

Тепловой режим атмосферы

Локальная температура

Общее изменение температуры в зафиксированной географической точке, зависящее и от индивидуальных изменений состояния воздуха, и от адвекции, называют **локальным (местным) изменением.**

Любую метеорологическую станцию, не меняющую своего положения на земной поверхности, можно рассматривать как такую точку.

Метеорологические приборы — термометры и термографы, неподвижно помещенные в том или ином месте, регистрируют именно локальные изменения температуры воздуха.

Термометр на воздушном шаре, летящем по ветру и, следовательно, остающемся в одной и той же массе воздуха, показывает индивидуальное изменение температуры в этой массе.

Тепловой режим атмосферы

Распределение температуры воздуха в пространстве и ее изменение во времени

Тепловое состояние атмосферы определяется :

1. Теплообменом с окружающей средой

(с подстилающей поверхностью, соседними воздушными массами и космическим пространством).

2. Адиабатическими процессами

(связанными с изменением давления воздуха, особенно при вертикальном движении)

3. Процессы адвекции

(перенос теплого или холодного воздуха, влияющий на температуру в данной точке)

Теплообмен

Пути теплообмена

1) Радиационный

**при поглощении
воздухом радиации Солнца и земной
поверхности.**

2) Теплопроводность.

3) Испарение или конденсация.

4) Образование или плавление льда и снега.

Радиационный путь теплообмена

1. Непосредственное поглощение солнечной радиации в тропосфере мало; оно может вызвать повышение температуры воздуха всего на величину порядка $0,5^{\circ}$ в день.
1. Несколько большее значение имеет потеря тепла из воздуха путем длинноволнового излучения.

Радиационный баланс подстилающей поверхности

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

где S – прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность;

D – рассеянная солнечная радиация на горизонтальную поверхность;

E_a – встречное излучение атмосферы;

R_k и R_d – отраженная от подстилающей поверхности коротко- и длинноволновая радиация;

E_3 – длинноволновое излучение подстилающей поверхности.

Радиационный баланс подстилающей поверхности

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

Принимая во внимание:

$Q = S + D$ Это суммарная радиация;

R_d – очень маленькая величина и ее обычно не учитывают;

$R_k = Q * A_k$, где A – альбеда поверхности;

$$E_{\text{эф}} = E_z - E_a$$

Получим:

$$B = Q(1 - A_k) - E_{\text{эф}}$$

Тепловой баланс подстилающей поверхности

$$B = L_{\text{т-ж}} * M_{\text{п}} + L_{\text{ж-г}} * M_{\text{к}} + Q_{\text{а}} + Q_{\text{п-п}}$$

где $L_{\text{т-ж}}$ и $L_{\text{ж-г}}$ — удельная теплота плавления и парообразования (конденсации), соответственно;

$M_{\text{п}}$ и $M_{\text{к}}$ -массы воды, участвующие в соответствующих фазовых переходах;

$Q_{\text{а}}$ и $Q_{\text{п-п}}$ — поток тепла в атмосферу и через подстилающую поверхность к нижележащим слоям почвы или воды.

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Подстилающая поверхность – это поверхность земли (почва, вода, снег и т. д.), взаимодействующая с атмосферой в процессе тепло - и влагообмена.

Деятельный слой – это слой почвы (включая растительность и снежный покров) или воды, участвующий в теплообмене с окружающей средой, на глубину которого распространяются суточные и годовые колебания температуры.

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

В почве солнечная радиация, проникая на глубину в десятые доли мм, преобразуется в тепло, которое передается в нижележащие слои путем молекулярной теплопроводности.

В воде солнечная радиация проникает на глубины до десятков метров, а перенос тепла в нижележащие слои происходит в результате турбулентного перемешивания, термической конвекции и испарения

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Суточные колебания температуры
распространяются:

в воде – до десятков метров,

в почве – менее метра

Годовые колебания температуры
распространяются:

в воде – до сотен метров,

в почве – на 10- 20 метров

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Тепло, приходящее днем и летом на поверхность воды, проникает до значительной глубины и **нагревает большую толщу воды.**

Температура верхнего слоя и самой поверхности воды повышается при этом мало.

В почве приходящее тепло распределяется в тонком верхнем слое, который, таким образом, сильно нагревается.

Ночью и зимой вода теряет тепло из поверхностного слоя, но взамен него приходит накопленное тепло из нижележащих слоев. Поэтому температура на поверхности воды **понижается медленно.**

На поверхности же почвы температура при отдаче тепла падает быстро:

тепло, накопленное в тонком верхнем слое, быстро из него уходит без восполнения снизу.

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Днем и летом температура на поверхности почвы выше, чем температура на поверхности воды; ночью и зимой ниже.

Суточные и годовые колебания температуры на поверхности почвы больше, притом значительно больше, чем на поверхности воды.

Водный бассейн за теплое время года накапливает в достаточно мощном слое воды большое количество тепла, которое отдает в атмосферу в холодный сезон.

Почва в течение теплого сезона отдает по ночам большую часть того тепла, которое получает днем, и мало накапливает его к зиме.

В средних широтах за теплую половину года в почве накапливается 1,5—3 *ккал* тепла на каждый квадратный сантиметр поверхности.

В холодное время почва отдает это тепло атмосфере. Величина $\pm 1,5—3$ *ккал/см²* в год составляет годовой теплооборот почвы.

Под влиянием снежного покрова и растительного летом годовой теплооборот почвы уменьшается; например, под Ленинградом на 30%.

В тропиках годовой теплооборот меньше, чем в умеренных широтах, так как там меньше годовые различия в притоке солнечной радиации.

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Годовой теплооборот больших водоемов примерно в 20 раз больше по сравнению с годовым теплооборотом почвы.

Балтийское море отдает воздуху в холодное время 52 ккал/см^2 и столько же накапливает в теплое время года.

Годовой теплооборот Черного моря $\pm 48 \text{ ккал/см}^2$,

В результате указанных различий температура воздуха над морем летом ниже, а зимой выше, чем над сушей.

Температурный режим подстилающей поверхности и деятельного слоя

Суша быстро нагревается и быстро остывает.

Вода медленно нагревается и медленно остывает

(удельная теплоемкость воды в 3- 4 раза больше почвы)

Растительность уменьшает амплитуду суточных колебаний температуры поверхности почвы.

Снежный покров предохраняет почву от интенсивной потери тепла (зимой почва меньше промерзает)

**Основную роль в создании
температурного режима тропосферы
играет теплообмен
воздуха с земной поверхностью
путем теплопроводности**

Процессы, влияющие на теплообмен атмосферы

1).Турбулентность

(перемешивание воздуха при беспорядочном, хаотическом движении).

2).Термическая конвекция

(перенос воздуха в вертикальном направлении, возникающий при нагреве нижележащего слоя)

Изменения температуры воздуха

- 1). Периодические
- 2). Непериодические

Непериодические изменения температуры воздуха

Связаны с адвекцией воздушных масс из других районов Земли

Такие изменения часты и значительны в умеренных широтах, связаны они с циклонической деятельностью, в небольших масштабах – с местными ветрами.

Периодические изменения температуры воздуха

Суточные и годовые изменения температуры носят периодический характер.

