

ЛЕКЦИЯ № 1

Радиационный и тепловой режим атмосферы

1. Тепловое излучение Солнца. Солнечная постоянная.
2. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере.
3. Радиационный и тепловой балансы земной поверхности и атмосферы.

Цели и задачи курса

Вопрос 1. Тепловое излучение Солнца. Солнечная постоянная.

Солнечная радиация – это тепловое излучение Солнца, нагретого до 5600 К (5326, 8501 °С).

Тепловое излучение – это электромагнитное излучение нагретых тел, за счет которого они сбрасывают избыток своей внутренней энергии. Это излучение не когерентно (волновые колебания не согласованное во времени) и не монохроматично (волны различной длины). Спектр излучения Солнца хорошо описывается спектром абсолютно черного тела. Поступая на Землю, солнечная радиация в большей своей части превращается в тепло.

Практически солнечная радиация является единственным источником энергии для Земли и атмосферы. По сравнению с солнечной энергией значение других источников энергии для Земли ничтожно мало. Например, температура Земли в среднем с глубиной возрастает (примерно на один градус каждые 35 метров). Благодаря этому поверхность Земли получает некоторое количество тепла из внутренних частей. Подсчитано, что в среднем каждый см² земной поверхности получает из внутренних частей Земли 54 кал в год. Это количество в 5 000 раз меньше тепла, получаемого от Солнца. Некоторое количество тепла Земля получает от звезд и планет, но оно приблизительно в 30 млн. раз меньше тепла, поступающего от Солнца.

Как небесное светило Солнце представляет собой звезду средней величины. По своему строению Солнце принято делить на более плотную внутреннюю часть и солнечную атмосферу.

Внутренняя часть Солнца имеет температуру свыше 5 000 000 К. Здесь протекают термоядерные реакции синтеза легких ядер водорода и его изотопов в более тяжелые ядра гелия. Эта энергия передается конвективной зоной, где скорости поднятия относительно холодных и опускания относительно теплых масс достигает одного-двух км\с.

Атмосфера Солнца состоит из фотосферы (100-300 км), хромосферы (10 000 – 15 000 км), солнечной короны. Внутренняя часть Солнца состоит из конвективной зоны, зоны лучистого переноса и солнечного ядра.

Области спектра солнечного излучения

Название области (участка) спектра	Длина волны, мкм
Гамма-лучи	10^{-5}
Рентгеновское излучение	$10^{-5} - 10^{-2}$
Ультрафиолетовая радиация (близкий УФ участок)	0,01 – 0,39
	(0,29 – 0,39)
Видимый свет	0,39 – 0,76
фиолетовый	0,390 – 0,455
синий	0,455 – 0,485
голубой	0,485 – 0,506
зеленый	0,506 – 0,575
желтый	0,575 – 0,588
оранжевый	0,588 – 0,620
красный	0,620 – 0,760
Инфракрасная радиация (близкий ИК участок)	0,760 – 3 000
	(0,76 – 2,4)
Радиоволновое излучение	более 3 000

Основная часть (свыше 95%) энергии излучения Солнца приходится на область, так называемого, «оптического окна» (0,29 – 2,4 мкм). Оно включает видимый участок спектра, и его близкие «окрестности» в ультрафиолетовой и инфракрасной областях. Название «оптическое окно» эта область получила потому, что именно в этом диапазоне длин волн земная атмосфера наиболее прозрачна для солнечного излучения (пропускает около 80%), в то время как излучение в дальних коротковолновой и инфракрасной областях, на которые приходится соответственно около 1 и 3,6 % полностью или почти полностью поглощается атмосферой. Следует заметить также, что помимо «оптического окна», атмосфера прозрачна для радиоволнового излучения в интервале длин волн 1- 20 см (1 см = 10 000 мкм).

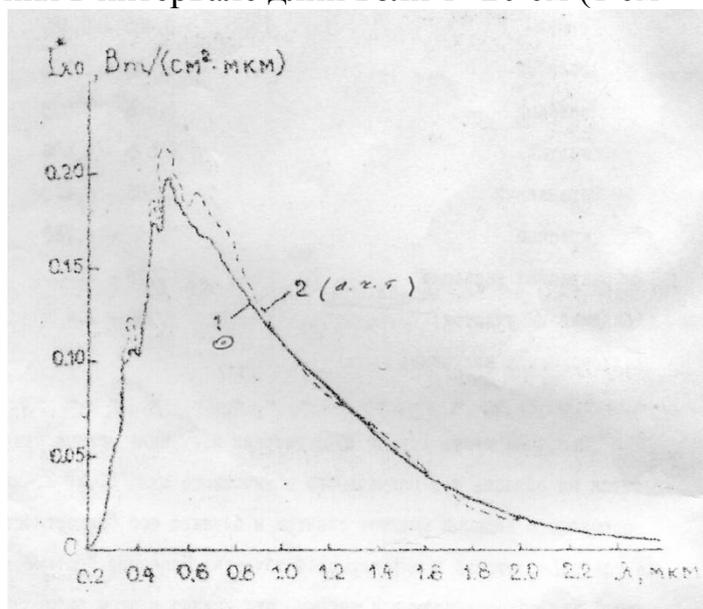


Рис.1 – спектральная плотность потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы.

