

# Методы определения уровня солнечной радиации

Пильжис Е.Ч.

Белорусский национальный технический университет

## *Введение*

Для получения сведений о природе солнечной радиации первым шагом должно быть измерение интенсивности радиации за пределами земной атмосферы (внеземной радиации). Это влечет за собой измерение интенсивности рентгеновских, ультрафиолетовых, инфракрасных лучей, радиоизлучения и т.д., то есть всех компонентов солнечной радиации. Проще перевести солнечную радиацию в тепловую, которая может быть точно измерена. Эта тепловая радиация, называемая солнечной постоянной, определяется как количество энергии, которое падало бы перпендикулярно за 1 мин. На  $1 \text{ см}^2$  поверхности, помещенной за пределами земной атмосферы на среднем расстоянии Земли от Солнца. Величина этой постоянной равна приблизительно  $4,3 \text{ Дж}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин.})$ . Таким образом, солнечная постоянная—это энергия, необходимая для нагревания земной поверхности при условии, что атмосфера совершенно прозрачна, а солнце находится вертикально над головой. При малой высоте солнца его энергия распространяется по большой площади земной поверхности, и поэтому нагревание каждого  $1 \text{ см}^2$  весьма незначительно. Следовательно, интенсивность солнечной радиации зависит от широты и времени года.

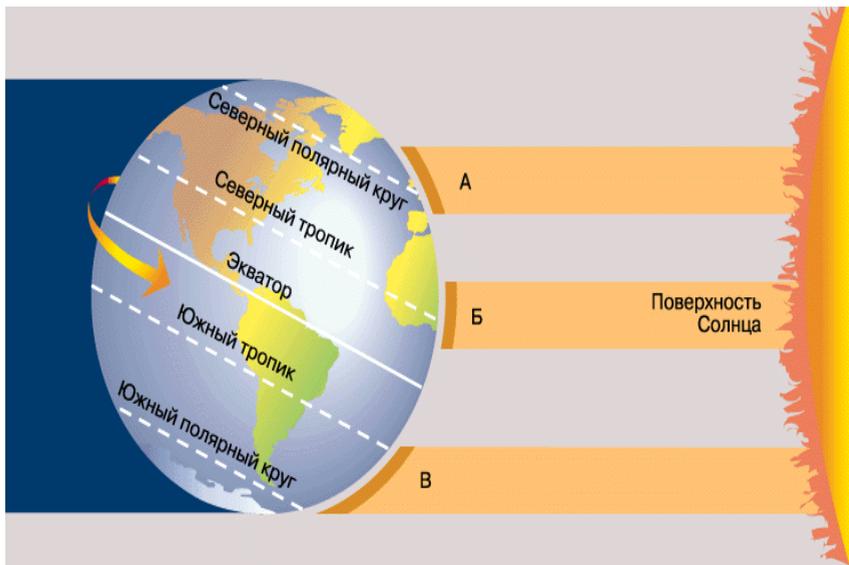


Рис.1.Распределение солнечной радиации по поверхности Земли.

Электромагнитная радиация - форма материи, отличная от вещества. Частным случаем радиации является видимый свет; но к радиации относятся также и не воспринимаемые глазом гамма-лучи, рентгеновские лучи, ультрафиолетовая и инфракрасная радиация.

Радиация распространяется по всем направлениям от ее источника-излучателя в виде электромагнитных волн со скоростью света в вакууме. Как и всякие волны электромагнитные волны характеризуются длиной волны и частотой колебаний. Все тела, имеющие температуру выше абсолютного нуля, испускают радиацию. Наша планета получает радиацию от Солнца; земная поверхность и атмосфера в то же время сами излучают тепловую радиацию, но в других диапазонах длин волн. Если рассматривать температурные условия на Земле за длительные многолетние промежутки времени, то можно принять гипотезу, что Земля находится в тепловом равновесии: приход тепла от Солнца уравнивается его потерей в космическое пространство.