Суточные изменения

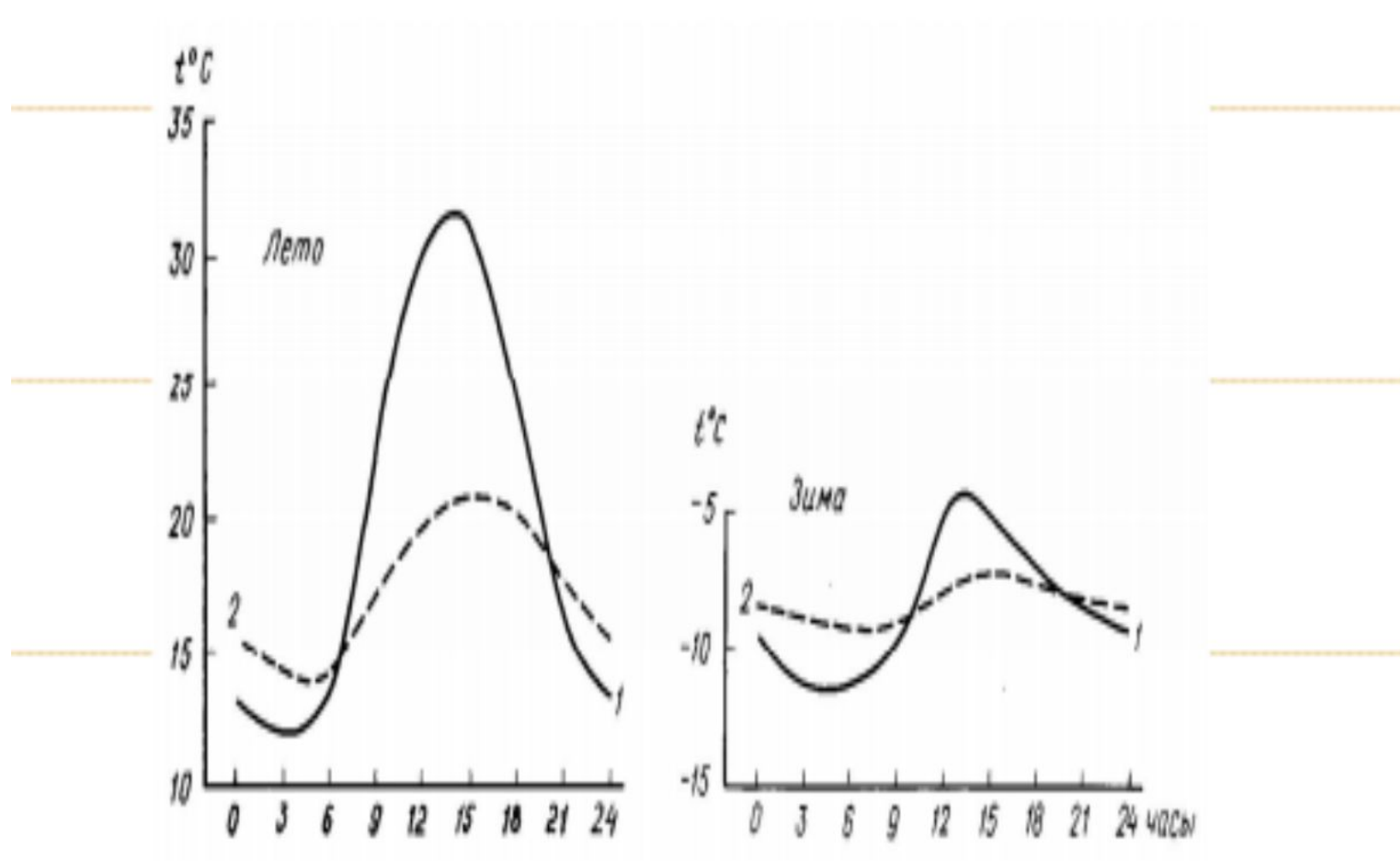
Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности, от которой происходит нагрев воздуха

Суточный ход температуры

Многолетние кривые суточного хода температуры это плавные кривые, похожие на синусоиды.

В климатологии рассматривается суточный ход температуры воздуха , осредненный за многолетний период.

Средний суточный ход температуры на поверхности почвы (1) и в воздухе на высоте 2м (2). Москва (МГУ)



Средний суточный ход температуры

Температура на поверхности почвы имеет суточный ход.

Минимум ее наблюдается примерно через полчаса после восхода солнца.

К этому времени радиационный баланс поверхности почвы становится равным нулю — отдача тепла из верхнего слоя почвы эффективным излучением уравнивается возросшим притоком суммарной радиации.

Нерадиационный же обмен тепла в это время незначителен.

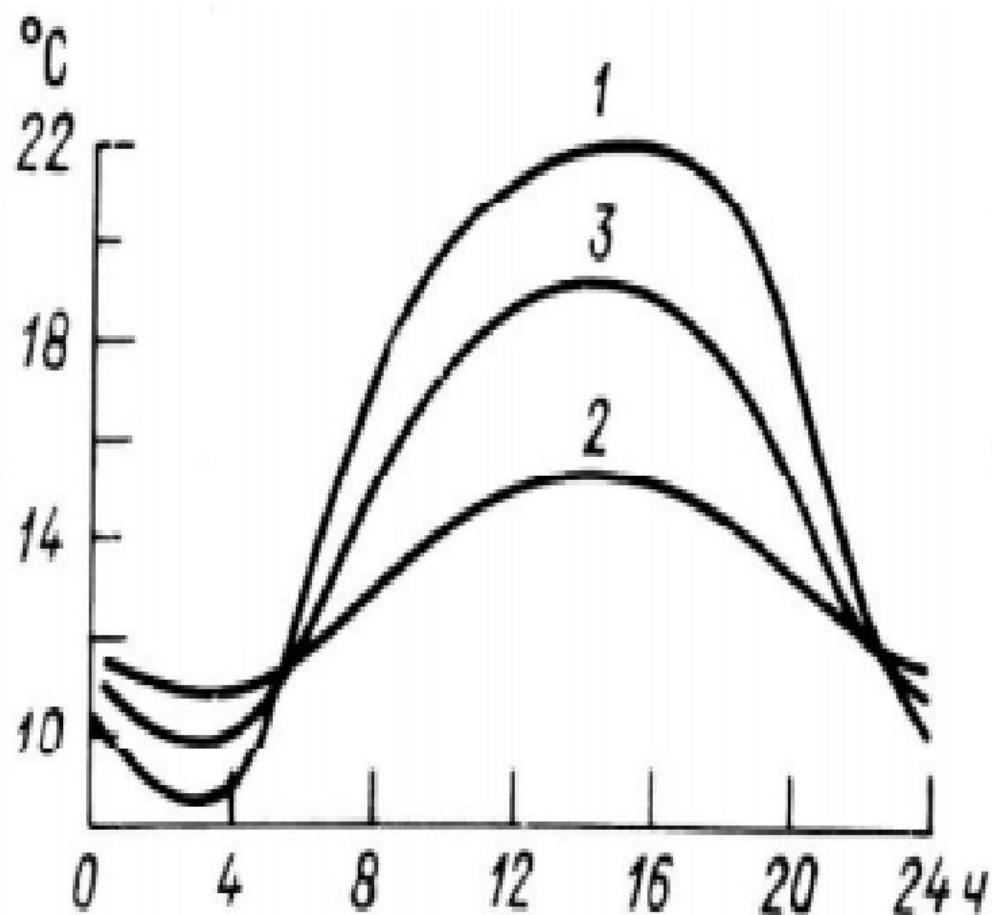
Средний суточный ход температуры

Температура на поверхности почвы растет до 13—14 часов, когда достигает максимума в суточном ходе.

После этого начинается падение температуры. Радиационный баланс в послеполуденные часы, правда, остается положительным; однако

отдача тепла в дневные часы из верхнего слоя почвы в атмосферу происходит не только путем эффективного излучения, но и путем возросшей теплопроводности, а также при увеличившемся испарении воды.

Продолжается и передача тепла в глубь почвы. Поэтому температура на поверхности почвы и падает с 13—14 часов до утреннего минимума.



Суточный ход
температуры воздуха в
Павловске в
зависимости от
облачности: 1 – ясные
дни, 2 – пасмурные
дни, 3 – все дни

Температура поверхности ПОЧВЫ

Максимальные температуры на поверхности почвы обычно ***выше, чем в воздухе*** на высоте метеорологической будки. Это понятно: днем солнечная радиация прежде всего нагревает почву, а уже от нее нагревается воздух.

В Московской области летом на поверхности обнаженной почвы наблюдаются температуры до $+55^{\circ}$, а в пустынях — даже до $+80^{\circ}$.

Ночные минимумы температуры, наоборот, бывают на поверхности почвы ниже, чем в воздухе, так как, прежде всего, почва выхолаживается эффективным излучением, а уже от нее охлаждается воздух.

Зимой в Московской области ночные температуры на поверхности (в это время покрытой снегом) могут падать ниже -50° , летом (кроме июля) — до нуля. На снежной поверхности во внутренних районах Антарктиды даже средняя месячная температура в июне около -70° , а в отдельных случаях она может падать до -90° .

Суточная амплитуда температуры

Это – разность между максимальной и минимальной температурой за сутки.

Суточная амплитуда температуры
воздуха меняется:
по сезонам года,
по широте,
в зависимости от характера
подстилающей поверхности,
в зависимости от рельефа местности.

Изменения суточной амплитуды температуры ($A_{\text{сут}}$)

1. Зимой $A_{\text{сут}}$ меньше чем летом
2. С увеличением широты $A_{\text{сут}}$ убывает:
на широте $20 - 30^\circ$
на суше $A_{\text{сут}} = 12^\circ \text{ C}$
на широте $60^\circ A_{\text{сут}} = 6^\circ \text{ C}$
3. Открытые пространства характеризуются большей $A_{\text{сут}}$:
для степей и пустынь средняя
 $A_{\text{сут}} = 15 - 20^\circ \text{ C}$ (до 30° C),

Изменения суточной амплитуды температуры ($A_{сут}$)

4. Близость водных бассейнов
уменьшает $A_{сут}$.

