

Тепловой режим атмосферы

Тепловой режим атмосферы

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)

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.

Метеорологическая будка



Будка, в которой на метеорологической станции устанавливают психрометр, гигрометр, максимальный и минимальный термометры. М. б. представляет собой деревянную будку белого цвета с жалюзи (*рис.*) для свободного доступа воздуха к приборам. Она защищает приборы от дождя, снега, прямого действия лучей солнца, излучения почвы. Устанавливается на стойках так, чтобы резервуары



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



Метеозонд — устройство для измерения различных параметров атмосферы.

В верхних слоях атмосферы зонд фиксирует состояние следующих параметров:

- давление;
- температура;
- влажность.

По траектории движения зонда и его скорости на разной высоте оценивают силу и направление ветра.

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.**
- 2. Несколько большее значение имеет потеря тепла из воздуха путем длинноволнового излучения.**

**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). Не периодичные

Связаны с адвекцией воздушных масс из других районов Земли.

Такие изменения часты и значительны в умеренных широтах.

Связаны они с циклонической деятельностью, и, в небольших масштабах, с местными ветрами.

Периодические изменения температуры воздуха

Суточные и годовые изменения температуры носят периодический характер.

Суточные изменения

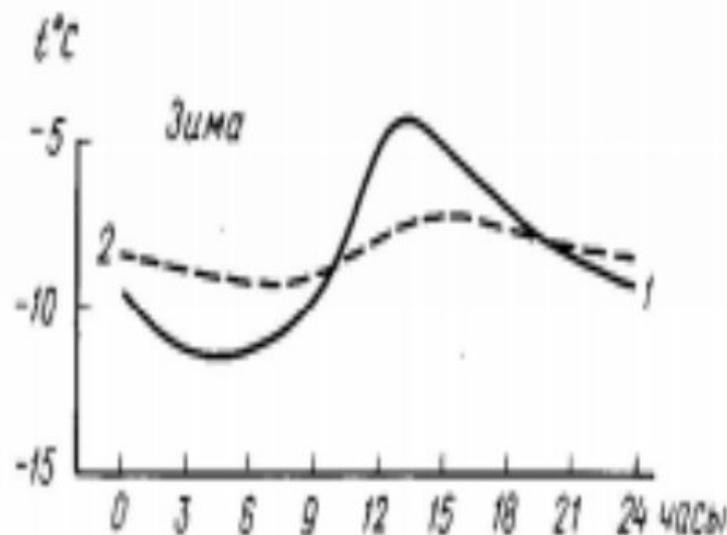
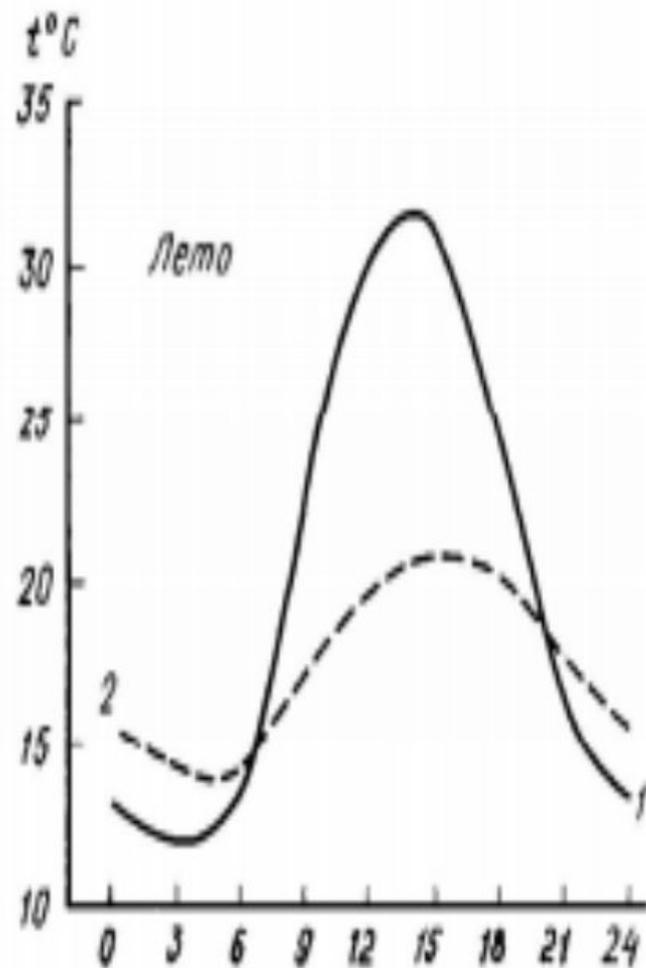
Температура воздуха меняется в суточном ходе вслед за температурой земной поверхности, от которой происходит нагрев воздуха

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)



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.

