



УЕ 1.4 Радиационный баланс земной поверхности

Рассматриваемые вопросы:

Солнце как источник радиации

Прямая солнечная радиация

Рассеянная солнечная радиация

Суммарная радиация

Отражение и поглощение солнечной радиации

Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы

Радиационный баланс земной поверхности

Солнце как источник радиации

Основным источником энергии физических процессов, происходящих в атмосфере и на поверхности Земли, является лучистая энергия Солнца.

Поступление этой энергии на земную поверхность зависит от положения Солнца на небосводе, т.е. от его координат, который изменяются в течение суток и года, а также зависят от широты места.

Солнечная радиация – лучистая энергия, которая распространяется от Солнца в виде электромагнитных волн со скоростью 300000 км/с. Электромагнитные волны излучают все тела, температура которых выше абсолютного нуля.

В метеорологии электромагнитные излучения разделяют на два диапазона. Диапазон *коротковолновой радиации* включает солнечные излучения с длинами волн от 0,01 до 4 мкм. К *длинноволновой радиации* относятся излучения земной поверхности и атмосферы с длинами волн 4 - 100 мкм. В спектральном составе солнечной радиации около 99% от всей



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

энергии солнечной радиации приходится на интервал 0,1-4 мкм и всего 1% на радиации с меньшими и большими длинами волн, включая рентгеновские лучи и радиоволны.

Спектр коротковолновой солнечной радиации за границами атмосферы разделяют на части:

- ультрафиолетовую (9% от всей солнечной лучистой энергии);
- видимую (47%);
- инфракрасную (44%) (таблица 1, рисунок 1)

Таблица 1 - Спектр солнечных электромагнитных волн

Излучение	Длина волны, мкм
Гамма-излучение	$<1 \cdot 10^{-4}$
Рентгеновское излучение	$1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-4}$
УФ-излучение	0,01-0,39
Видимый свет	0,40-0,76
ИК-излучение	0,77-50
Радиоволны	>50

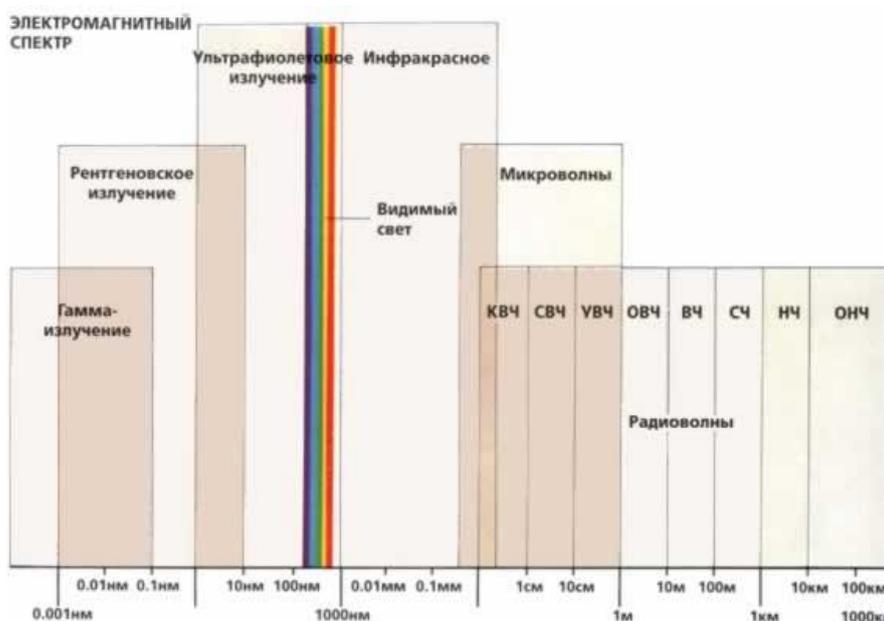


Рисунок 1 - Спектр солнечных электромагнитных волн



Помимо лучистой радиации от Солнца распространяется корпускулярное излучение в виде потоков электрически заряженных элементарных частиц, преимущественно протонов и электронов. Корпускулярная радиация зависит от солнечной активности и ионизирует верхние слои атмосферы, а также вызывает полярное сияние.