5. На выпуклых формах рельефа
(вершины и склоны гор) $A_{сут}$ меньше,
чем на равнине

6. В вогнутых формах рельефа
(котловины, долины, овраги и др.) $A_{сут}$ больше.

Влияние почвенного покрова на температуру поверхности

ПОЧВЫ

Растительный покров уменьшает охлаждение почвы ночью.

Ночное излучение происходит при этом преимущественно с поверхности самой растительности, которая и будет наиболее охлаждаться.

Почва же под растительным покровом сохраняет более высокую температуру.

Однако днем растительность препятствует радиационному нагреванию почвы.

Суточная амплитуда температуры под растительным покровом, таким образом, уменьшена, а средняя суточная температура понижена.

Итак, растительный покров в общем охлаждает почву.

В Ленинградской области поверхность почвы под полевыми культурами может оказаться в дневные часы на 15° холоднее, чем почва под паром. В среднем же за сутки она холоднее обнаженной почвы на 6° , и даже на глубине 5—10 см остается разница в $3—4^{\circ}$.

Влияние почвенного покрова на температуру поверхности ПОЧВЫ

Снежный покров предохраняет почву зимой от чрезмерной потери тепла.

Излучение идет с поверхности самого снежного покрова, а почва под ним остается более теплой, чем обнаженная почва. При этом суточная амплитуда температуры на поверхности почвы под снегом резко уменьшается.

В средней полосе Европейской территории России при снежном покрове высотой 40—50 см температура поверхности почвы под ним на 6—7° выше, чем температура обнаженной почвы, и на 10° выше, чем температура на поверхности самого снежного покрова.

Зимнее промерзание почвы под снегом достигает глубин порядка 40 см, а без снега может распространяться до глубин более 100 см.

Итак, растительный покров летом снижает температуру на поверхности почвы, а снежный покров зимой, напротив, ее повышает.

Совместное действие растительного покрова летом и снежного зимой уменьшает годовую амплитуду температуры на поверхности почвы; это уменьшение — порядка 10° в сравнении с обнаженной почвой.

Распространение тепла в глубь ПОЧВЫ

Чем больше плотность и влажность почвы, тем лучше она проводит тепло, тем быстрее распространяются в глубину и тем глубже проникают колебания температуры.

Независимо от типа почвы, период колебаний температуры не изменяется с глубиной.

Это значит, что не только на поверхности, но и на глубинах остается суточный ход с периодом в 24 часа между каждыми двумя последовательными максимумами или минимумами и годовой ход с периодом в 12 месяцев.

Распространение тепла в глубь ПОЧВЫ

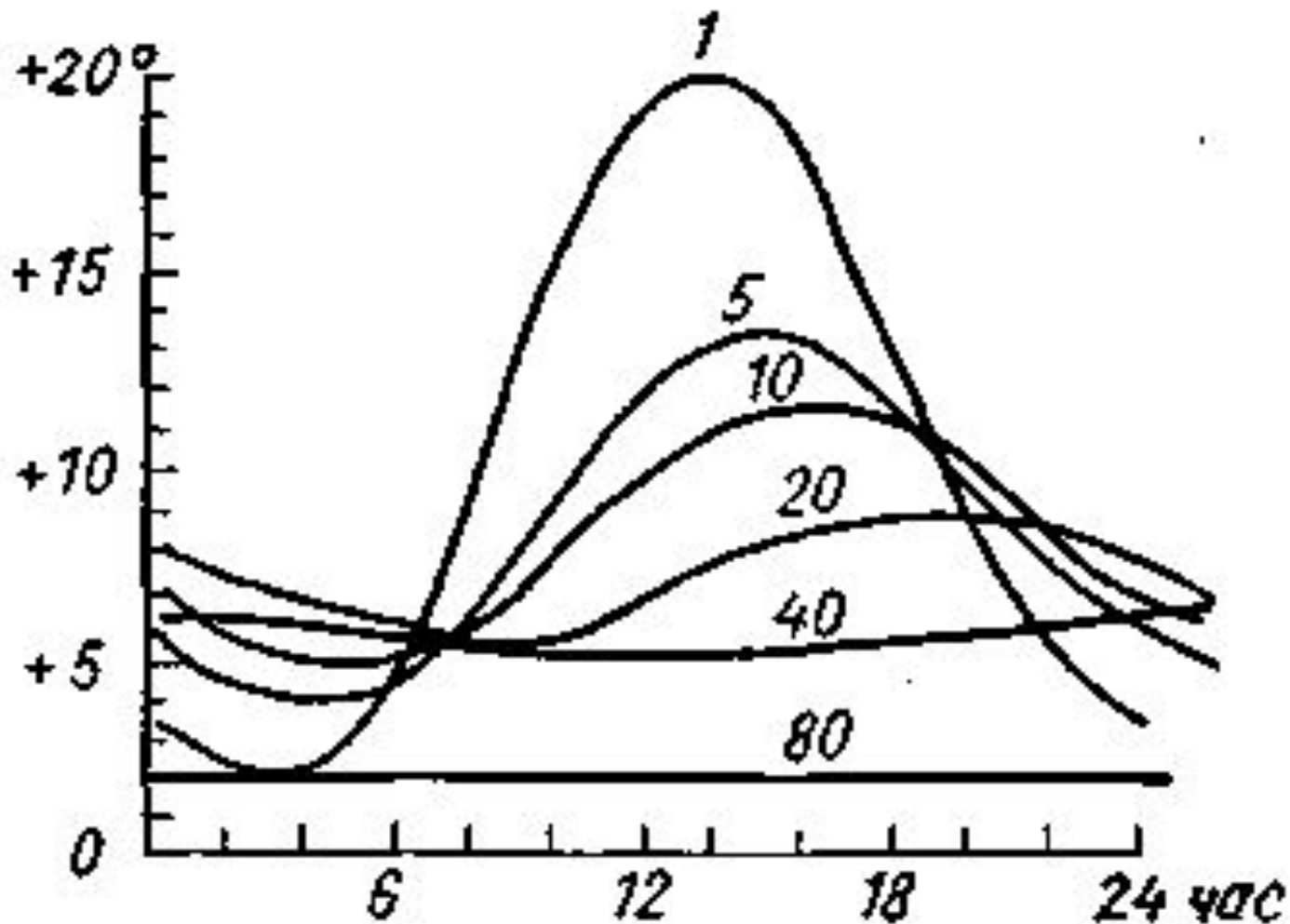
Амплитуды колебаний с глубиной уменьшаются. Возрастание глубины в арифметической прогрессии приводит к уменьшению амплитуды в прогрессии геометрической.

Так, если на поверхности суточная амплитуда равна 30° , а на глубине 20 см 5° , то на глубине 40 см она будет уже менее 1° .

На некоторой сравнительно небольшой глубине суточная амплитуда убывает настолько, что становится практически равной нулю.

На этой глубине (около 70—100 см, в разных случаях разной) начинается слой постоянной суточной температуры.

Суточный ход температуры в почве на разных глубинах от 1 до 80 см. Павловск, май.



Годовые колебания температуры

Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной.

Однако годовые колебания распространяются до большей глубины, что вполне понятно: для их распространения имеется больше времени.

Амплитуды годовых колебаний убывают практически до нуля на глубине около 30 м в полярных широтах,

около 15—20 м в средних широтах,

около 10 м в тропиках

(где и на поверхности почвы годовые амплитуды меньше, чем в средних широтах).

На этих глубинах начинается, слой постоянной годовой температуры.

Сроки наступления максимальных и минимальных температур как в суточном, так и в годовом ходе запаздывают с глубиной пропорционально ей.

Это понятно, так как требуется время для распространения тепла в глубину.