## *1. Спектральный состав солнечной радиации*

В спектре солнечной радиации на интервал длин волн между 0,1 и 4 мкм приходится 99% всей энергии солнечного излучения. Всего 1% остается на радиацию с меньшими и большими длинами волн, вплоть до рентгеновских лучей и радиоволн.

Видимый свет занимает узкий интервал длин волн. Однако в этом интервале заключается половина всей солнечной лучистой энергии. На инфракрасное излучение приходится 44%, а на ультрафиолетовое — 9% всей лучистой энергии.

Распределение энергии в спектре солнечной радиации до поступления ее в атмосферу в настоящее время известно достаточно хорошо благодаря измерениям со спутников. Оно достаточно близко к теоретически полученному распределению энергии в спектре абсолютно черного тела при температуре около 6000 К.

Некоторые вещества в особом состоянии излучают радиацию в большем количестве и в другом диапазоне длин волн,

чем это определяется их температурой. Возможно, например, испускание видимого света при таких низких температурах, при которых вещество обычно не светится. Эта радиация, не подчиняющаяся законам теплового излучения, называется люминесцентной.

Люминесценция может возникнуть, если вещество предварительно поглотило определенное количество энергии и пришло в так называемое возбужденное состояние, более богатое энергией, чем энергетическое состояние при температуре вещества. При обратном переходе вещества — из возбужденного состояния в нормальное — и возникает люминесценция. Люминесценцией объясняются полярные сияния и свечение ночного неба.

Лучистая энергия Солнца — практически единственный источник тепла для поверхности Земли и ее атмосферы. Поток тепла из глубин Земли к поверхности в 5000 раз меньше тепла, получаемого от Солнца.

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

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

## ***2. Прямая солнечная радиация***

Радиацию, приходящую к земной поверхности непосредственно от диска Солнца, называют прямой солнечной радиацией. Солнечная радиация распространяется от Солнца по всем направлениям. Но расстояние от Земли до Солнца так велико, что прямая радиация падает на любую поверхность на Земле в виде пучка параллельных лучей, исходящего как бы из бесконечности. Легко понять, что максимально возможное в данных условиях количество радиации получает единица площади, расположенная перпендикулярно к солнечным лучам.

## ***3. Солнечная постоянная***

Количественной мерой солнечной радиации, поступающей на некоторую поверхность, служит энергетическая освещенность, или плотность потока радиации, т.е. количество лучистой энергии, падающей на единицу площади в единицу времени. Энергетическая освещенность измеряется в Вт/м<sup>2</sup>. Как известно, Земля вращается вокруг Солнца по мало растянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января Земля наиболее близка к Солнцу (147-Ю6 км), в начале июля — наиболее далека от него (152-106 км). Энергетическая освещенность изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния.

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

часть рассеянной радиации уходит вверх, в межпланетное пространство.

В результате поглощения и рассеяния радиации в атмосфере прямая радиация, дошедшая до земной поверхности, отличается от той, которая пришла на границу атмосферы. Величина потока солнечной радиации уменьшается, и спектральный состав ее изменяется, так как лучи разных длин волн поглощаются и рассеиваются в атмосфере по-разному

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

На верхнюю границу атмосферы солнечная радиация приходит в виде прямой радиации. Около 30% падающей на Землю прямой солнечной радиации отражается назад в космическое пространство. Остальные 70% поступают в атмосферу.

Около 26% энергии общего потока солнечной радиации превращается в атмосфере в рассеянную радиацию. Около

$\frac{2}{3}$  рассеянной радиации приходит затем к земной поверхности.

Но это будет уже особый вид радиации, существенно отличный от прямой радиации. Во-первых, рассеянная радиация приходит к земной поверхности не от солнечного диска, а от всего небесного свода.

Во-вторых, рассеянная радиация отлична от прямой по спектральному составу, так как лучи различных длин волн рассеиваются в разной степени.