Тепловая радиация подчиняется физическим законам излучения Стефана-Больцмана, Кирхгофа, Планка и Вина.

Интенсивность электромагнитной радиации, согласно *закону Стефана-Больцмана*, пропорциональна четвертой степени абсолютной температуры тела (тепловая или температурная радиация).

В соответствии с *законом Кирхгофа*, отношение излучательной способности любого тела к его поглотительной способности одинаково для всех тел при данной температуре.

Из закона Кирхгофа следует:

- 1) если тело излучает лучистую энергию данной длины волны при заданной температуре, то оно и поглощает при этой же температуре лучистую энергию этой же длины волны;
- 2) хорошо поглощающее тело, хорошо излучает и наоборот;
- 3) все тела в природе излучают лишь определенную долю излучения абсолютно черного тела при той же температуре.

Этот закон называют избирательным законом поглощения, так как из него следует, что тело поглощает только те лучи, которые излучает.

Закон Планка характеризует распределение энергии в спектре излучения соответственно длинам волны, которые зависят от температуры излучателя.

Согласно *закону Вина* длина волны, на которую приходится максимум лучистой энергии, обратно пропорциональна абсолютной температуре



излучающего тела. Из закона Вина следует, чем выше температура тела, тем более короткие волны оно излучает и наоборот.

Раздел метеорологии, изучающий потоки лучистой энергии в атмосфере, называется *актинометрией*. В атмосфере солнечная радиация на пути к поверхности Земли частично поглощается, а частично рассеивается и отражается от облаков и земной поверхности. Поэтому в атмосфере наблюдаются три вида радиации: прямая, рассеянная и отраженная.

Количество лучистой энергии (плотность потока радиации), которая поступает на единицу площади за единицу времени, представляет собой *энергетическую освещенность*. Энергетическая освещенность измеряется в ваттах или киловаттах на квадратный метр ($\text{Вт}/\text{м}^2$ или $\text{кВт}/\text{м}^2$); $1\text{Вт}/\text{м}^2$ показывает, что на 1 м^2 за 1 секунду поступает 1 Дж лучистой энергии. Количество лучистой энергии, поступающей за длительный период (час, сутки, месяц, год), выражают в джоулях или мегаджоулях. Иногда используется внесистемная единица измерения плотности потока радиации - калория на квадратный сантиметр за минуту: $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$; $1\text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин}) = 698\text{ Вт}/\text{м}^2$

Природная освещенность создается видимой частью солнечного излучения, которую способен уловить глаз человека. Это световой диапазон солнечной радиации, или диапазон видимости. В этом диапазоне лучистая энергия воспринимается как свет. Единицы измерения интенсивности света отличаются от энергетических характеристик солнечного излучения. За единицу светового потока в СИ принят люмен (лм), а за единицу силы света - кандела (кд).

Природная освещенность земной поверхности пропорциональна ее энергетической освещенности прямой, рассеянной и суммарной радиаций.



Прямая солнечная радиация

Солнечная радиация распространяется от Солнца в виде потока параллельных лучей. Проходя через земную атмосферу, энергия поглощается молекулами газов и аэрозолями, частично рассеивается, а частично отражается от облаков. Энергетическая освещенность, создаваемая излучением, поступающим на Землю непосредственно от солнечного диска в виде пучка параллельных солнечных лучей, называется *прямой солнечной радиацией* (S).

Земля вращается вокруг Солнца по мало растянутому эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце. В начале января она наиболее близка к Солнцу ($\sim 147 \cdot 10^6$ км), в начале июля - наиболее удалена от него ($\sim 152 \cdot 10^6$ км). Прямая солнечная радиация, поступающая на верхнюю границу атмосферы, на единицу площади, перпендикулярной к солнечным лучам при среднем расстоянии от Земли до Солнца называется *солнечной постоянной* (S_0). По новейшим определениям с использованием спутниковых измерений $S_0 \sim 1,367$ кВт/м².