Если Солнце считать по своей излучательной способности близким к абсолютно черному телу, то можно оценить его температуру. Это можно осуществить несколькими методами.

Максимум излучательной способности Солнца попадает в видимый участок спектра и приходится на длину волны синего цвета $\lambda_{\max} = 0,4738$ мкм. Применяя закон смещения Вина, можно рассчитать так называемую цветовую температуру Солнца: $T_c = v^{\circ} / \lambda_{\max}$, где v° - постоянная Вина. $T_c = 0,28976 \cdot 10^{-2} / (0,4738 \cdot 10^{-6})$; $T_c = 6116$ К.

Второй способ оценки температуры Солнца основывается на законе Стефана – Больцмана и понятии солнечной постоянной I_0^* , которой называется количество солнечной радиации, поступающее на единичную площадку верхней границы атмосферы, перпендикулярную лучам, в единицу времени во всем спектре излучения Солнца при средней его активности и среднем удалении Земли от Солнца. Иначе говоря, I_0^* - интегральный поток солнечной радиации на верхней границе земной атмосферы через площадку, перпендикулярную к солнечным лучам, при среднем расстоянии Земли от Солнца. Определение точного значения этой величины сопряжено со многими трудностями технического характера, а также методического характера.

Большое количество экспериментальных наблюдений за солнечной радиацией и расчетов солнечной постоянной выполнено Ч. Г. Абботом и другими сотрудниками Смитсоновского института (США). Также уточнением значения данного параметра занимались Н. Н. Калитин, В. Г. Фесенков, М. Николе, Ф. Джонсон К. Я. Кондратьев и др.

Новейшие данные измерений потоков радиации с помощью ИСЗ позволили установить, что наиболее вероятное значение солнечной постоянной заключено в интервале $1,368 - 1,377$ кВт/м² при максимальном разбросе измеряемых значений от $1,322$ до $1,428$ кВт/м². При этом отмечается отсутствие изменений выше указанных значений и пределов в течение длительного периода наблюдений.

Международная комиссия по радиации рекомендовала принять в качестве стандартного значения солнечной постоянной:

$$I_0^* = 1,37 \text{ кВт/м}^2$$

Исследования по уточнению значения солнечной постоянной ведутся последнее время как в нашей стране, так и за рубежом.

Если известно значение солнечной постоянной, то можно рассчитать интегральный поток излучения поверхности Солнца.

Таким образом, Солнце излучает энергию в широком диапазоне длин волн. Однако, свыше 99% этого излучения приходится на участок спектра, заключенный между $0,1$ и 4 мкм.

Солнечную радиацию по этой причине называют коротковолновой, в отличие от инфракрасной (длинноволновой) радиации, которую излучают Земля и атмосфера (интервал длин волн от $3 - 4$ до $80 - 120$ мкм).

Наряду с понятием солнечной постоянной, включающей энергию всех длин волн в научной литературе можно встретить понятие метеорологической солнечной постоянной. Последняя представляет собой интегральный поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы Земли в спектральном интервале $0,346 - 2,4$ мкм. Это означает, что из солнечного спектра излучения исключается та часть радиации, которая никогда не достигает (или достигает в очень малых количествах)

тропосферы и не оказывает влияния на ее тепловой режим. Метеорологическая солнечная постоянная (по Дж. Джорджу) составляет $1,26 \text{ кВт/м}^2$, по С. И. Сивкову – $1,25 \text{ кВт/м}^2$.

Законы излучения

Закон Кирхгофа.

Согласно принципу детального равновесия, любой микроскопический процесс в равновесной системе должен протекать с такой же скоростью, что и обратный ему. Этот закон статистической физики позволяет найти связь между излучательной F_λ и поглощательной A_λ способностями любого непрозрачного тела, например, земной поверхности. Если тело входит в состав термодинамической равновесной системы, имеющей температуру T , то энергия излучаемая за единицу времени с единицы площади рассматриваемого тела в интервале длин волн от λ до $\lambda+\delta$ будет :

$$F_\lambda = \delta^2 \phi_\lambda / \delta\sigma \delta\lambda \quad (1)$$

За это же время на том же участке поверхности тела поглощается часть энергии падающего на эту поверхность равновесного излучения $B(\lambda, T)$ от других тел.