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 непериодическими 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 непериодические 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.

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 ($A_{сут}$)

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

.

Излучение земной поверхности

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

Излучение земной поверхности

Абсолютные температуры земной поверхности заключаются между 180 и 350°.

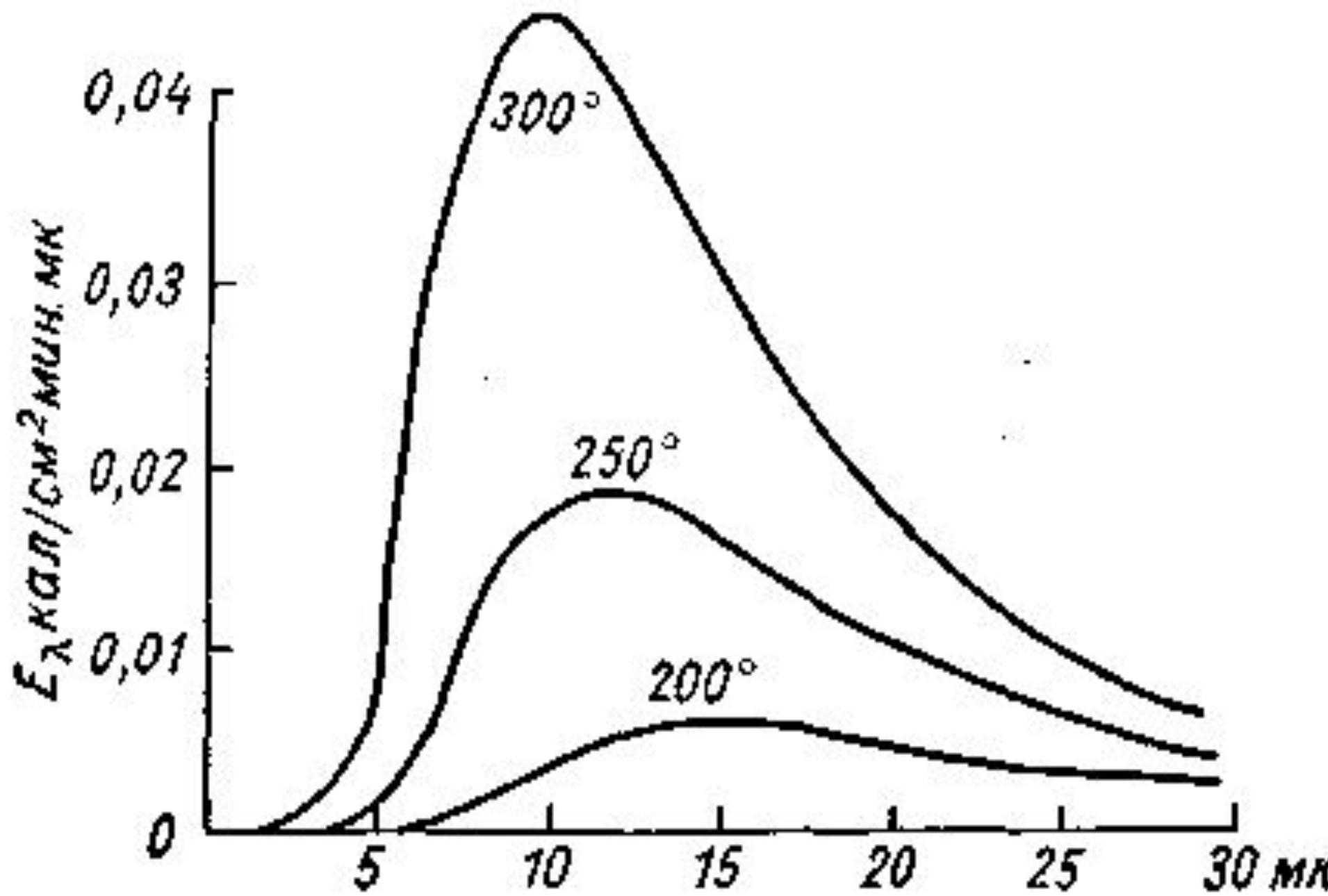
При таких температурах испускаемая радиация практически заключается в пределах

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.