При прохождении потока прямой солнечной радиации через атмосферу происходит его ослабление, вызванное поглощением (около 15 %) и рассеянием (около 25 %) энергии газами (водяной пар, углекислый газ, озон, кислород), аэрозолями, облаками. При этом изменяется спектральный состав прямой солнечной радиации.

Согласно закону ослабления Бугера, прямая солнечная радиация S , поступающая на поверхность Земли при отвесном (перпендикулярном) падении лучей,

$$S = S_0 p^m \quad (1)$$

где S_0 - солнечная постоянная (при любом расстоянии от Земли до Солнца);
 p - коэффициент прозрачности атмосферы; m - число оптических масс



атмосферы ($m = 1/\sin h$, где h - высота солнца). Формула $m = 1/\sin h$ применима для высот больше 15° , при меньших высотах оказывает влияние неравномерное распределение плотности воздуха с высотой.

Величина ослабления радиации зависит:

- от интенсивности солнечной радиации (чем интенсивнее радиация, тем больше ее тратится на пути через атмосферу);
- прозрачности атмосферы;
- продолжительности пути солнечных лучей в атмосфере. Чем меньше высота его над горизонтом, тем большее число оптических масс атмосферы проходит солнечный луч (рисунок 2).

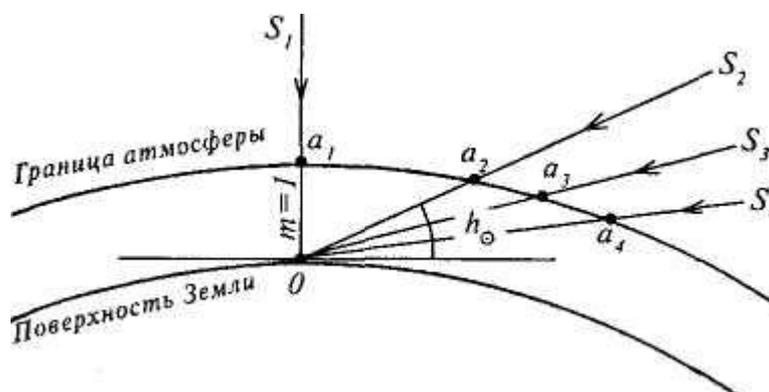


Рисунок 2 – Схема пути солнечного луча в атмосфере при разной высоте солнца

За одну оптическую массу атмосферы принимают массу воздуха, которую проходят лучи при положении Солнца в зените. Величина оптической массы атмосферы изменяется с широтой: на экваторе она равна 1, а к полюсам увеличивается до 34. В связи с этим Бемпорадом была составлена таблица значений масс атмосферы.

Таблица 2 – Масса атмосферы при различных высотах

h	90	80	70	60	50	40	30	20	10	5	3	1	0
м	1,00	1,02	1,06	1,15	1,30	1,55	2,00	2,29	5,60	10,40	15,36	25,96	34,40



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

Из данных таблицы видно, что при больших высотах солнца число масс атмосферы возрастает медленно, а при низком стоянии солнца значение масс увеличивается более чем в 17 раз.

Ясно, что чем меньше высота солнца, тем больше частичек, поглощающих и рассеивающих солнечную радиацию, встречается на пути солнечного луча; тем больше задерживается атмосферой солнечной энергии, менее прозрачной становится атмосфера и меньшая часть дойдет до земной поверхности.

Коэффициент прозрачности - это отношение потока прямой солнечной радиации, прошедшей через атмосферу при массе атмосферы, равной единице (при отвесном падении солнечных лучей), к потоку солнечной радиации на верхней границе атмосферы. Иначе говоря, коэффициент – это число, показывающее какая часть солнечной радиации, поступающей на внешнюю границы атмосферы. доходит до земной поверхности при положении солнца в зените.