Законы рассеяния оказываются существенно различными в зависимости от соотношения длины волны солнечного излучения и размера рассеивающих частиц.

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

Сильно поглощает радиацию в инфракрасной области спектра диоксид углерода (углекислый газ), но его содержание в атмосфере пока мало, поэтому поглощение им прямой солнечной радиации в общем невелико.

Прямая солнечная радиация на пути сквозь атмосферу ослабляется не только поглощением, но и путем рассеяния, причем ослабляется более значительно. Рассеяние — это фундаментальное физическое явление взаимодействия света с веществом. Оно может происходить на всех длинах волн электромагнитного спектра в зависимости от отношения размера рассеивающих частиц к длине волны падающего излучения. При рассеянии частица, находящаяся на пути распространения электромагнитной волны, непрерывно «извлекает» энергию из падающей волны и переизлучает ее по всем направлениям. Таким образом, частицу можно рассматривать как точечный источник рассеянной энергии. Солнечный свет, идущий от диска Солнца, проходя через атмосферу, вследствие рассеяния меняет свой цвет. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере имеет огромное практическое значение, так как создает рассеянный свет в дневное время. В отсутствие атмосферы на Земле было бы светло только там, куда попадали бы прямые солнечные лучи или солнечные лучи, отраженные земной поверхностью и предметами на ней. Вследствие рассеянного света вся атмосфера днем служит источником освещения: днем светло также и там, куда солнечные лучи непосредственно не падают, и даже тогда, когда солнце скрыто облаками. [3]

Голубой цвет неба — это цвет самого воздуха, обусловленный рассеянием в нем солнечных лучей.

#### ***4. Фактор мутности***

Все ослабление радиации путем поглощения и рассеяния можно разделить на две части: ослабление постоянными газами (идеальной атмосферой) и ослабление водяным паром и аэрозольными примесями. Летом запыление возрастает, а также увеличивается содержание водяного пара в атмосфере, что несколько уменьшает радиацию.

## 5. Суммарная радиация

Всю солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности — прямую и рассеянную — называют суммарной радиацией

В облачность уменьшает суммарную радиацию. Поэтому летом приход суммарной радиации в дополуденные часы в среднем больше, чем в послеполуденные. По той же причине в первую половину года он больше, чем во вторую.

Отражение солнечной радиации. поглосценная радиация. альбеде земли

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

## 6. 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.

### Эффективное излучение

Встречное излучение всегда несколько меньше земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излучением. Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением. Эффективное излучение, представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а следовательно, и тепла с земной поверхности ночью.

Эффективное излучение, конечно, существует и в дневные часы. Но днем оно перекрывается или частично компенсируется поглосценной солнечной радиацией. Поэтому земная поверхность

днем теплее, чем ночью, но и эффективное излучение днем больше.  
[1]

### ***7. Географическое распределение суммарной радиации***

распределение годовых и месячных количеств суммарной солнечной радиации по земному шару зонально: изолинии (т. е. линии равных значений) потока радиации на картах не совпадают с широтными кругами. Отклонения эти объясняются тем, что на распределение радиации по земному шару оказывают влияние прозрачность атмосферы и облачность.

Годовые количества суммарной радиации особенно велики в малооблачных субтропических пустынях. Зато над приэкваториальными лесными областями с их большой облачностью они снижены. К более высоким широтам обоих полушарий годовые количества суммарной радиации убывают. Но затем они снова растут — мало в Северном полушарии, но весьма значительно над малооблачной и снежной Антарктидой. Над океанами суммы радиации ниже, чем над сушей.

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

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

На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах. Это объясняется тем, что радиация в океанах поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши. Существенные отклонения от зонального распределения имеются в пустынях, где баланс ниже

вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе. Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличивается, а поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами под той же широтой.