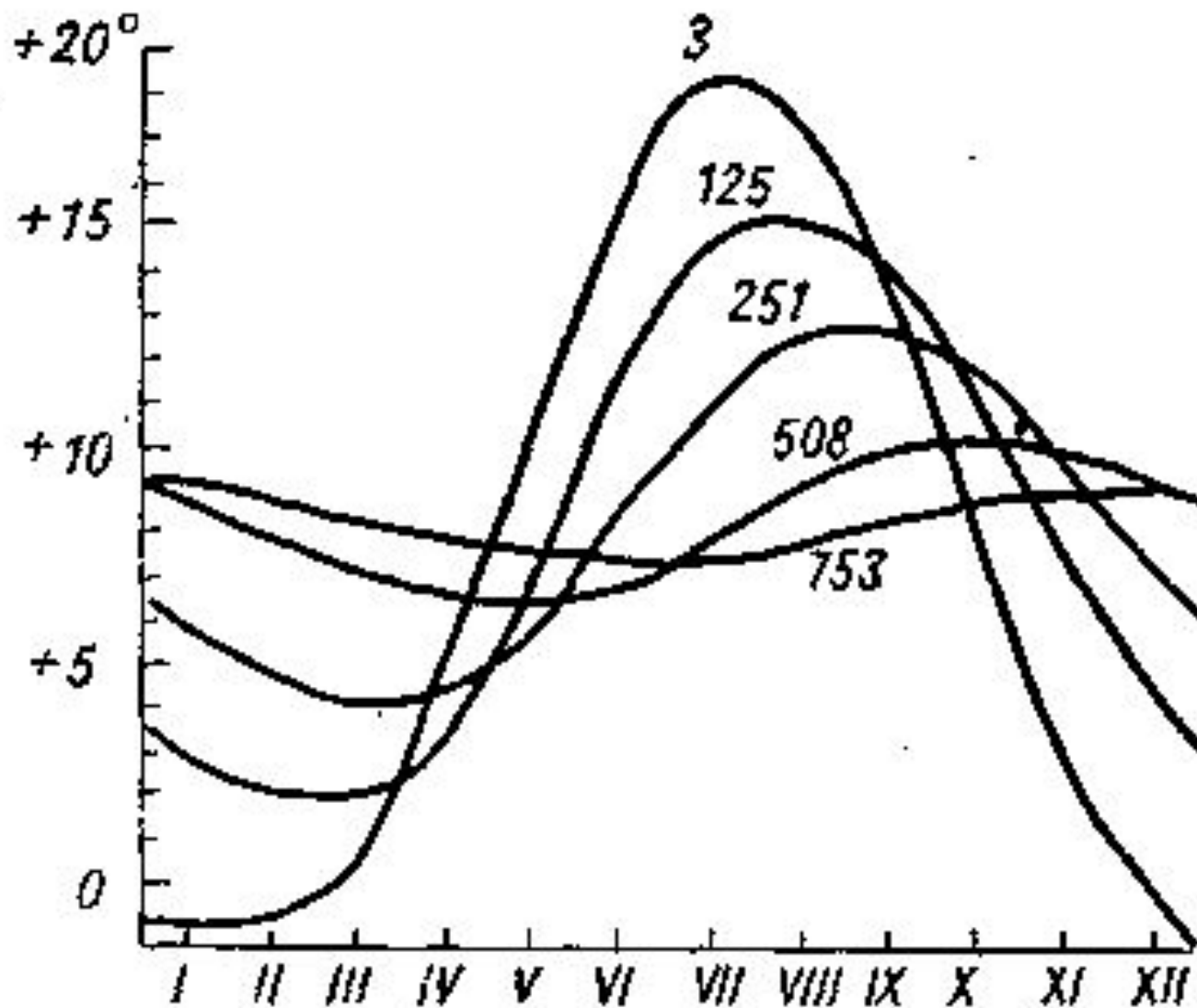
Суточные экстремумы на каждые 10 см глубины запаздывают на 2,5—3,5 часа.

Это значит, что на глубине, например, 50 см суточный максимум наблюдается уже после полуночи.

Годовые максимумы и минимумы запаздывают на 20—30 дней на каждый метр глубины.

Так, в Калининграде на глубине 5 м минимум температуры наблюдается не в январе, как на поверхности почвы, а в мае, максимум — не в июле, а в октябре

Годовой ход температуры в почве на разных глубинах от 3 до 753 см в Калининграде.



Распределение температуры в почве по вертикали в разные сезоны

**Летом температура от поверхности почвы в глубину падает.
Зимой растет.**

Весной она сначала растет, а потом убывает.

Осенью сначала убывает, а затем растет.

Изменения температуры в почве с глубиной в течение суток или года можно представить с помощью графика **изоплет**.

По оси абсцисс откладывается время в часах или в месяцах года,
По оси ординат — глубина в почве.

Каждой точке на графике соответствуют определенное время и определенная глубина. На график наносят средние значения температуры на разных глубинах в разные часы или месяцы.

Проведя затем изолинии, соединяющие точки с равными температурами, например через каждый градус или через каждые 2 градуса, получим семейство термоизоплет.

По такому графику можно определить значение температуры для любого момента суток или дня года и для любой глубины в пределах графика.

Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды

Нагревание, и охлаждение распространяется в водоемах на более толстый слой, чем в почве, и водоемы обладающий большей теплоемкостью, чем почва.

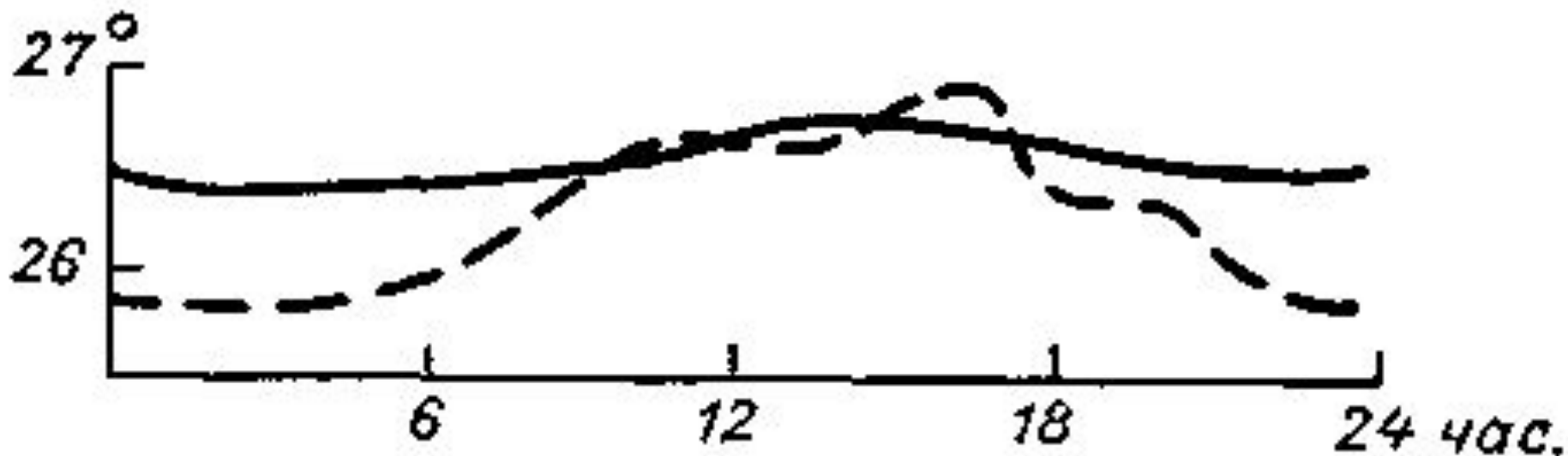
Вследствие этого изменения температуры на поверхности воды очень малы.

Амплитуда их — порядка десятых долей градуса: около $0,1—0,2^{\circ}$ в умеренных широтах, около $0,5^{\circ}$ в тропиках.

В южных морях СССР суточная амплитуда температуры больше: $1—2^{\circ}$;
на поверхности больших озер в умеренных широтах еще больше: $2—5^{\circ}$.

Суточные колебания температуры воды на поверхности океана имеют максимум около 15—16 часов и минимум через 2—3 часа после восхода солнца.

**Суточный ход температуры на поверхности моря
(сплошная кривая) и на высоте 6 м в воздухе
(прерывистая кривая) в тропической Атлантике**



Суточный и годовой ход температуры на поверхности водоемов и в верхних слоях воды

Годовая амплитуда колебаний температуры на поверхности океана значительно больше, чем суточная.

Но она меньше, чем годовая амплитуда на поверхности почвы.

В тропиках она порядка $2—3^{\circ}$, под 40° с. ш. около 10° , а под 40° ю. ш. около 5° .

На внутренних морях и глубоководных озерах возможны значительно большие годовые амплитуды — до 20° и более.

Как суточные, так и годовые колебания распространяются в воде (также, конечно, с запозданием) до больших, глубин, чем в почве. Суточные колебания обнаруживаются в море на глубинах до $15—20$ м и более, а годовые — до $150—400$ м.

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности.

Поскольку воздух нагревается и охлаждается от земной поверхности, амплитуда суточного хода температуры в метеорологической будке меньше, чем на поверхности почвы, в среднем примерно на одну треть.

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Рост температуры воздуха начинается вместе с ростом температуры почвы (минут на 15 позже) утром, после восхода солнца. В 13—14 часов температура почвы,, начинает понижаться.