Коэффициент прозрачности зависит от содержания в атмосфере водяного пара и аэрозолей: чем их больше, тем меньше коэффициент прозрачности при одинаковом числе проходимых оптических масс. В среднем для всего потока радиации в идеально чистой атмосфере p (на уровне моря) составляет 0,915. В реальных атмосферных условиях коэффициент прозрачности следует географическому распределению влажности воздуха и с увеличением широты возрастает в связи с уменьшением количества водяного пара и запыленности атмосферы в высоких широтах: около экватора он равен в среднем 0,7, а на широте 75° - 0,8. В годовом ходе максимальные значения коэффициента прозрачности наблюдаются зимой и весной, минимальные – летом. Коэффициент



прозрачности уменьшается во второй половине дня вследствие увеличения влагосодержания и примесей в атмосфере.

Для характеристики ослабления радиации в атмосфере используют понятие фактора мутности, который обозначают T . Фактор мутности показывает количество идеальных атмосфер, которые нужно взять для того, чтобы получить такое же ослабление радиации, какое вызывает реальная атмосфера. Фактор мутности всегда больше единицы и зависит от содержания в воздухе аэрозолей и водяного пара. Средние значения фактора мутности наблюдаются на равнинах умеренных широт — они близки к трем. С уменьшением широты фактор мутности растет, а с увеличением — падает. В больших городах, где воздух загрязнен, фактор мутности больше 4, в горах уменьшается до 2, зимой он меньше, летом - больше.

С учетом фактора мутности формула (1) приобретает следующий вид:

$$S_m = S_0 p^{mT}$$

где S_m - прямая солнечная радиация у земной поверхности при данной массе атмосферы; T - мутность атмосферы.

Поступление прямой радиации на земную поверхность зависит от угла падения солнечных лучей. Приход солнечной радиации на горизонтальную площадку на верхней границе атмосферы определяется по формуле:

$$S_0' = S_0 \cdot \sin h, \text{ где } h - \text{ высота солнца}$$

Поток прямой солнечной радиации S' падающей на горизонтальную поверхность (рисунок 3), называют *инсоляцией*:

$$S' = S \sin h_0$$

где S - прямая солнечная радиация у земной поверхности на перпендикулярную поверхность; h_0 - высота солнца над горизонтом.

Энергетическая освещенность прямой солнечной радиации зависит от высоты солнца и прозрачности атмосферы и возрастает с увеличением высоты места над уровнем моря.

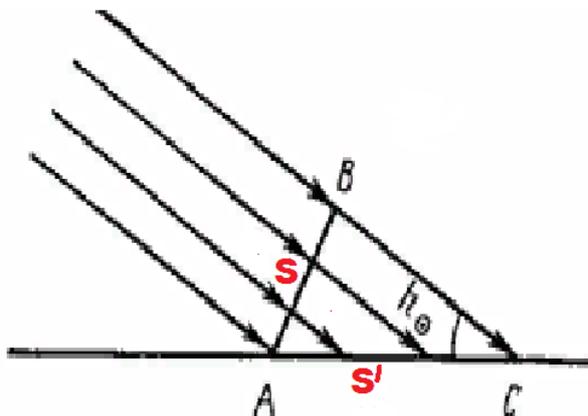


Рисунок 3 – Приток солнечной радиации на поверхность АВ, перпендикулярную к лучам (S), и на горизонтальную поверхность АС (S')

Приход прямой солнечной радиации зависит от высоты солнца над горизонтом, которая меняется как в течение суток, так и в течение года. Это обуславливает суточный и годовой ход прямой солнечной радиации.

Изменение прямой солнечной радиации в течение безоблачного дня (суточный ход) выражается кривой с максимумом в истинный солнечный полдень. Летом над сушей максимум может наступить до полудня, поскольку к полудню увеличивается запыленность атмосферы.