## ***8. Географическое распределение радиационного баланса***

Как известно, радиационный баланс является разностью между суммарной радиацией и эффективным излучением. Эффективное излучение земной поверхности распределяется по земному шару более равномерно, чем суммарная радиация. Дело в том, что с ростом температуры земной поверхности, т. е. с переходом к более низким широтам, растет собственное излучение земной поверхности; однако одновременно растет и встречное излучение атмосферы вследствие большего влагосодержания воздуха и более высокой его температуры. Поэтому изменения эффективного излучения с широтой не слишком велики. [2]

## ***9. Приборы***

Ряды данных наблюдений за различными видами солнечной радиации имеют свои особенности, связанные со спецификой наблюдений. Прежде всего, наблюдения проводятся в сроки, отличные от сроков, установленных для наблюдения за другими метеорологическими величинами.

Измерения составляющих радиационного баланса производятся 6 раз в сутки: в 0 ч 30 мин.; 6 ч 30 мин.; 9 ч 30 мин.; 12 ч 30 мин.; 15 ч 30 мин.; 18 ч 30 мин. Наблюдения в срок не позволяют получить достаточно надежные данные. Стоит в момент наблюдения небольшому облачку прикрыть солнце, как измеряемое значение прямой солнечной радиации резко изменится. По этой причине, а также исходя из практической необходимости получать суммарный приход солнечного тепла за некоторый отрезок времени (час, сутки, месяц), при климатологической обработке, наряду с характеристиками интенсивности солнечной радиации (энергетической освещенности), рассчитывают характеристики сумм солнечной радиации за часовые интервалы, сутки, месяц.

Характеристики часовых сумм получают либо по данным самописцев (которые имеются примерно на 1/3 актинометрических станций), либо с использованием графиков суточного хода. Такие графики строятся по многолетним средним значениям радиации в сроки наблюдений. С графика для середины часового интервала снимаются значения интенсивности и по этим данным определяются часовые и суточные суммы. Месячные суммы вычисляются как произведение суточного значения на число календарных дней месяца.

В климатических справочниках помещают обычно следующие климатические показатели:

- средняя интенсивность (энергетическая освещенность в кВт/м<sup>2</sup>) прямой, рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса при ясном небе и при средних условиях облачности;
- средние суммы прямой солнечной радиации (МДж/м<sup>2</sup>) на нормальную к лучу поверхность и на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;
- средние суммы суммарной солнечной радиации (МДж/м<sup>2</sup>) на горизонтальную поверхность при ясном небе и средних условиях облачности;
- средние суммы рассеянной солнечной радиации (МДж/м<sup>2</sup>) на горизонтальную поверхность при средних условиях облачности;
- альbedo деятельной поверхности (%) при средних условиях облачности;
  
- средние суммы радиационного баланса деятельной поверхности (МДж/м<sup>2</sup>) при средних условиях облачности.

Средние значения интенсивности солнечной радиации при ясном небе получают при следующих условиях: для рассеянной, суммарной радиации и радиационного баланса - общая облачность не более 2 баллов, солнечный диск и околосолнечная зона радиусом 5° свободны от облаков и следов облаков; для прямой радиации - независимо от облаков, но при диске солнца и околосолнечной зоне 5°, свободных от облаков и их следов.

Характеристики интенсивности солнечной радиации при средних условиях облачности получают путем непосредственного подсчета, по данным наблюдений, при любых условиях облачности и состоянии диска солнца.

Наряду со средними значениями характеристик солнечной радиации вычисляют также средние квадратические отклонения, коэффициенты асимметрии и корреляции суточных сумм радиации (в последнем научно-прикладном справочнике эти характеристики вычислены только для суммарной радиации).

Для прикладных целей рассчитывают климатические характеристики сумм солнечной радиации на вертикальные и наклонные поверхности. [4]

Приборы для измерения солнечной радиации можно разделить на две основные группы: пиргелиометры, используемые для измерений направленного потока излучения  $H_b$ , и пиранометры, или солариметры, - для измерений полного потока  $H_{tc}$ .