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**

Радиационный баланс поверхности

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

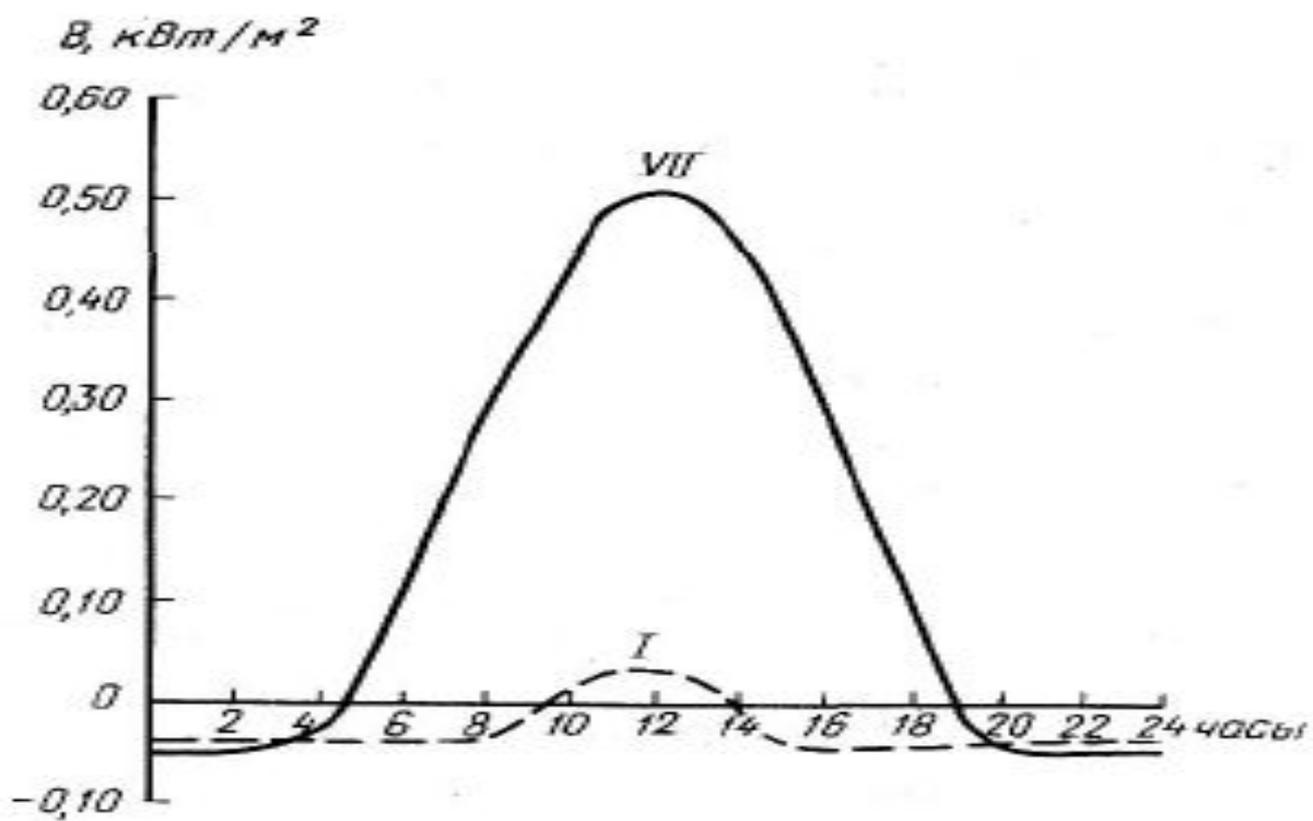
происходит

*радиационное выхолаживание
подстилающей поверхности*

В суточном ходе времени

переход
от положительных
значений к
отрицательным или
обратно наблюдается

при
высотах Солнца **10-15°**



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

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

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.

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.