Годовой ход прямой солнечной радиации наиболее выражен на полюсах, так как зимой солнечная радиация здесь отсутствует, а летом ее приход достигает 900 Вт/м^2 . В средних широтах максимум прямой солнечной радиации иногда наблюдается не летом, а весной, потому что в летние месяцы из-за увеличения содержания водяного пара и пыли уменьшается прозрачность атмосферы, минимум приходится на период, близкий к дню зимнего солнцестояния (декабрь). На экваторе наблюдаются два максимума - в дни весеннего и осеннего равноденствия, и два минимума - в дни летнего и зимнего солнцестояния.



Рассеянная солнечная радиация

Существенный фактор ослабления солнечной радиации в атмосфере - ее рассеяние. В идеальной атмосфере рассеяние является практически единственной причиной ослабления прямой солнечной радиации, а в реальной - к нему добавляется поглощение.

Рассеяние радиации в атмосфере - это явление, обусловленное взаимодействием электромагнитного излучения с молекулами атмосферных газов и аэрозольными частичками, обладающими различными коэффициентами преломления.

Солнечная радиация, преобразованная рассеянием в атмосфере, называется *рассеянной радиацией (D)*. Интенсивность рассеянной радиации зависит от высоты солнца, прозрачности атмосферы, облачности, высоты над уровнем моря и наличия снежного покрова:

- чем больше высота солнца, тем больше поток рассеянной радиации;
- чем больше в атмосфере рассеивающих частичек, тем большая доля солнечной радиации рассеивается. Следовательно, поток рассеянной радиации увеличивается при увеличении замутнённости атмосферы;
- облачность значительно увеличивает долю рассеянной радиации;
- чем больше отражательная способность деятельной поверхности, тем больше доля рассеянной радиации (снежный покров, отражающий 70—90% прямой солнечной радиации, увеличивает рассеянную радиацию);
- с увеличением высоты над уровнем моря рассеянная радиация при ясном небе уменьшается, т.к. уменьшается толщина выше лежащих рассеивающих слоев.

Рассеяние радиации происходит главным образом в результате непрерывных колебаний плотности воздуха, а также частицами аэрозолей.

Интенсивность рассеяния характеризуется коэффициентом рассеяния:



$$K = \Delta S \lambda / S \lambda$$

где $\Delta S \lambda$ – часть потока прямой радиации, рассеянная единицей объема воздуха, $S \lambda$ – поток прямой радиации, падающей на данный объем.

Коэффициент рассеивания показывает, какая доля радиации рассеивается единицей объема и зависит от количества рассеивающих частиц в единице объема, от их размера и природы, а также от длин волн самой рассеиваемой радиации.

Основы теории рассеивания были разработаны Рэлеем. Он вывел закон рассеяния частицами, диаметр которых не превышает 0,1 длины волны рассеиваемой радиации. Такими частицами являются молекулы атмосферных газов.

Интенсивность молекулярного рассеяния обратно пропорциональна четвертой степени длины волны $K = C / \lambda^4$, где C- коэффициент, зависящий от числа молекул газа в единице объема и от природы газа.

Таблица 3 - Значения коэффициента рассеяния для чистого и сухого воздуха при нормальном давлении

Длина волны	0,760 красные	0,589 желтые	0,486 голубые	0,396 фиолетовые
$K \cdot 10^{-7}$	0,31	0,86	1,9	4,4

Согласно закону Рэля, рассеяние фиолетовых лучей в 16 раз больше, чем красных. Максимум энергии рассеянной радиации приходится на синие и голубые лучи. В чистом и прозрачном воздухе рассеяние осуществляют молекулы газов. Молекулярным рэлеевским рассеянием объясняется голубой цвет неба.

Но в атмосфере всегда имеется много примесей, размеры которых больше длины волны рассеиваемого света. Такое рассеяние изучено В.В. Шулейкиным, К.С. Шифриным. Для капель тумана и облаков, для пыли



рассеяние не зависит от длины волны и одинаково для всех участков спектра. Поэтому наличие примесей в атмосфере придает небу белесоватый оттенок, а туман и облака белого цвета.

