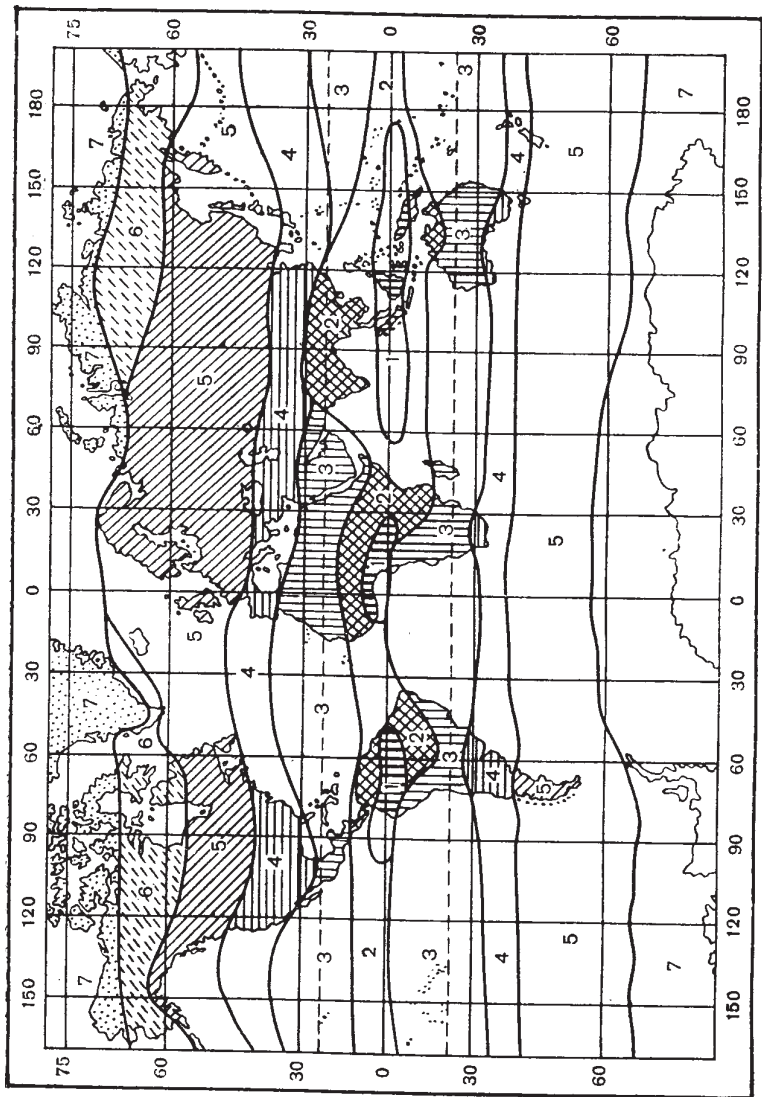


Рис.17. Климатические зоны Земли по Б.П.Адлисову

1 - экваториальная, 2 - экваториальных муссонов, 3 - тропическая, 4 - субтропическая, 5 - умеренная, 6 - субарктическая, 7 - арктическая (антарктическая)

в условиях общей циркуляции атмосферы и отчасти с распределением океанических течений.

Между классификациями климатов Алисова и Берга имеется большая связь. Климатические зоны по Алисову преимущественно соответствуют определенным зонам по Бергу (несколько меньше соответствие климатических зон в умеренных широтах). Классификация климатов Алисова распространяется на сушу и океаны, классификация Берга в основном относится к суше.

## **6. МЕСТНЫЙ КЛИМАТ И МИКРОКЛИМАТ**

Климат, формирующийся на больших пространствах соизмеримых с размерами материков и океанов, называется макроклиматом. Климат отдельных типов местности (лес, озеро, болото и др.) называют мезоклиматом (местным климатом). Местный климат заметно проявляется на фоне общих климатических условий данной физико-географической зоны. Климат небольшой территории внутри географического ландшафта, например поля, склона холма, опушки леса, лесных полос, площади города и пр. называют микроклиматом.