В 14—15 часов она уравнивается с температурой воздуха; с этого времени при дальнейшем падении температуры почвы начинает падать и температура воздуха.

**Таким образом, минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца,
а максимум — на 14—15 часов.**

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Суточный ход температуры воздуха достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды.

Еще более закономерным представляется он в среднем из большого числа наблюдений: **многолетние кривые суточного хода температуры— плавные кривые, похожие на синусоиды.**

Но в отдельные дни суточный ход температуры воздуха может быть очень неправильным.

Это зависит от изменений облачности, меняющих радиационные условия на земной поверхности, а также от адвекции, т. е. от притока воздушных масс с другой температурой.

В результате этих причин минимум температуры может сместиться даже на дневные часы, а максимум — на ночь.

Суточный ход температуры может вообще исчезнуть или кривая суточного изменения примет сложную и неправильную форму.

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

Регулярный суточный ход перекрывается или маскируется неперiodическими изменениями температуры.

Например, в Хельсинки в январе имеется 24% вероятности, что суточный максимум температуры придется на время между полночью и часом ночи, и только 13% вероятности, что он придется на промежуток времени от 12 до 14 часов.

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

Суточный ход температуры воздуха у земной поверхности

В климатологии обычно рассматривается суточный ход температуры воздуха, осредненный за многолетний период.

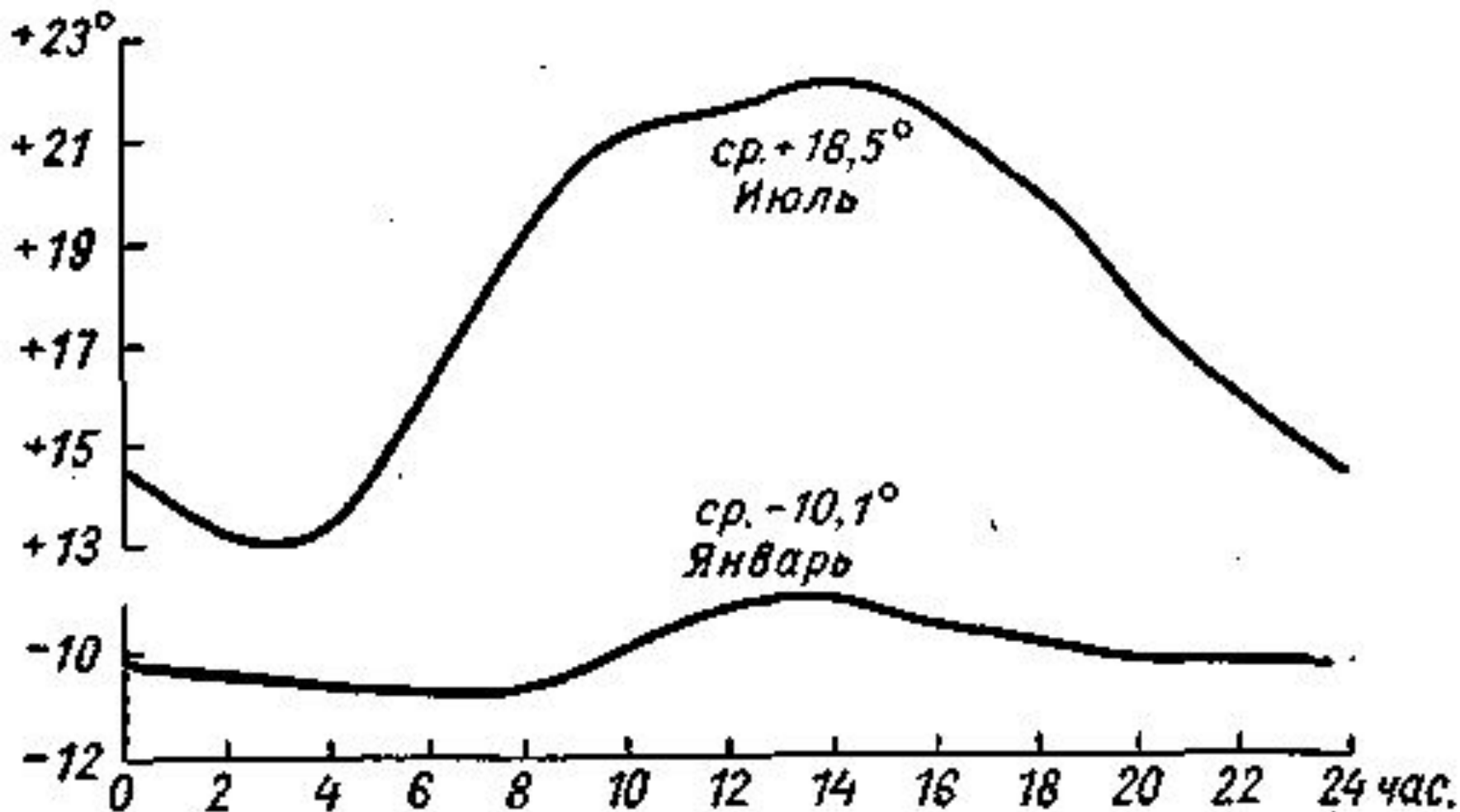
В таком осредненном суточном ходе неперiodические изменения температуры, приходящиеся более или менее равномерно на все часы суток, взаимно погашаются.

Вследствие этого многолетняя кривая суточного хода имеет простой характер, близкий к синусоидальному.

Для примера рассмотрим суточный ход температуры воздуха в Москве в январе и в июле, вычисленный по многолетним данным.

Вычислялась многолетняя средняя температура для каждого часа январских или июльских суток, а затем по полученным средним часовым значениям были построены многолетние кривые суточного хода для января и июля.

Суточный ход температуры воздуха в Москве в январе и в июле. Цифрами нанесены средние месячные температуры января и июля.



Суточные изменения амплитуды температуры воздуха

Суточная амплитуда температуры воздуха меняется по сезонам, по широте, а также в зависимости от характера почвы и рельефа местности.

Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности.

С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом.

Под широтами $20—30^\circ$ на суше средняя за год суточная амплитуда температуры около 12° ,
под широтой 60° около 6° ,
под широтой 70° только 3° .

В самых высоких широтах, где солнце не восходит или не заходит много дней подряд, регулярного суточного хода температуры нет вовсе.

Влияние характера почвы и почвенного покрова

Чем больше суточная амплитуда температуры самой поверхности почвы, тем больше и суточная амплитуда температуры воздуха над нею.

В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает 15—20°, иногда 30°.

Над обильным растительным покровом она меньше.

На суточной амплитуде сказывается и близость водных бассейнов: в приморских местностях она понижена.

Влияние рельефа

На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха уменьшена в сравнении с равнинной местностью.

В вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) увеличена.

Причина заключается в том, что на выпуклых формах рельефа воздух имеет уменьшенную площадь соприкосновения с подстилающей поверхностью и быстро сносится с нее, заменяясь новыми массами воздуха.

В вогнутых же формах рельефа воздух сильнее нагревается от поверхности и больше застаивается в дневные часы, а ночью сильнее охлаждается и стекает по склонам вниз. Но в узких ущельях, где и приток радиации, и эффективное излучение уменьшены, суточные амплитуды меньше, чем в широких долинах

Влияние морей и океанов

Малые суточные амплитуды температуры на поверхности моря имеют следствием и малые суточные амплитуды температуры воздуха над морем.

Однако эти последние все же выше, чем суточные амплитуды на самой поверхности моря.

Суточные амплитуды на поверхности открытого океана измеряются лишь десятными долями градуса; но в нижнем слое воздуха над океаном они доходят до 1—1,5°), а над внутренними морями и больше.

Амплитуды температуры в воздухе повышены потому, что на них сказывается влияние адвекции воздушных масс.

Также играет роль и непосредственное поглощение солнечной радиации нижними слоями воздуха днем и излучение из них ночью.

Изменение суточной амплитуды температуры с высотой

Суточные колебания температуры в атмосфере распространяются на более мощный слой, чем суточные колебания в океане.

На высоте 300 м над сушей амплитуда суточного хода температуры около 50% амплитуды у земной поверхности, а крайние значения температуры наступают на 1,5—2 часа позже.

На высоте 1 км суточная амплитуда температуры над сушей 1—2°, на высоте 2—5 км 0,5—1°, а дневной максимум смещается на вечер.

Над морем суточная амплитуда температуры несколько растет с высотой в нижних километрах, но все же остается малой.

Небольшие суточные колебания температуры обнаруживаются даже в верхней тропосфере и в нижней стратосфере.

Но там они определяются уже процессами поглощения и излучения радиации воздухом, а не влияниями земной поверхности.