В горах и на больших высотах небо кажется темнее. Если бы не было атмосферы, мы бы видели солнце на совершенно черном небе.

Вывод: Рассеянная радиация более богата коротковолновыми лучами. Чем больше воздушный слой, который приходится пройти солнечному лучу, тем больше он теряет коротковолновых лучей и тем больше остается длинноволновых. Поэтому восход и заход имеют красноватые оттенки.

Рассеянный свет то же, что рассеянная радиация, но в видимой части спектра; солнечный свет, рассеянный атмосферным воздухом. Рассеяние солнечной радиации в атмосфере создает природную освещенность, в результате вся атмосфера днем служит источником света на Земле. Рассеяние света в атмосфере вечером и утром приводит к полумраку. Это явление неполной темноты образуется в результате рассеивания лучей солнца, зашедшего под горизонт до 18° , и носит название сумерек (вечерних и утренних). В высоких широтах летом солнце опускается под горизонт менее чем на 18° , поэтому полной темноты вообще не наступает и вечерние сумерки сливаются с утренними. Это явление называют белыми ночами. Сумерки сопровождаются изменениями окраски небесного свода в стороне Солнца, которые называются зарей. Характерные цвета зари - желтый и пурпурный, однако интенсивность и разнообразие цветовых оттенков зари зависит от содержания аэрозольных примесей в воздухе и дифракции света на более крупных частицах.

Рассеянием радиации объясняется дневное освещение в отсутствие прямых солнечных лучей, поляризация небесного света, дымка и другие оптические явления. Она играет существенную роль в энергетическом



балансе Земли, являясь в пасмурные периоды, особенно в высоких широтах, единственным источником энергии в приземных слоях атмосферы.

Суточный и годовой ход рассеянной радиации при ясном небе, в общем, соответствует ходу прямой солнечной радиации. Однако утром рассеянная радиация появляется еще до восхода солнца, а вечером еще поступает и в период сумерек, т.е. после захода солнца. В годовом ходе максимум рассеянной радиации наблюдается летом.

Суммарная радиация

Суммарная радиация (Q) - это сумма прямой солнечной радиации, приходящейся на горизонтальную поверхность, и рассеянной радиации.

$$Q = S' + D = S \cdot \sin h_0 + D$$

Количество суммарной радиации, а также соотношение между прямой и рассеянной радиацией в ее составе зависят от высоты солнца, облачности, прозрачности атмосферы и ее прозрачности.

С увеличением высоты солнца доля рассеянной радиации при безоблачном небе уменьшается. Чем прозрачнее атмосфера, тем меньше доля рассеянной радиации. В среднем облачность уменьшает суммарную радиацию. Частичная облачность, не закрывающая солнечный диск, увеличивает суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом, а полная облачность, наоборот, уменьшает. При сплошной плотной облачности суммарная радиация равна рассеянной радиации. Зимой вследствие отражения радиации от снежного покрова и ее вторичного рассеяния в атмосфере доля рассеянной радиации в составе суммарной радиации заметно возрастает. При открытом диске солнца и облачности суммарная радиация растет за счет увеличения рассеянной радиации.



Суммарная радиация имеет хорошо выраженный суточный и годовой ход: в Северном полушарии при безоблачном небе суточный ход суммарной радиации имеет максимум около полудня, а годовой ход - летом.

В распределении суммарной радиации на земной поверхности наблюдается ряд закономерностей:

- зональность (убывает от экватора к полюсам в соответствии с уменьшением угла падения солнечных лучей);
- материи получают больше суммарной солнечной радиации, чем океаны (над континентами меньше облачность и суше воздух);
- в Северном полушарии, более материковом, суммарная радиация больше, чем в южном - океаническом.