Речь идет обычно о тех особенностях климата, которыми климат данного места отличается от климата смежных территорий или от общих климатических характеристик данной области. Микроклиматические особенности зависят главным образом от неоднородности свойств подстилающей поверхности, рельефа, экспозиции склонов, а потому проявляются преимущественно в приземном слое воздуха и с высотой сглаживаются. Во многих случаях практики трудно провести границу между местным климатом и микроклиматом.

Особенно резко микроклимат проявляется в ясную безветренную погоду.

В качестве примеров проявлений мезоклимата и микроклимата рассмотрим микроклиматические особенности леса, песка, водохранилища и города.

и зависимости от размеров песчаного образования для него характерен свой мезоклимат или микроклимат. Термический режим песка зависит от его цвета, влажности, структуры. Верхний слой песка обычно бывает сухим. Сухость этого слоя не требует затраты тепла на испарение воды с его поверхности, и поглощенная песком солнечная энергия идет главным образом на его нагревание. По этому песок днем сильно нагревается. Этому способствует еще малая его теплопроводность, препятствующая уходу

тепла из верхнего слоя в глубинные слои. Ночью же верхний слой песка сильно охлаждается. Эти большие суточные колебания температуры песка отражаются на температуре приземного слоя воздуха.

Характерный мезоклимат или микроклимат создается под пологом леса, существенно отличающийся от окружающей открытой местности.

Сквозь кроны леса солнечная радиация проникает в ослабленном виде; в густом лесу вся или почти вся радиация будет рассеянной. Температура воздуха днем будет максимальной непосредственно над кронами леса. Внутри леса днем в летнее время температура значительно ниже, чем над кронами. Ночью кроны сильно охлаждаются излучением, и потому максимум температуры на вертикали наблюдается в это время на высоте 1-2 м над кронами. Минимум температуры наблюдается не на уровне крон, а внутри леса, так как холодный воздух стекает с высоты крон вниз.

Летом в лесу днем прохладнее, чем в поле, ночью - теплее. Зимой разность температур между лесом и полем небольшая. Тепловой режим в лесу зависит от возраста и сомкнутости крон леса, от пород деревьев и других биологических факторов.

Относительная влажность в лесу повышена по сравнению с влажностью в поле на несколько процентов. Летом эта разность наибольшая, зимой - наименьшая.

Характерные мезоклиматические и микроклиматические условия наблюдаются на водохранилищах и прибрежной полосе. Наиболее заметные микроклиматические различия между водохранилищем и берегом создаются в теплое время года, в солнечную, тихую погоду. Обычно при таких условиях температура воздуха днем над водой бывает ниже, чем над сушей. Ночью наблюдается обратное соотношение температур. В результате этого может возникать бризовая циркуляция.

Осадков в теплое время года над крупными водохранилищами выпадает меньше, чем над побережьем, так как более холодная поверхность воды, по сравнению с побережьем, препятствует развитию над ней конвекции. Из-за отепляющего действия крупных водохранилищ количество дней с заморозками в прибрежной полосе меньше, чем в отдалении от берега вглубь суши.

Особый местный климат создается в городах. Большой современный город представляет собой протяженную мезонеоднородность. В городе создается свой местный климат, а на отдельных его улицах и площадях образуются микроклиматические условия, определяемые городской застройкой, покрытием улиц, распределением зеленых насаждений и т.п..

Большой город, особенно с развитой промышленностью загрязняет атмосферу над собой, увеличивает ее мутность. В результате этого уменьшается приток солнечной радиации (до 20%), сильно ослабляется ультрафиолетовая часть спектра. Это снижение усиливается высокой застройкой в узких улицах. С другой стороны к рассеянной радиации добавляется радиация, от стен и мостовых. В результате наличия дыма и пыли на территории города снижено эффективное излучение, и стало быть ослаблено ночное выхолаживание.