Поскольку реальное тело отличается от абсолютно черного значением коэффициента поглощения $A_\lambda < 1$, то оно поглощает только долю $A_\lambda B(\lambda, T)$ от падающего на него излучения. Если температура тела не изменяется, то количество излученной энергии равняется количеству поглощенной, т. е.

$$F_\lambda = A_\lambda B(\lambda, T) \quad (2)$$

или

$$F_\lambda / A_\lambda = B(\lambda, T) \quad (3)$$

Это уравнение носит название закона Кирхгофа: отношение излучательной способности к поглощательной в условиях термодинамического равновесия не зависит от природы тела и является для всех тел универсальной функцией $B(\lambda, T)$ длины волны λ и абсолютной температуры T .

Функция $B(\lambda, T)$ называется функцией Кирхгофа. Значение A_λ зависит от длины волны, температуры, химического состава тела и его поверхности. Для абсолютно черного тела $A_\lambda = 1$, так как оно полностью поглощает все падающее на него излучение независимо от направления, спектрального состава и поляризации излучения, ничего не отражая и не пропуская. Если уравнение (3) применить к абсолютно черному телу, то

$$F_\lambda = B(\lambda, T),$$

что позволяет трактовать физический смысл функции $B(\lambda, T)$ как излучательную способность абсолютно черного тела.

Согласно закону Кирхгофа, все реальные тела излучают энергии меньше чем абсолютно черное тело при той же температуре.

Атмосферные газы обладают селективным поглощением. Поэтому, по закону Кирхгофа, газы излучают энергию тех же длин волн, на которых они осуществляют ее поглощение.

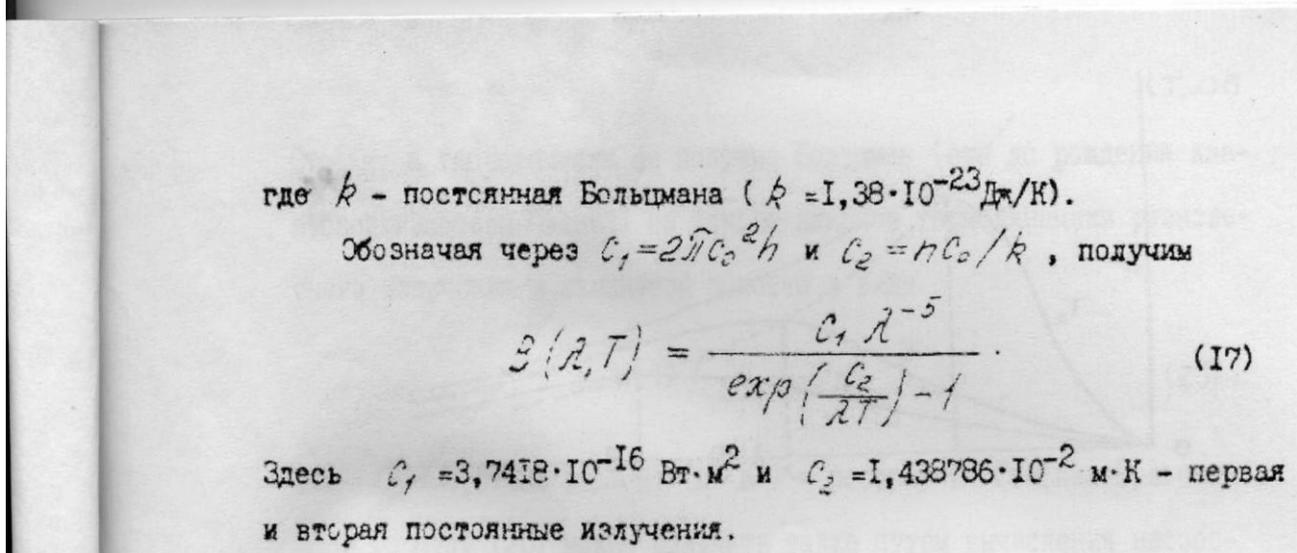
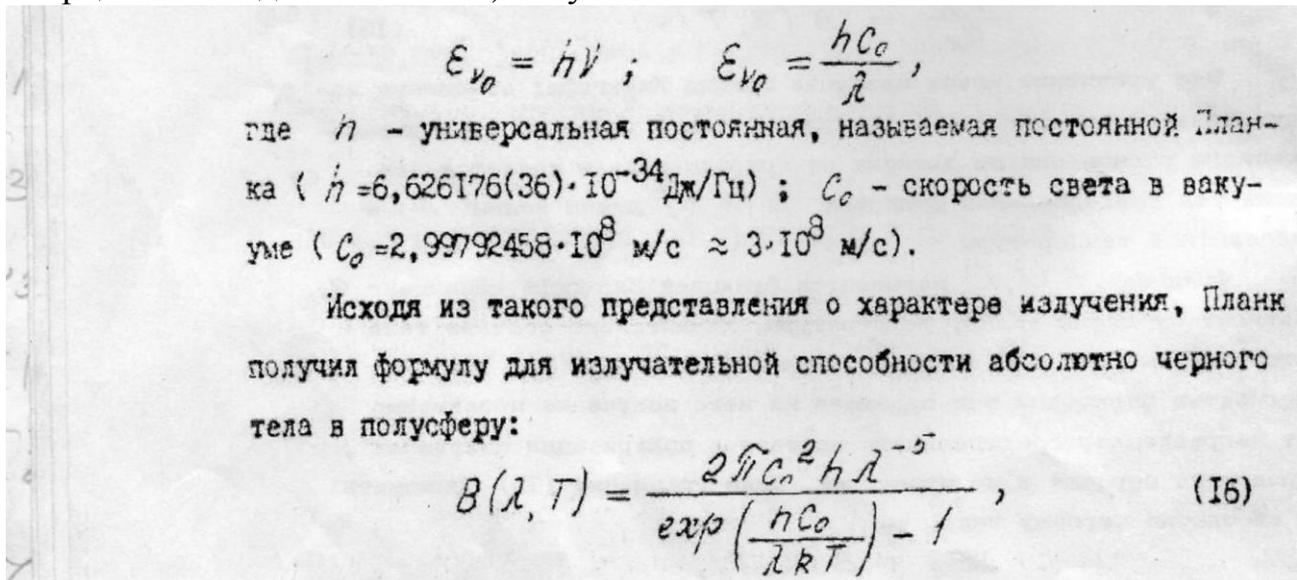
Формула Планка.