Первыми стандартными приборами для измерения прямой солнечной радиации были пиргелиометр Ангстрема, разработанный в Стокгольме, и проточный калориметр Аббота из Смитсоновского института в Вашингтоне. В пиргелиометре Ангстрема приводятся в соответствие тепловые эффекты облучения приемника солнечной энергии и электронагрева затененного элемента. Для измерения уровня электронагрева используются обычные методы электрических измерений. Проточный калориметр Аббота имеет полость, которая поглощает солнечное излучение, а повышение температуры циркуляционной охлаждающей воды пропорционально интенсивности падающего излучения. Пиргелиометр Аббота с серебряным диском является еще одним стандартным прибором, в котором скорость изменения температуры диска приблизительно пропорциональна интенсивности падающего излучения. В течение многих лет отмечалось, что американские и европейские измерения радиации не согласуются между собой, и, как указывали различные исследователи во многих странах, расхождение составляло от 2,5 до 6%. В сентябре 1956 г. была установлена новая Международная пиргелиометрическая шкала 1956, которая внесла поправки +1,5% к шкале Ангстрема и - 2,0% к смитсоновской шкале Аббота. Впоследствии все приборы калибровались в соответствии с Международной пиргелиометрической шкалой 1956.

Принцип действия большинства пиранометров, которые используются для измерения суммарной радиации, а при затенении от прямых лучей и диффузной радиации, основан на измерении

разности температур черных (поглощающих излучение) и белых (отражающих излучение) поверхностей с помощью термоэлементов. Последние дают сигнал в милливольтгах, который можно легко контролировать с помощью целого ряда стандартных самопишущих систем. Характерным примером такого типа приборов является пиранометр Эппли. Другой, хорошо известный тип пиранометра - пиранометр Робича - основан на различном расширении биметаллического элемента, тогда как с помощью дистилляционного пиранометра Беллани, в котором спирт конденсируется в калиброванном конденсаторе, измеряется суммарная солнечная радиация за данный промежуток времени. Значительно более простые измерения, которые проводятся во многих местах, связаны с определением продолжительности солнечного сияния, т. е. времени, когда диск Солнца не закрыт облаками или дымкой. Она измеряется с помощью самопишущего прибора Кэмпбелла-Стокса, в котором используется сферическая линза, фокусирующая солнечное излучение на термочувствительной бумаге. При наличии прямой солнечной радиации на бумаге появляется след в виде прожога.

Климатологическими показателями солнечного сияния, регистрируемого гелиографом, служат:

- средняя общая продолжительность солнечного сияния (часы и %);
- средняя продолжительность сияния в день с солнцем;
- среднее месячное значение продолжительности солнечного сияния для каждого часового интервала;
- среднее число дней без солнца;
- среднее квадратическое отклонение продолжительности солнечного сияния.

Характеристики первого показателя вычисляются непосредственным подсчетом за весь период наблюдений. Относительная характеристика продолжительности солнечного сияния представляет собой отношение наблюдавшейся продолжительности к теоретически возможной, т. е. продолжительности сияния при безоблачном небе от восхода до захода. Для горных станций возможная продолжительность исправляется поправкой на закрытость горизонта.

Вычисление остальных характеристик затруднений, как правило, не вызывает.

### *Литература.*

1. Е. Харкнесс, М. Мехта «Регулирование солнечной радиации в зданиях», М., «Стройиздат», 1984г.
2. А.С.Граундуотер «Солнечная радиация и кондиционирование воздуха», М., «Стройиздат», 1975г.
3. Р.Л.Ноулс «Энергия и форма: экономический подход к развитию городов», М., «Стройиздат», 1974г.
4. «Архитектурный проект», октябрь 1973г.  
А.Тлеуов–«Нетрадиционные источники энергии».