Крыши и стены домов, мостовые, поглощая радиацию, нагреваются в течение дня сильнее, чем почва и трава в пригороде, и отдают тепло воздуху, особенно в вечерние часы (отсюда ощущение духоты). В городах нагревание воздуха происходит также за счет тепла, поступающего в результате хозяйственной деятельности человека. Прогреванию воздуха способствует и малая затрата тепла на испарение воды. В результате совокупного влияния этих факторов, температура воздуха над городом выше, чем в окрестностях.

Образуется “Остров тепла” (рис. 18). Средняя годовая температура воздуха в городе выше на 1-4°C по сравнению с окрестностями. Термическая однородность “острова тепла” может нарушаться влиянием парков, прудов (области холода) и плотной застройкой промышленных и административных зданий (области тепла). В крупных городах может наблюдаться несколько пиков “Острова тепла”. Разность между температурами в городе и фоновой температурой окружающей сельской местности называется интенсивностью “Острова тепла”. Интенсивность “Острова тепла” имеет достаточно выраженный суточный ход с максимумом через несколько часов после захода Солнца и минимумом в середине дня.

На границе город-окрестности может возникать горизонтальный температурный градиент до 4°C/км. Температурное влияние города может распространяться на высоту 100-500 м.

В тихую антициклональную погоду на перегретой территории города наблюдаются городские бризы, дующие днем из окрестностей к центру. Отмечаются бризовые циркуляции между парками, прудами, площадями и улицами, лишенными озеленения.

Система городских улиц и площадей оказывает влияние на ветровой режим. Ветер преимущественно направлен вдоль улиц. В общем скорость ветра в городе уменьшена, но в узких улицах усиливается; на улицах и перекрестках возникают пыльные вихри, и поземки.

Городской воздух суше, чем в окрестностях, так как с поверхности улиц и площадей, покрытых асфальтом или камнем, в воздух поступает мало водяного пара. Однако озеленение города и обильная поливка улиц способ-

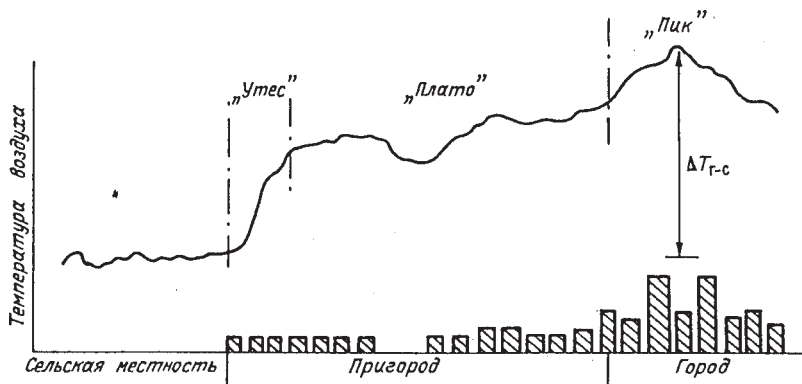


Рис.18. Обобщенное сечение характерного острова тепла над городом.  
По Оке

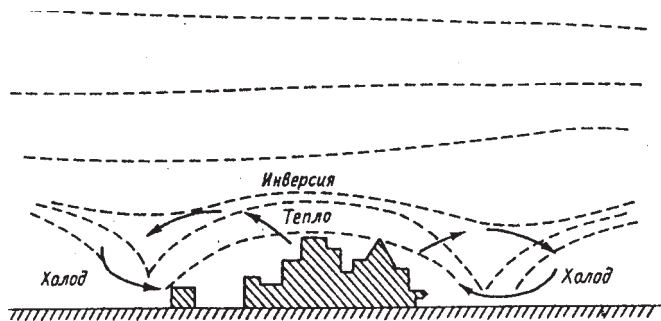


Рис.19. Городская циркуляция, развивающаяся при слабых ветрах

ствуют повышению влажности. Наибольшие различия во влажности между городом и окрестностями в летний период, а в суточном ходе в вечерние часы.