Аналитическое выражение для функции Кирхгофа удалось установить в 1900 году немецкому физику М. Планку на основе квантовой гипотезы излучения. В классической физике предполагается, что энергия любой системы изменяется непрерывно, то есть может принимать любые сколь угодно близкие значения. Согласно квантовой гипотезе Планка энергия элементарного излучателя

(осциллятора) может принимать лишь определенные дискретные значения, равные целому числу элементарных порций энергии $E\nu_0$, называемых квантами:

$$E\nu = n E\nu_0, \text{ где } n = 0, 1, 2$$

Энергия кванта, согласно Планку, пропорциональна частоте ν (обратно пропорциональна длине волны λ) излучения.



Графически распределение энергии в спектре излучение абсолютно черного тела по длинам волн при разных температурах представлено на рис. 2. Каждая кривая, соответствующая определенной температуре, имеет максимум, который при возрастании температуры смещается в область более коротких длин волн и становится более острым: если $T_1 < T_2 < T_3$, то $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$. Это говорит о том, что длина волны на которую приходится максимум излучательной способности а.ч.т., с увеличением его температуры уменьшается.

Закон Вина.

Как видно из рисунка 2, энергия излучения абсолютно черного тела распределена весьма неравномерно по спектру. Абсолютно черное тело почти не излучает в области очень коротких и очень длинных волн. Максимум излучательной способности черного тела с увеличением температуры смещается в область более коротких волн, согласно закону Вина:

$$\lambda_{\max} = C^1/T, \quad (6^1)$$

где $C^1 = 0,28976 \cdot 10^{-2}$ м К – постоянная.

Формула (6) выражает первый закон Вина (закон смещения), который гласит: длина волны, на которую приходится максимум излучательной способности а.ч.т. обратно пропорциональна его абсолютной температуре.

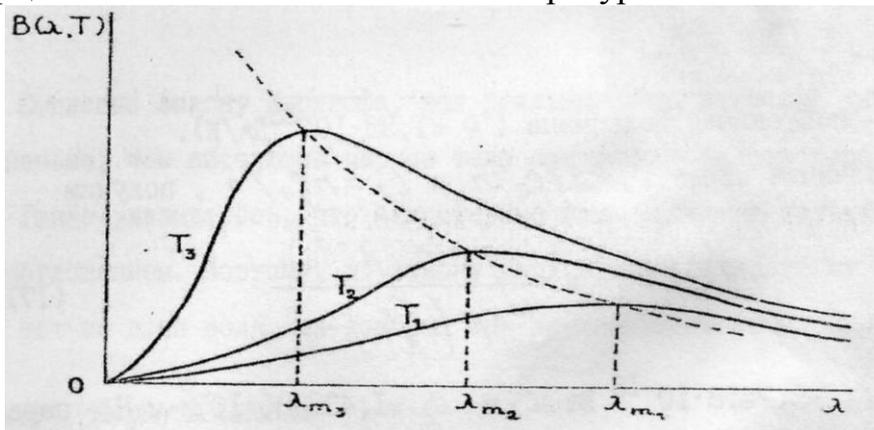


Рис. 2 – кривые Планка

При низких температурах максимум излучательной способности реальных тел лежит в области более длинных волн, и тела испускают преимущественно невидимые (инфракрасные) лучи. В этом случае доля энергии, приходящаяся на видимый диапазон длин волн, так мала, что излучение практически не воспринимается человеческим глазом.