Влияние рельефа местности

В горах, где влияние подстилающей поверхности больше, чем на соответствующих высотах в свободной атмосфере, суточная амплитуда убывает с высотой медленнее.

На отдельных горных вершинах, на высотах 3000 м и больше, суточная амплитуда еще может равняться 3—4°.

На высоких обширных плато суточная амплитуда температуры воздуха того же порядка, что и в низинах: поглощенная радиация и эффективное излучение здесь велики, так же как и поверхность соприкосновения воздуха с почвой.

Суточная амплитуда температуры воздуха на станции Мургаб на Памире в среднем годовом 15,5°, тогда как в Ташкенте 12°.

Виды солнечной радиации

- 1) прямая,
- 2) поглощенная,
- 3) рассеянная,
- 4) отраженная,
- 5) суммарная



Излучение земной поверхности

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

Излучение земной поверхности

Абсолютные температуры земной поверхности
заключаются между 180 и 350°.

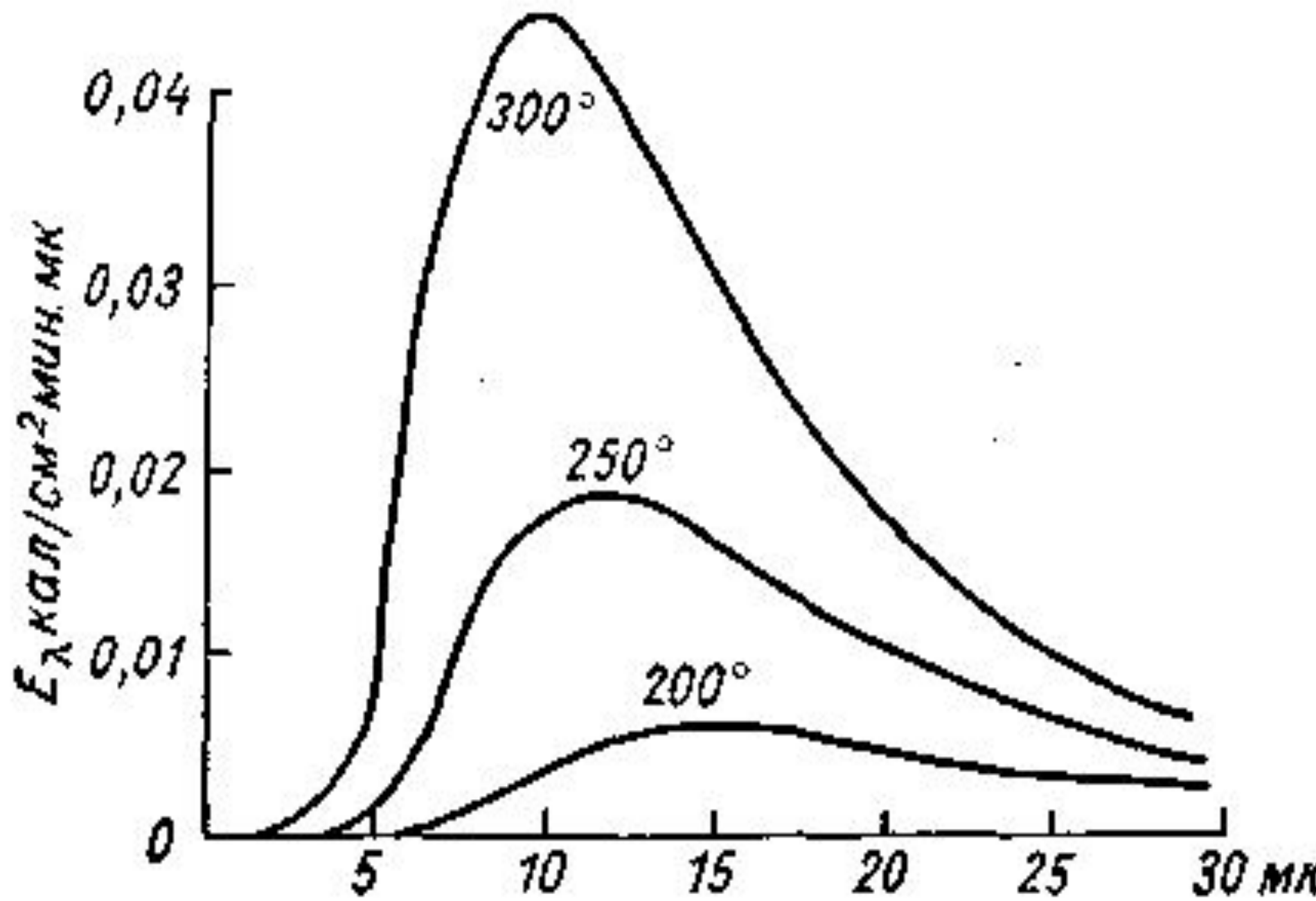
При таких температурах испускаемая радиация
практически заключается в пределах

4-120 мк,

а максимум ее энергии приходится на длины волн

10-15 мк.

Следовательно, вся эта радиация
инфракрасная, не воспринимаемая глазом.



Атмосферная радиация

Атмосфера нагревается, поглощая как солнечную радиацию (хотя в сравнительно небольшой доле, около 15% всего ее количества, приходящего к Земле), так и собственное излучение земной поверхности.

Кроме того, она получает тепло от земной поверхности путем теплопроводности, а также при испарении и последующей конденсации водяного пара.

Будучи нагретой, атмосфера излучает сама.

Так же как и земная поверхность, она излучает невидимую инфракрасную радиацию примерно в том же диапазоне длин волн.

Встречное излучение

Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство.

Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением

Встречным потому, что оно направлено навстречу собственному излучению земной поверхности.

Земная поверхность поглощает это встречное излучение почти целиком (на 90-99%). Таким образом, оно является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации.

Встречное излучение

Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают.

Для равнинных станций умеренных широт средняя интенсивность встречного излучения (на каждый квадратный сантиметр площади горизонтальной земной поверхности в одну минуту)

порядка 0,3—0,4 кал,

на горных станциях — порядка 0,1—0,2 кал.

Это уменьшение встречного излучения с высотой объясняется **уменьшением содержания водяного пара.**

Наибольшее встречное излучение — у экватора, где атмосфера наиболее нагрета и богата водяным паром.

У экватора 0,5—0,6 *кал/см² мин* в среднем,

В полярных широтах до 0,3 *кал/см² мин.*

Встречное излучение

Основной субстанцией в атмосфере, поглощающей земное излучение и посылающей встречное излучение, является *водяной пар*.

Он поглощает инфракрасную радиацию в большой области спектра — от 4,5 до 80 *мк*, за исключением интервала между 8,5 и 11 *мк*.

При среднем содержании водяного пара в атмосфере радиация с длинами волн от 5,5 до 7,0 *мк* и более поглощается почти полностью.