В отношении влияния города на осадки имеются противоречивые данные. В зимнее время различия в количестве осадков между городом и окрестностями обычно незначительны. По некоторым данным в летнее время года больше осадков выпадает над городом, но не в центральной части, а на окраинах. Если влажность воздуха достаточно высока, то повышенная конвекция и загрязненность воздуха над городом способствуют образованию облачности. В процессе преобразования облаков из кучевых в кучево-дождевые под действием ветра происходит их смещение, и осадки выпадают не в центральной части, а в подветренных районах города и за его пределами на расстоянии нескольких километров.

Что касается туманов, то в одних случаях, в связи с повышением температуры и пониженной влажности воздуха, туманов отмечается в городе меньше, чем в окрестностях. В других случаях, в связи с ослаблением ветра и значительного загрязнения воздуха, туманов в городе бывает больше, чем за пределами города.

Особенно неблагоприятные экологические условия могут создаваться при устойчивой стратификации атмосферы, в особенности при инверсиях температуры, дым в сочетании с туманом (смог) может накапливаться в приземном слое воздуха в количестве, оказывающем вредное физиологическое воздействие.

В городах насчитывается меньшее количество дней с морозом и большее количество дней с высокой температурой. Заморозков весной и осенью в городах бывает меньше. Весной они заканчиваются раньше, а осенью наступают позднее. Поэтому период с положительными температурами в городе длиннее, чем за городом. Фазы развития растений наступают раньше.

## **7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**

### ***7.1. Климаты геологического прошлого***

Географическая среда находится в процессе непрерывного изменения. Изменяется и климат. О климатических условиях геологического прошлого можно судить только по косвенным данным - органическим остаткам и минеральным отложениям. Отложения солей являются признаком

теплого сухого климата, морены - холодного климата. Показателем влажных теплых климатов являются наличие железных, марганцевых и др. руд, залежи торфа и каменного угля.

В третичный период (70 млн. лет назад от современной эпохи) климат был весьма теплым. В то время на территории современного Шпицбергена произрастали кипарис, секвойя, магнолия, в северной Гренландии, кроме этих растений, произрастали платан, каштан, виноград, а на севере Якутии и Новосибирских островах росли тополь, секвойя сосна и др. На территории Украины обитала тропическая и субтропическая флора. На этом основном фоне теплого климата происходили сравнительно кратковременные похолодания, охватывавшие сотни тысяч и миллионы лет. Последние несколько сотен тысяч лет (четвертичный период) является таким холодным периодом, на протяжении которого несколько раз развивались сильные оледенения. Климатические условия существенно менялись и в рамках четвертичного периода; ледниковые эпохи сменялись межледниковыми. Но в целом четвертичный период - холодный период в истории Земли.

От начала первого оледенения четвертичного периода прошло 600-700 тысяч лет. Последнее оледенение закончилось несколько десятков тысяч лет тому назад. Теперь человечество живет в послеледниковую или межледниковую эпоху.

О причинах изменений климата за геологическое прошлое, и даже последнего четвертичного периода, до сих пор нет согласованных мнений. Выдвигалось много гипотез. Указывалось, например, на изменения параметров земной орбиты, наклона земной оси, перемещения полюсов (астрономические гипотезы), изменения солнечной постоянной, пересечения солнечной системой мирового пространства с различной прозрачностью (космические гипотезы), изменения свойств подстилающей поверхности Земли, изменения в распределении суши и воды, изменения рельефа, изменения состава и прозрачности атмосферы, связанные с вулканическими извержениями (физические гипотезы). Известны попытки объяснить изменения климата изменениями солнечной активности.

## **7.2. Изменения климата в историческую эпоху**

Изменения климата продолжались и в историческую эпоху, продолжают и в настоящее время. На протяжении нескольких тысячелетий они не могли быть столь значительными, как на протяжении геологических периодов.