Около 99% энергии, излучаемой черным телом при температуре земной поверхности ($T \approx 288$ К), приходится на интервал длин волн 3–80 мкм с максимумом излучения при $\lambda_{m_1} \approx 10$ мкм. Максимум же излучения Солнца приходится на длину волны $\lambda_{m_2} = 0,4738$ мкм (синий цвет).

2.4. Закон Стефана-Больцмана

Как демонстрирует рис.1, излучательная способность черного тела быстро возрастает с температурой. При этом кривая излучательной способности, соответствующая более низкой температуре, располагается под кривой, соответствующей более высокой температуре. Это значит, что для всех длин волн выполняется неравенство $B(\lambda, T_2) > B(\lambda, T_1)$, если $T_2 > T_1$.

Полный поток излучения абсолютно черного тела, в соответствии с формулой (3), можно выразить интегралом

$$B = \int_0^{\infty} B(\lambda, T) d\lambda. \quad (19)$$

Геометрический смысл интеграла (19) выражается площадью фигуры, образованной кривой Планка и осью абсцисс. Очевидно, что с увеличением температуры T увеличивается и величина $B = B(T)$. Впервые экспериментально зависимость B от T установил

Стефан, а теоретически ее получил Больцман (еще до рождения квантовой гипотезы Планка) на основе законов термодинамики равновесного излучения в замкнутой полости в виде

¹ Сквозная нумерация формул

$$B = \sigma T^4, \quad (8)$$

где $\sigma = 5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$ – постоянная Стефана-Больцмана.

Формулу (7) можно получить также путем несобственного интеграла (7) от формулы Планка (4). Тогда связь между постоянной Планка и постоянной Стефана-Больцмана выразится соотношением (9):

$$h = \frac{3 \cdot 21^5 R^4}{15 C_0^2 \sigma} \quad \text{или} \quad \sigma = \frac{21^5 R^4}{15 C_0^2 h^3} \quad (21)$$

Согласно формуле (8), поток излучения а. ч. т. возрастает пропорционально четвертой степени его абсолютной температуры.

Второй закон Вина.

Этот закон устанавливает, что максимальная излучательная способность абсолютно черного тела $B(\lambda_{\text{max}}, T)$, возрастает пропорционально пятой степени абсолютной температуры:

$$B(\lambda_{\text{max}}, T) = C'' T^5,$$

где $C'' = 1,301 \cdot 10^{-5} \text{ Вт}/(\text{м}^3 \cdot \text{К}^5)$

Этот закон также можно получить из формулы Планка (5), подставив ее в правую часть $\lambda_{\text{max}} = C'/T$.

Вопрос 2. Поглощение и рассеяние солнечной радиации в атмосфере.

Солнечная радиация, поступившая на верхнюю границу атмосферы Земли, прежде чем дойти до земной поверхности, претерпевает ряд существенных изменений. Часть ее поглощается газами воздуха, частично солнечная радиация рассеивается молекулами воздуха и содержащимися в атмосфере твердыми и жидкими примесями. В результате этих процессов солнечная радиация, проходя слой атмосферы, ослабляется.

Поглощение радиации в атмосфере. Этот процесс носит селективный характер. В результате поглощения солнечная радиация преобразуется в другие виды энергии (главным образом в тепловую; в верхних слоях в процессе ионизации также в электрическую).

К основным поглощающим газам относится озон, водяной пар, углекислый газ, а также кислород и ряд малых газовых примесей.

Озон имеет большое количество полос поглощения по всему спектру. Как показывают наблюдения, солнечная радиация, достигающая земной поверхности, резко обрывается на длине волны около 0,3 мкм. Однако Солнце, будучи близким по своим свойствам к а.ч.т с эффективной температурой около 6 000 К, излучает радиацию и более коротких длин волн. Резкое ослабление солнечной радиации в области ультрафиолетового участка спектра объясняется поглощением ее озоном. Наиболее сильная полоса поглощения озона приходится на интервал 0,22 – 0,29 мкм (полоса Хартлея). Здесь при $\lambda = 0,2553 \text{ мкм}$ десятичный объемный коэффициент поглощения $k_\lambda = 126,5 \text{ см}^{-1}$. В другой полосе (0,31 – 0,36 мкм) поглощение озона значительно слабее: значение k_λ не превышает 0,79 см^{-1} . В видимом участке спектра имеется достаточно широкая полоса поглощения озона (0,44 – 0,75 мкм) в максимуме которой значение $k_\lambda = 0,0594 \text{ см}^{-1}$. Во всех трех полосах k_λ увеличивается с ростом температуры.