Отражение и поглощение солнечной радиации

Часть суммарной радиации, приходящей к земной поверхности и отражающейся от нее, называется *отраженной коротковолновой радиацией* (R_k).

Отношение отраженной части радиации R_k к суммарной радиации Q называют *отражательной способностью* или *альбедо* (A) данной подстилающей поверхности:

$$A = R_k / Q * 100\%$$

Величина альбедо характеризует отражательную способность деятельной поверхности. Она выражается в долях единицы или в процентах.

Альбедо зависит от цвета, шероховатости, влажности и других свойств поверхности. Шероховатые почвы темного цвета отражают меньше радиации, чем светлые и гладкие, влажные - меньше, чем сухие, потому что они более темные. Альбедо осушенных и вспаханных торфяников около 8 %, светлых песчаных почв - от 25 до 45 %. Альбедо растительного покрова



изменяется от 10 до 25 %. Наибольшая отражательная способность у свежеснеговывпавшего снега ($A = 80-90 \%$).

Альбеде всех поверхностей, а особенно водных, зависит от высоты солнца: наименьшим альбеде бывает в полуденные часы, наибольшим - утром и вечером. Это связано с тем, что при малой высоте солнца в суммарной радиации возрастает доля рассеянной, которая в большей степени, чем прямая солнечная радиация, отражается от шероховатой подстилающей поверхности. Альбеде водных поверхностей при высоте солнца больше 60° меньше альбеде суши, поскольку солнечные лучи, проникая в воду, в значительной мере поглощаются и рассеиваются в ней.

Разность суммарной и отраженной радиации называется *поглощенной радиацией* или *балансом коротковолновой радиации земной поверхности*:

$$B_k = S' + D - R_k = Q - AQ = Q(1-A)$$

Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы

Нам уже известно, что солнечная радиация – коротковолновая и заключается в интервале от 0,1 до 4 мкм. И что все тела поглощают и излучают лучистую энергию, т.е. обладают излучательной и поглощательной способностью. А какой же длины волны излучение земной поверхности?

Задача. Вычислить длину волны, на которую приходится максимум энергии излучаемой земной поверхностью, если средняя температура Земли 150С.

Применяя закон Вина ($\lambda_m * T = 2898$) $\lambda_m = 2898 / (15 + 273) = 10,1$ мкм

Вывод: Излучение земной поверхности – длинноволновое.



Земная поверхность как физическое тело, имеющее температуру выше абсолютного нуля, является источником излучения, которое называют *длинноволновым излучением Земли* (E_3).

Атмосфера поглощает не только солнечную радиацию, но и большую часть земного излучения. И в то же время атмосфера сама излучает, и некоторая часть этого излучения уходит в мировое пространство (E_∞ - уходящее излучение), а остальная, большая часть направлена к земной поверхности (E_a - встречное излучение атмосферы). Длинноволновую радиацию деятельной поверхности в атмосфере поглощают углекислый газ и водяной пар, но количество углекислого газа в атмосфере незначительно по сравнению с количеством водяного пара. Поэтому в основном длинноволновую радиацию в атмосфере поглощает водяной пар, и он же является основным источником встречного излучения.

Деятельная поверхность, теряет тепло посредством излучения, и в то же время получает некоторое количества тепла от встречного излучения атмосферы.

Излучение земной поверхности и атмосферы можно выразить законом Стефана – Больцмана для естественных поверхностей:

$$E_{\text{земли}} = \delta \sigma T_3^4$$

$$E_{\text{атмосферы}} = \delta \sigma T_a^4$$

где δ - относительная излучательная способность, показывающая, какую долю излучения абсолютно черного тела составляет излучение данной поверхности; σ - постоянная Стефана - Больцмана, $\sigma = 5,65 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м²*К⁴);
 T - абсолютная температура тела.

Однако Земля не является абсолютно черным телом, поэтому ее излучение меньше излучения абсолютно черного тела при той же температуре. Относительный коэффициент излучения δ для разных типов



подстилающей поверхности колеблется от 0,85 до 0,99: в среднем для Земли $\delta = 0,95$. Наибольшая излучающая способность у снега ($\delta = 0,986$).