В исторический период к природным свидетельствам изменений климата таким как наступления и отступления ледников, рост торфяников, изменения состояния рек и озер, накопление ленточных глин, изменение толщины годовых колец деревьев, присоединяются еще археологические данные, показывающие условия жизни людей, в определенной степени зависящие от климата. Присоединяются также фольклорные и литературные памятники, в особенности летописи.

Наконец, в последние два-три столетия начинается эпоха инструментальных метеорологических наблюдений.

Для Европы может быть представлена вкратце следующая последовательность изменений климата за последние несколько тысяч лет. Примерно за 500 лет до нашей эры количество осадков резко увеличилось и климат стал более прохладным, чем в предшествующие столетия. К началу нашей эры климат был сходен с современным.

В XI-XIII столетиях климат Европы был более мягким и сухим, чем в начале эры. Европейские ледники имели в это время минимальное распространение, в Гренландии на побережье развивалось скотоводство. В XV-XVI столетиях опять наметилось значительное похолодание, увеличилась ледовитость полярных морей. С XVII века до половины XIX климат был холодным и влажным, ледники наступали. Во второй половине XIX в. началось современное потепление.

Изменения климата за исторический период имели характер колебаний с периодом нескольких столетий. На фоне вековых колебаний происходили более кратковременные.

### **7.3. Современные изменения климата**

Современные изменения климата относятся к периоду инструментальных наблюдений, которые начались с середины XIX в.

Изменение климата в сторону потепления на значительной части земного шара, начавшееся примерно в 70-х годах XIX в, усилившееся в начале XX в и особенно к 40-м годам, получило название современного потепления. Наиболее теплым десятилетием оказались годы 1930-1939. (Рис.20).

Потепление происходило в основном за счет повышения зимних температур. В Западной Европе десятилетняя средняя температуры зимы к 1920 г выросла на 2,5°С по сравнению с концом XIX в, а средняя годовая температура - на 0,5°С. В Арктике потепление было еще значительнее, чем в умеренных широтах. Так, в Западной Гренландии температура повысилась

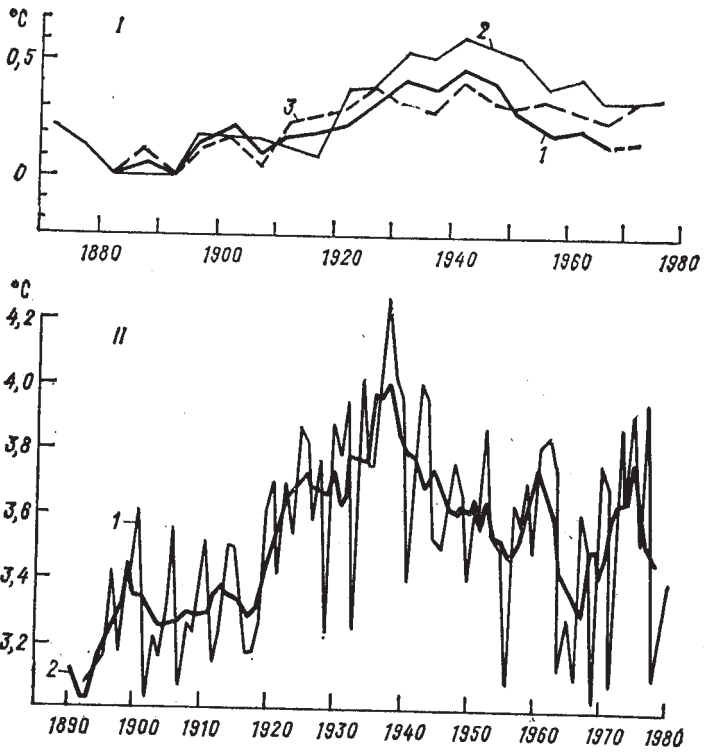


Рис.20. Изменения температуры у поверхности Земли за последние 100 лет

I - отклонение от средней, по Х.Лэму: 1 - для всей Земли, 2 - для 0-80° с.ш., 3 - для 0-60° ю.ш.; II - абсолютная температура, по Е.П.Борисенкову и В.Н.Приемову: 1 - для 40-75° с.ш., 2 - средние за 5 лет

на 5°C, а на Шпицбергене даже на 8-9°C за период от 1912 до конца 30-х годов. Повысилась температура на севере Азии и Северной Америке.