В инфракрасной области выделяются сильные полосы поглощения озона с центрами при длинах волн 4,75; 9,6 и 14,1 мкм, из которых полоса 9,6 мкм самая сильная. Средние коэффициенты поглощения в инфракрасной области зависят от приведенной толщины слоя озона и атмосферного давления. В ультрафиолетовой и видимой областях такой зависимости не наблюдается. Молекулярный кислород имеет основные полосы поглощения в далекой ультрафиолетовой области спектра в диапазоне длин волн от 0,13 до 0,24 мкм.

Водяной пар имеет очень сложный спектр поглощения. Основные полосы поглощения водяного пара приходятся на длины волн (центр полосы): 0,72; 0,84; 0,94; 1,14; 1,38; 1,87; 2,70 и 3,20 мкм. Спектр поглощения углекислого газа представляет собой полосы с центрами 1,44; 1,60; 2,02; 2,70 и 4,31 мкм.

К настоящему времени функция пропускания водяного пара и углекислого газа достаточно хорошо изучены экспериментально. Наиболее сильно солнечная радиация поглощается водяным паром в полосах, относящихся к близкой инфракрасной области. При наиболее часто встречающихся значениях массы водяного пара в столбе воздуха (от 1 до 20 кг/м²) поток солнечной радиации ослабляется за счет поглощения на 5-10 %.

Очень сильно солнечную радиацию поглощает вода в морях, океанах и водоемах. По экспериментальным данным, полученным Т. В. Кирилловой на оз. Севан, слой воды толщиной 0,5 м поглощает поток радиации более чем наполовину, а слой толщиной 10 м – на 90 – 95%.

Следует заметить, что солнечную радиацию, равно как и длинноволновую (земную) совершенно не поглощает основной по массе газ атмосферы – азот.

Солнечную радиацию поглощают атмосферные примеси (пыль). На основе спектральных измерений в диапазоне длин волн 0,4 – 2,4 мкм, выполненных К. Я. Кондратьевым и его сотрудниками над пустыней установлено, что в слое атмосферы 0,3 – 8,4 км водяной пар и углекислый газ поглощают 0,062 кВт/м² (3,8% от солнечной постоянной), атмосферные примеси – 0,060 кВт/м² (4,8 % солнечной постоянной).

При сильном замутнении атмосферы (особенно в городах) поглощение солнечной радиации твердыми примесями может быть значительным. Согласно самолетным измерениям в нижнем слое атмосферы толщиной 3 – 5 км общее поглощение солнечной радиации атмосферным аэрозолем в 1,5-2 раза превышает значение поглощения водяного пара. В отдельных случаях в нижнем километровом слое коэффициенты поглощения в безоблачной атмосфере увеличивались в 15 раз. Такое сильное замутнение атмосферы чаще всего связано с лесными и торфяными пожарами.

Рассеяние солнечной радиации в атмосфере

Явление преобразования электромагнитного излучения веществом атмосферы, сопровождающееся изменением направления распространения радиации и проявляющееся как несобственное свечение атмосферы, называется рассеянием солнечной радиации. Это свечение обусловлено не вынужденными колебаниями электронов в атомах рассеивающей среды под действием падающей солнечной радиации.

Атмосфера по отношению к солнечной радиации представляет собой мутную среду. Понятие мутности связано с наличием в атмосфере разного рода примесей –

взвешенных в воздухе твердых и жидких частиц самых различных размеров. Примеси частично поглощают проходящую через атмосферу солнечную радиацию и частично вследствие дифракции рассеивают ее. Но и при присутствии примесей атмосфера является мутной средой, рассеивающей радиацию. При этом роль элементов мутности играют молекулярные комплексы, тепловое движение молекул которых вызывает флуктуации плотности.

Рассеяние на молекулярных комплексах называется молекулярным, или рэлеевским, по имени ученого, впервые установившего законы этого явления. Рассеяние излучения в мутной среде на частицах, размеры которых малы по сравнению с длиной волны излучения, называется явлением Тиндаля. Система электронов, совершающих вынужденные колебания в атомах электрически изотропной частицы малого размера $r \sim (0,1-0,2) \lambda$, эквивалентна одному колеблющемуся электрическому диполю (линейному гармоническому осциллятору). Этот диполь колеблется с частотой падающего на него излучения, и интенсивность излучаемой им солнечной радиации пропорциональна четвертой степени частоты (обратно пропорциональна четвертой степени длины волны).