Излучение земной поверхности происходит непрерывно: чем выше температура излучающей поверхности, тем интенсивнее её излучение. Оно направлено в атмосферу и почти полностью поглощается ею.

Эффективным излучением называют разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы:

$$E_{\text{эф}} = E_z - E_a$$

Эффективное излучение представляет собой *баланс длинноволновой радиации* на земной поверхности (B_d).

Эффективное излучение зависит от температуры земной поверхности, от температуры и влажности воздуха, а также от облачности. С повышением температуры земной поверхности $E_{\text{эф}}$ увеличивается, а с повышением температуры и влажности воздуха - уменьшается. Особенно сильно влияют на эффективное излучение облака. Если облака плотные и температура их близка к температуре земной поверхности, то $E_z \approx E_a$ и $E_{\text{эф}} \approx 0$.

Способность атмосферы пропускать коротковолновую солнечную радиацию и задерживать длинноволновую радиацию земной поверхности называют *парниковым (тепличным, оранжерейным) эффектом*. Такой эффект обеспечивает небольшие перепады температуры в течение суток. Расчеты показывают, что при отсутствии атмосферы средняя температура деятельного слоя Земли снизилась бы на 38 °С, по сравнению с фактически наблюдающейся, и наша планета была бы покрыта вечными льдами. В настоящее время атмосфера разогревается за счет выбросов углекислого газа при сжигании углеводородного топлива и парниковый эффект усиливается



Радиационный баланс земной поверхности

Радиационным балансом земной поверхности или остаточной радиацией называют разность между поглощенной коротковолновой радиацией и эффективным длинноволновым излучением. Днем радиационный баланс положительный и равен

$$B = B_k + B_d$$

где B - радиационный баланс; B_k - баланс коротковолновой радиации; B_d - баланс длинноволновой радиации на земной поверхности.

$$B_k = S' + D - R_k = Q - AQ = Q(1-A) \text{ и } B_d = \delta E_a - E_z = -E_{\text{эф}},$$

$$\text{то } B = Q(1-A) - E_{\text{эф}} = (S' + D)(1-A) - E_{\text{эф}}$$

Таким образом, если приход радиации больше расхода, то радиационный баланс положительный и земная поверхность нагревается, при отрицательном радиационном балансе она охлаждается. Днем радиационный баланс обычно положительный, а ночью - отрицательный. Примерно за 1-2 ч до захода солнца радиационный баланс становится отрицательным, а утром в среднем через 1 ч после восхода солнца он снова положительный. Ход радиационного баланса днем при ясном небе близок к ходу прямой радиации. В годовом ходе радиационный баланс в холодное время года имеет отрицательные значения, в теплое - положительные.

Годовые величины радиационного баланса имеют положительные значения, кроме Антарктиды и Гренландии, где баланс отрицательный. Годовые суммы радиационного баланса закономерно уменьшаются от экватора к полюсам.

Радиационный баланс является главным климатообразующим фактором. От него зависят формирование разных типов воздушных масс с характерными для них физическими свойствами и биологическая продуктивность природных зон.



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ
Государственное бюджетное профессиональное образовательное учреждение
Иркутской области
«Иркутский гидрометеорологический техникум»

Радиационный баланс на всей Земле равен нулю, а климатическая система находится в радиационном равновесии. Если принять общее количество солнечной радиации, которая поступает в атмосферу, за 100 единиц, то окажется, что сама атмосфера излучает в мировое пространство 65 единиц энергии, а земная поверхность только 5 единиц, т.е. излучение земной поверхности и атмосферы в мировое пространство составляет 70 единиц. Отражательная способность атмосферы и Земли составляет 30 единиц. Вся радиация, которая направляется от Земли и атмосферы в космос, полностью компенсирует приход солнечной радиации к нашей планете.