Рост температуры наблюдался и на других материках и даже в Антарктиде.

Наибольшие глобальные повышения средней температуры у поверхности Земли составили всего 0,6°C, но даже при таком небольшом изменении температуры, современное потепление сопровождалось существенными изменениями в природе.

На потепление бурно реагировали горные ледники, которые повсеместно отступали. Отступали ледники в Норвегии, Гренландии, на Шпицбергене, на Аляске и др. местах. На Кавказе, например, общая площадь ледников сократилась на 10%, а толщина льда в ледниках уменьшилась на 50-100 м. Сильно сократился ледяной покров Северного Ледовитого океана, что позволило обычным судам заплывать в высокие широты.

В период потепления 30-х годов в районах недостаточного увлажнения возросло количество засух, пыльных бурь, охватывающих большие территории. Потепление повлекло за собой изменение границ распространения многих животных. Происходили миграции теплолюбивых рыб в более северные воды.

Потепление 30-х годов явилось лишь колебанием климата. После 40-х годов стала проявляться тенденция к похолоданию. Льды в северном полушарии стали снова наступать. С начала 40-х и до конца 60-х годов площадь льда в арктическом бассейне возросла на 10%. Начали снова наступать горные ледники в Альпах, на Кавказе, в горах Северной Америке и др. районах.

После некоторого похолодания с середины 60-х годов наступило слабое потепление.

Характерным для современного климата является возросшее число погодных и климатических аномалий. Это экстремально низкие и высокие температуры, сильные засухи, обильные осадки, которые прежде не наблюдались на протяжении многих десятилетий.

На основании анализа метеорологических процессов по синоптическим картам за последние десятилетия оказалось возможным обнаружить достаточно тесные связи между колебаниями, общей циркуляции атмосферы и колебаниями климата за то же время. Причины же колебаний общей циркуляции атмосферы ищут преимущественно в воздействии солнечной активности на атмосферу. К настоящему времени связи между климатом, общей циркуляцией атмосферы и солнечной активностью устанавливаются только статистически.

Совершенно неясным остается вопрос о том, каким путем изменения солнечной активности влияют на общую циркуляцию атмосферы, каков физический механизм этих явлений.

#### **7.4. Антропогенные воздействия на климат**

Большие влияния на климатические условия местности оказывает хозяйственная деятельность человека. Это влияние в последнее время стало сильно возрастать. Теперь человек изменяет не только характер поверхности Земли (распашка земель, вырубка лесов, градостроительство и т.п.), но и химический состав атмосферы, а также ее физические свойства.

В настоящее время влияние на климат человека так усилилось, что хозяйственная деятельность его стала рассматриваться как особый антропогенный фактор климата. Действие этого фактора выражается главным образом непрерывно растущим производством энергии, что вызывает дополнительное поступление в атмосферу тепла, углекислого газа и аэрозолей при сжигании огромного количества топлива. Это тепловое и аэрозольное загрязнение воздуха захватывает не только тропосферу, но и стратосферу, на которую теперь оказывают влияние сверхзвуковые самолеты, выхлопные продукты которых постепенно уменьшают содержание озона в ней и этим усиливают интенсивность ультрафиолетовой солнечной радиации. Такая радиация отрицательно действует на ткани животных и растений.

Ученые полагают, что изменение состава атмосферы является наиболее мощным фактором изменения климата. Большое влияние на температуру оказывает углекислый газ. Он пропускает к земной поверхности коротковолновую радиацию солнца и задерживает длинноволновую радиацию, уменьшая эффективное излучение подстилающей поверхности (парниковый эффект). В настоящее время количество углекислого газа в атмосфере непрерывно растет.