Процесс рассеяния радиации во многом определяется геометрической структурой мутной среды, которую принято характеризовать безразмерными параметрами r/λ и l/λ , где l – расстояние между частицами, r – размер частицы. Законы рассеяния оказываются существенно различными для случаев, когда $r \ll \lambda$, и для частицы, размер которой соизмерим или значительно больше длины волны падающей радиации ($r \gg \lambda$).

Если $l/\lambda \gg 1$, то рассеивающие частицы можно рассматривать как независимые излучатели. Обычно расположение рассеивающих частиц хаотично. Поэтому явлений интерференции не наблюдается, а интенсивность рассеянной радиации получается как сумма рассеянных потоков отдельных частиц. Если степень мутности не очень велика, то кратным рассеянием можно пренебречь.

Физические свойства среды и рассеивающих частиц характеризуются комплексным показателем преломления:

$$m = n(1+ix) \quad (10)$$

где n – абсолютный показатель преломления; x – характеристика поглощения, связанная с показателем поглощения k соотношением $4\pi x = k\lambda$.

В нижних слоях атмосферы ослабление солнечной радиации обусловлено в основном рассеянием. Поглощение здесь играет несущественную роль, поэтому вместо комплексного показателя можно использовать лишь вещественный показатель n , так как $x = 0$.

Другой важной особенностью молекулярного рассеяния является то, что энергетическая яркость рассеянной радиации очень сильно зависит от длины волны излучения (обратно пропорциональна λ^4). Если принять показатель рассеяния для красного цвета ($\lambda = 0,7$ мкм) за единицу, то для более коротких волн видимого участка спектра получим:

λ , мкм	0,7	0,62	0,57	0,52	0,47	0,44
$k_\lambda/k_{0,7}$	1,0	1,6	2,2	3,3	4,9	6,4

Это означает, что в рассеянной радиации на долю более коротких волн (фиолетовый, синий, голубой цвета) приходится больше энергии, чем на долю более длинных волн. При прохождении прямой солнечной радиации через атмосферу в рассеянном свете преобладает коротковолновой (сине-голубой) цвет, а в проходящем потоке – длинноволновой (желто-красный) цвет. Этим объясняется голубой цвет безоблачного неба и желто-красный цвет заходящего и восходящего Солнца.

С высотой в атмосфере плотность воздуха и вместе с ней показатель рассеяния уменьшаются. Вследствие этого яркость небесного свода с высотой ослабевает: с одной стороны, небо по мере увеличения высоты становится более синим и даже фиолетовым, а с другой стороны, более темным. На высотах более 100 км. верхняя половина неба становится черной; на нем лишь ослепительно ярко блещут Солнце, планеты и звезды.

Законы рассеяния света на крупных частицах существенно иные, чем для молекулярного рассеяния. По мере увеличения размера рассеивающих частиц закономерности рассеивания света изменяются. Теория рассеяния света на крупных частицах (аэрозолях) разработана Лявом. Важные исследования в этой области выполнены В. В. Жулейкиным, К. С. Шифриным, Ван де Хюлстом и другими.

Крупные частицы, встречающиеся в атмосфере, делятся на два вида: непрозрачные (пыль, дым, снежинки, для которых $n = \infty$), и прозрачные (капли воды, кристаллики льда). Водяные капли в ультрафиолетовом и видимом диапазонах длин волн поглощают очень слабо.

Радиационный баланс Земной поверхности

Балансом лучистой энергии или радиационным балансом тела называется разность между поглощенной им радиацией и собственным излучением.

Наиболее полно к настоящему времени исследованы балансы земной поверхности, атмосферы в целом и системы «земная поверхность – атмосфера» (то есть Земли как планеты).

Приток тепла как лучистой энергии является важнейшей составной частью термического режима земной поверхности. Радиационный баланс земной поверхности (R_3) складывается из приходной и расходной частей.

Приходная часть баланса состоит из поглощенных земной поверхностью долей инсоляции $(1-r)\Gamma$ и рассеянной радиации $(1-r)i$, а также части встречного излучения атмосферы δB_2 . Расходной частью R является лишь излучение земной поверхности B_0 . Напомним, что Γ и i – коротковолновые, а B_A и B_0 – длинноволновые (инфракрасные) потоки радиации.

Таким образом, $R_3 = (1-r)\Gamma + (1-r)i + \delta B_A + B_0$, где r – отражательная способность (альбедо) земной поверхности для интегрального потока коротковолновой радиации.

Поскольку эффективное излучение земной поверхности $B^* = B_0 - \delta B_A$, то уравнение радиационного баланса земной поверхности в окончательном виде можно записать как

$$R_3 = (1-r) (\Gamma + i) - B^* \quad (11)$$

Первое слагаемое формулы (11) представляет собой коротковолновую, а второе – длинноволновую составляющие радиационного баланса земной поверхности.