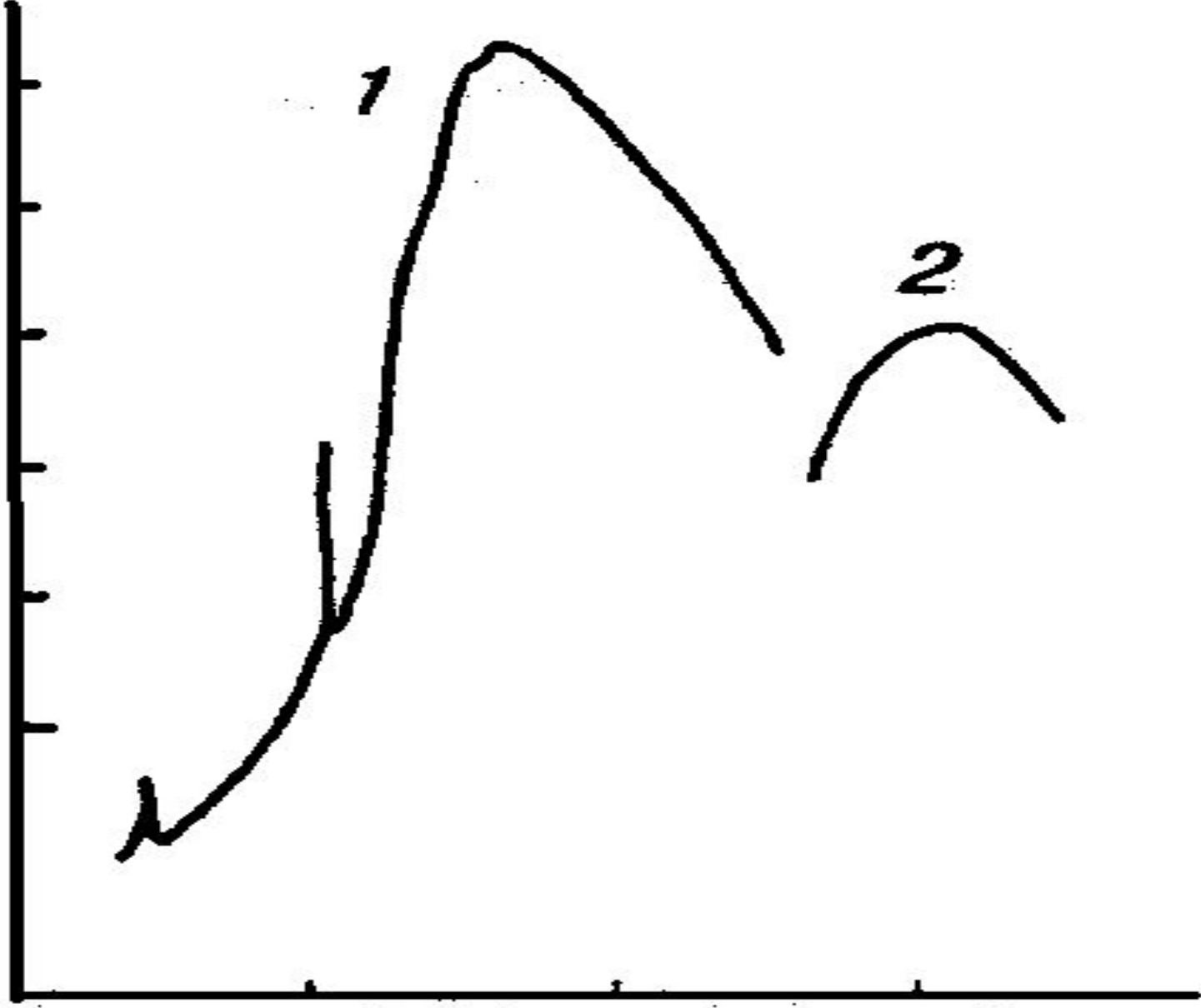
Только в интервале 8,5—11 *мк* земное излучение проходит сквозь атмосферу в мировое пространство.

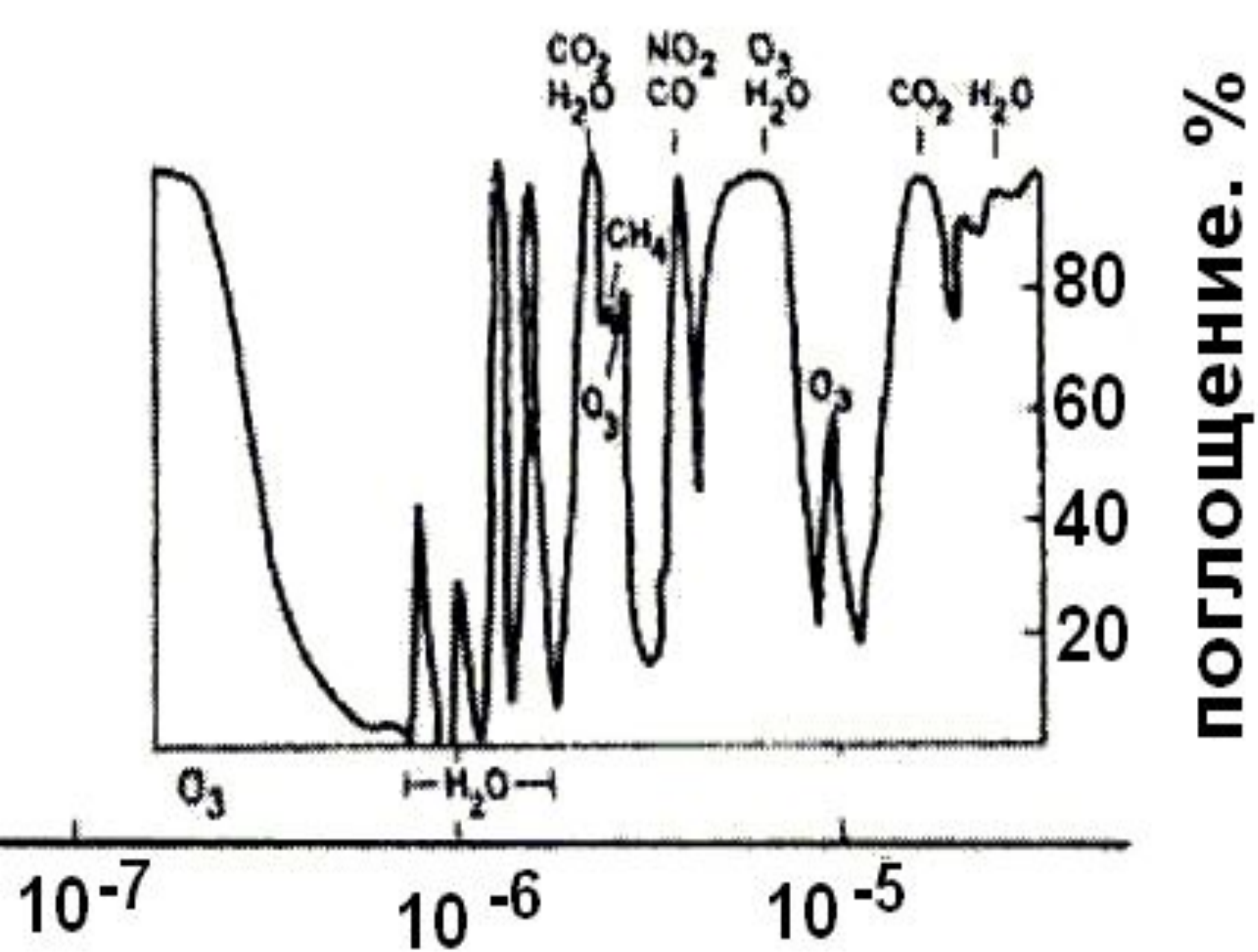
Интенсивность излучения,
Вт/(м²·мкм)

1000
100
10
1
0,1
0,01

10⁻⁸ 10⁻⁷ 10⁻⁶ 10⁻⁵

Длина волны λ , м





Эффективное излучение

Встречное излучение всегда несколько меньше земного.

Ночью, когда солнечной радиации нет, к земной поверхности приходит только встречное излучение.

Земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением.

Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением

Эффективное излучение

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности НОЧЬЮ

Эффективное излучение

С возрастанием облачности, увеличивающей встречное излучение, эффективное излучение убывает.

**В облачную погоду эффективное излучение
гораздо меньше, чем в ясную;**

**В облачную погоду меньше и ночное
охлаждение земной поверхности.**

Эффективное излучение

Эффективное излучение, конечно, существует и в дневные часы.

Но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглощенной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность днем теплее, чем ночью, вследствие чего, между прочим, и эффективное излучение днем больше.

Эффективное излучение

Поглощая земное излучение и посылая встречное излучение к земной поверхности, атмосфера тем самым уменьшает охлаждение последней в ночное время суток.

Днем же она мало препятствует нагреванию земной поверхности солнечной радиацией.

Это влияние атмосферы на тепловой режим земной поверхности носит название тепличного эффекта вследствие внешней аналогии с действием стекол теплицы.

Эффективное излучение

В общем земная поверхность в средних широтах теряет эффективным излучением примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