До сих пор антропогенные изменения климата распространялись преимущественно на микроклимат и мезоклимат; в наше время они начинают приобретать глобальный масштаб.

## Литература

1. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е. П. Климатология, Л., Гидрометиздат, 1989, 566с.
2. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология, Изд. московского университета, 1974. 296с.
3. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы, М., “Мысль”, 1988, 515с.
4. Лосев К.С. Климат вчера, сегодня... и завтра? Л. ,Гидрометиздат,1985, 173 с.
5. Борисенков Е.П. Краткий климатический справочник по странам мира. Л., Гидрометиздат, 1984, 240 с.

# Содержание

ВВЕДЕНИЕ .....	3
1. ВРЕМЯ, ЕГО ИЗМЕРЕНИЕ.	
КОординАТЫ СолнЦА .....	5
1.1. Определение времени .....	5
1.2. Определение координат Солнца .....	6
2. КЛИМАТООБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ .....	7
2.1. Солнечная радиация .....	8
2.1.1. Лучистая энергия Солнца .....	8
2.1.2. Солярный климат Земли .....	9
2.1.3. Солнечная радиация на поверхности земли .....	12
2.1.4. Радиационный и тепловой баланс подстилающей поверхности .....	15
2.2. Подстилающая поверхность как климатообразующий фактор .....	20
2.3. Циркуляция атмосферы и океанические течения .....	22
2.3.1. Общая циркуляция атмосферы .....	22
2.3.2. Местные ветры .....	29
2.3.3. Океанические течения .....	35
2.4. Роль рельефа в формировании климата .....	38
3. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ .....	40
3.1. Распределение температуры воздуха на уровне моря .....	40
3.1.1. Суточный и годовой ход температуры воздуха .....	40
3.1.2. Географическое распределение температуры воздуха у земной поверхности .....	41
3.1.3. Температурные аномалии .....	47
3.2. Географическое распределение абсолютной и относительной влажности воздуха .....	50
3.3. Географическое распределение испарения .....	50
3.4. Географическое распределение облачности .....	51
3.5. Географическое распределение осадков .....	52
3.5.1. Годовой ход осадков .....	52
3.5.2. Географическое распределение осадков .....	53
4. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВОЗДУШНЫХ МАСС И КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ФРОНТЫ .....	56
4.1. Географические типы воздушных масс .....	56
4.2. Климатологические фронты .....	58
5. КЛАССИФИКАЦИЯ КЛИМАТОВ .....	60

5.1. Ландшафтно-ботаническая классификация климатов Л.С.Берга .....	61
4.2. Генетическая классификация климатов Б.П.Алисова .....	65
6. МЕСТНЫЙ КЛИМАТ И МИКРОКЛИМАТ .....	67
7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА .....	71
7.1. Климаты геологического прошлого .....	71
7.2. Изменения климата в историческую эпоху .....	72
7.3. Современные изменения климата .....	73
7.4. Антропогенные воздействия на климат .....	76
Литература .....	77

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

**Моргунов Владимир Кириллович**

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ  
по курсу “Климатология и метеорология”**

**Часть 2. “Климатология “**

**для студентов III курса специальности 320600  
“Комплексное использование и охрана водных ресурсов”**

Ответственный за выпуск: Кайдалова С.Г.

Компьютерная верстка: Шулика И.В.

Подписано в печать 26.05.2000 с оригинал-макета

Бумага офсетная №1, формат 60 на 84<sup>1/16</sup>, печать офсетная.

Усл. печ. л. 4,27, тираж 200 экз., заказ № 200 Цена 22 руб. 50 коп.

Лицензия ЛР №021257 от 27.11.97

Новосибирская государственная академия водного транспорта  
(НГАВТ), 630099, Новосибирск, ул. Щетинкина, 33.

Отпечатано в отделе оформления НГАВТ.