Радиационный баланс земной поверхности оказывает существенное влияние на распределение температуры в почве и приземном слое атмосферы, на процессы испарения и снеготаяния, изменения свойств воздушных масс (их трансформацию), а также образование таких опасных для авиации явлений как туманы, переход температуры через 0 в область отрицательных значений, оледенение взлетно-посадочной полосы и. т. д.

Радиационный баланс может быть как положительным, так и отрицательным. Если тепловой баланс земной поверхности за счет других источников тепла равен нулю, то при $R > 0$ она нагревается, а при $R < 0$ – остывает.

Радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера

Радиационный баланс Земли как планеты складывается из радиационного баланса земной поверхности и атмосферы. (R_A).

Приходную часть радиационного баланса атмосферы составляет поглощенное атмосферой излучение земной поверхности Q_3 и поглощенная ею прямая и рассеянная солнечная радиация Q_C . Расходная часть R_A состоит из поглощенной земной поверхностью части встречного излучения (δB_A) и потока излучения атмосферы в мировое пространство (B_∞). На основании этих рассуждений можно записать формулу радиационного баланса атмосферы:

$$R_A = Q_3 + Q_C - \delta B_A - B_\infty \quad (12)$$

Если известна функция пропускания P атмосферы для длинноволновой радиации, то

$$Q_3 = (1-P)B_0, \quad (13)$$

где B_0 – излучение земной поверхности. Заметим, что разность $B_0 - \delta B_A = B^*$ есть эффективное излучение земной поверхности, а сумма $PB_0 + B_\infty = U_\infty$ – уходящее в мировое пространство излучение земной поверхности и атмосферы. С учетом этих соотношений формула для радиационного баланса атмосферы принимает вид:

$$R_A = B^* + Q_C - U_\infty \quad (14)$$

Расчеты показывают, что радиационный баланс атмосферы на всех широтах в среднем за год отрицателен.

Радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера (R_S) представляет собой баланс лучистой энергии в вертикальном столбе, включающем деятельный слой почвы (воды) и всю атмосферу. Приходную часть этого баланса составляют поглощенные земной поверхностью и атмосферой потоки прямой и рассеянной солнечной радиации, а расходную часть представляет собой уходящее в мировое пространство излучение U_∞ :

$$R_S = (\Gamma + i)(1-r) + Q_C - U_\infty \quad (15)$$

Нетрудно заметить, что правая часть формулы (15) представляет собой сумму правых частей выражений (11) и (14), поэтому

$$R_S = R_3 + R_A \quad (16)$$

то есть, радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера равен сумме радиационных балансов элементов системы.

Также данную формулу можно записать также в виде:

$$R_S = I_0 (1-r_s) - U_\infty \quad (17)$$

где I_0 – инсоляция на верхней границе атмосферы; r_s – альбедо Земли как планеты.

Радиационный баланс системы земная поверхность – атмосфера может быть как положительным, так и отрицательным. В годовом ходе R_S в умеренных широтах положителен в течение летних месяцев и отрицателен в остальное время года.

В экваториальном поясе широт ($\pm 15^\circ$ от экватора) баланс R_S положителен в течение всего года. В среднем за год $R_S > 0$ в области от экватора до $36 - 40^\circ$ в обоих полушариях. В зонах от широт $36 - 40^\circ$ до полюсов среднегодовой радиационный баланс системы отрицателен.

За последнее время с помощью метеорологических искусственных спутников Земли получены новые ценные сведения о радиационном балансе нашей планеты. По этим данным было уточнено, что в среднем за год R_S положителен в зоне от экватора до широты 35° в северном и около 40° в южном полушариях. В этой зоне R_S над океаном всегда больше, чем над сушей. Это различие обусловлено влиянием альбедо (r_S), который в тропической зоне над океаном меньше, чем над сушей. Установлено, что уходящее излучение U_∞ сравнительно слабо зависит от широты и практически одинаково над океаном и сушей во всех широтных зонах.

Спутниковые измерения показали, что облачность оказывает существенное влияние на радиационные характеристики Земли. Это влияние сказывается в первую очередь потому, что альбедо облаков значительно выше, чем альбедо безоблачных участков Земли.

Кроме того, облака уменьшают поток уходящей длинноволновой радиации, но это влияние на R оказывается меньше, чем альбедо. Поэтому радиационный баланс системы при наличии облачности меньше, чем при ее отсутствии.

В среднем за год радиационный баланс Земли как планеты близок к нулю.

ЛИТЕРАТУРА

для изучения курса:

1. Дроздов О. П. и др. Климатология – Л.: Гидрометеиздат, 1989 г. С 263 – 317
2. Матвеев Л. Г. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984 г.
3. Семенченко Б. А. Физическая метеорология – М.: Аспект Пресс 2002 г.