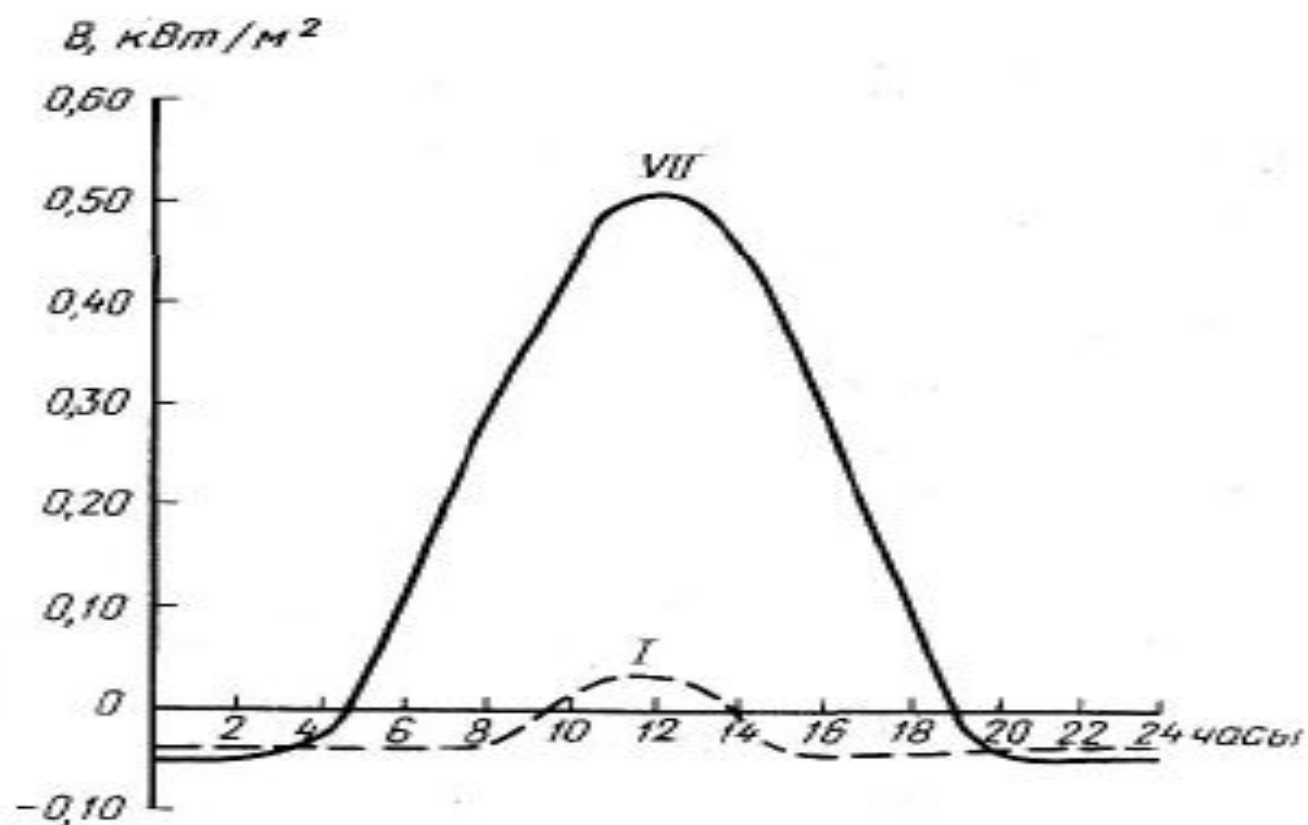
Радиационный баланс земной поверхности

Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют **радиационным балансом земной поверхности.**

Другое ее название — остаточная радиация.

Радиационный баланс подстилающей поверхности

может быть *положительным и
отрицательным*



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

Радиационный баланс поверхности

Ночью приток суммарной солнечной радиации равен нулю, поэтому баланс **отрицательный,**

происходит

*радиационное выхолаживание
подстилающей поверхности*

В суточном ходе времени

переход
от положительных
значений к
отрицательным или
обратно наблюдается

при
высотах Солнца **10-15°**

Радиационный баланс земной поверхности

При наличии снежного покрова радиационный баланс переходит к положительным значениям только при высоте солнца около $20—25^\circ$, так как при большом альбедо снега поглощение им суммарной радиации мало.

Днем радиационный баланс растет с увеличением высоты солнца и убывает с ее уменьшением.

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

и потому меняется в течение ночи мало, если только условия облачности остаются одинаковыми.

Радиационный баланс земной поверхности

Средние полуденные значения
радиационного баланса в Москве:

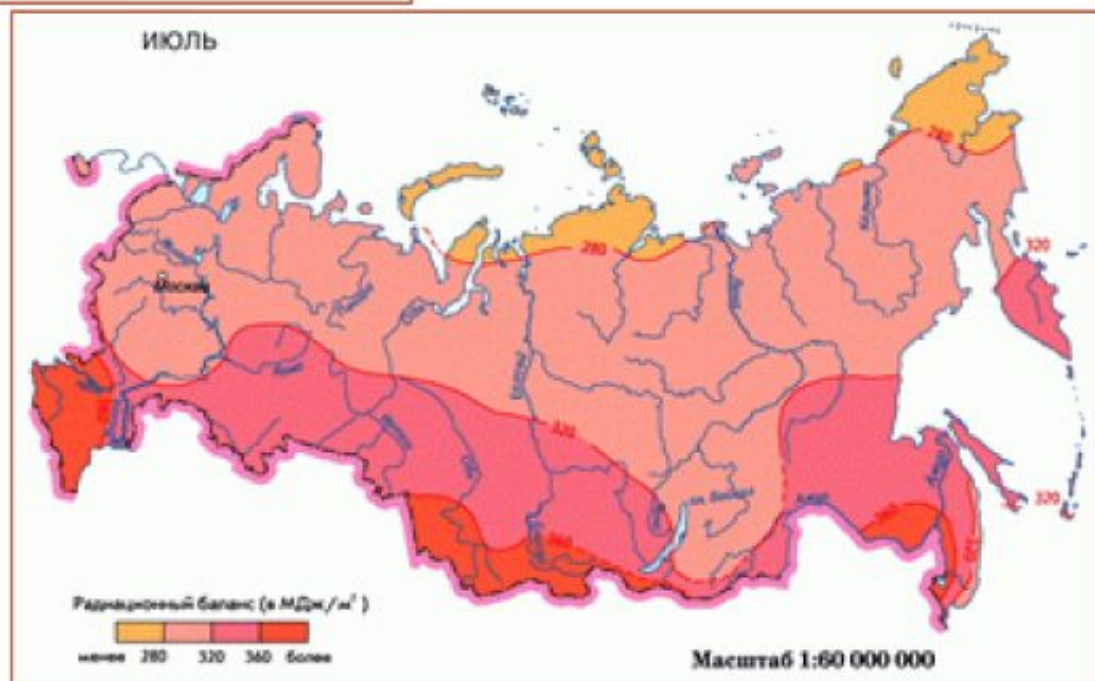
летом при ясном небе – $0,51 \text{ кВт/м}^2$,
зимой при ясном небе – $0,03 \text{ кВт/м}^2$

летом при средних условиях
облачности – $0,3 \text{ кВт/м}^2$,

зимой при средних условиях
облачности – около 0 кВт/м^2 .



Радиационный баланс



Годовой радиационный баланс на территории России изменяется от 400 МДж/м² до 2100 МДж/м²



Радиационный баланс земной поверхности

Радиационный баланс определяется **балансомером**.

В нем одна зачерненная приемная пластинка направлена вверх, к небу,
а другая — вниз, к земной поверхности.

Разница в нагревании пластинок позволяет определить величину радиационного баланса.
Ночью она равна величине эффективного излучения.

Излучение в мировое пространство

Излучение земной поверхности в большей части поглощается в атмосфере.

Лишь в интервале длин волн 8,5—11 *мк* проходит сквозь атмосферу в мировое пространство.

Это уходящее вовне количество составляет *всего 10%*, от притока солнечной радиации на границу атмосферы.

Но, кроме того, сама атмосфера излучает в мировое пространство около 55% энергии от поступающей солнечной радиации,

т. е. в несколько раз больше, чем земная поверхность.

Излучение в мировое пространство

Излучение нижних слоев атмосферы поглощается в вышележащих ее слоях.

Но, по мере удаления от земной поверхности, содержание водяного пара, основного поглотителя радиации, уменьшается, и нужен все более толстый слой воздуха, чтобы поглотить излучение, поступающее от нижележащих слоев.

Начиная с некоторой высоты водяного пара вообще недостаточно для того, чтобы поглотить все излучение, идущее снизу, и из этих верхних слоев часть атмосферного излучения будет уходить в мировое пространство.

Подсчеты показывают, что наиболее сильно излучающие в пространство слои атмосферы лежат на высотах 6—10 км.

Излучение в мировое пространство

Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, уходящее в космос, называется **уходящей радиацией.**

Оно составляет около 65 единиц, если за 100 единиц принять приток солнечной радиации в атмосферу. Вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой солнечной радиацией, выходящей за пределы атмосферы в количестве около 35 единиц (планетарное альbedo Земли), эта уходящая радиация компенсирует приток солнечной радиации к Земле.

Таким образом, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько и получает, т. е. находится в состоянии лучистого (радиационного) равновесия.

Радиационный баланс

$$Q_{\text{приход}} = Q_{\text{расход}}$$
$$Q_{\text{приход}} = I * S_{\text{проекции}} * (1-A)$$

$$Q_{\text{расход}} = S_{\text{земли}} * \sigma * T^4$$

$$T = [I * (1-A) / 4 \sigma]^{1/4}$$

$$T = 252^0\text{K}$$

Физические константы

I – Солнечная постоянная - 1378 Вт/м²

R(Земли) – 6367 км.

A –среднее альbedo Земли - 0,33.

**Σ –постоянная Стефана-Больцмана -5,67*10⁻⁸
Вт/м²К⁴**