

нием увеличения длины пути солнечных лучей в облачном слое. В таком слое альbedo безоблачного пространства на верхней границе облаков $r_{вг}(0)$ уже нельзя считать равным альbedo атмосферы на уровне нижней границы облаков $r_{вг}$ (поэтому формула (7.2) при больших n неточна).

Анализ опытных данных показал, что альbedo облачного слоя $r_{вг}(n)$ слабо зависит от толщины облаков (так, при n , равном 4—6 баллам, коэффициент корреляции между $r_{вг}(n) — r_{вг}(0)$ и толщиной облаков составляет всего лишь $0,19 \pm 0,10$). Объясняется это тем, что альbedo самих облаков существенно изменяется при увеличении их толщины лишь при малых значениях последней (рассеивание радиации в облаке происходит главным образом в его верхней части). Так, альbedo облаков растет от 40 до 72 % при увеличении их толщины от 100 до 400 м, дальнейший рост толщины до 700 м сопровождается увеличением альbedo только на 10 %. Поскольку в обсуждаемых наблюдениях толщина облаков, как правило, превышала 400 м, изменение ее существенно не влияло на альbedo собственно облаков $r_{обл}$, а следовательно, и на альbedo облачного слоя в целом.

Глава 7 Излучение Земли и атмосферы

1 Излучение земной поверхности

Земля и атмосфера, как и любое другое тело, излучают энергию. Поскольку по сравнению с температурой Солнца температура Земли и атмосферы мала, излучаемая ими энергия приходится преимущественно на невидимый инфракрасный участок спектра. Следует отметить, что ни земную поверхность, ни тем более атмосферу нельзя рассматривать как абсолютно черное тело. Однако изучение спектров длинноволновой радиации различных поверхностей показало, что с вполне достаточной степенью точности земную поверхность можно считать серым телом. Это значит, что излучение земной поверхности при всех длинах волн отличается на один и тот же множитель от излучения абсолютно черного тела, имеющего температуру, одинаковую с температурой земной поверхности. Таким образом, формула для потока излучения земной поверхности B_0 может быть записана (на основе закона Кирхгофа) в следующем виде:

$$B_0 = \delta \sigma T_0^4, \quad (1.1)$$

где T_0 — температура земной поверхности; δ — относительный коэффициент поглощения, или поглощательная способность земной поверхности.

Значения δ для различных поверхностей, по данным измерений, колеблются от 0,85 до 0,99 (табл. 7.1). Наибольшей поглощательной способностью в инфракрасном участке спектра обладает снег, для которого $\delta = 0,986$ (по другим данным 0,995). В среднем для земной поверхности δ полагают равным 0,95.

Поток излучения земной поверхности B_0 значительно меньше потока излучения Солнца ($B_0 \ll B_c$), но вполне сравним с потоком солнечной радиации I' , поступающим на поверхность земли. Поток излучения абсолютно черного тела $B = \sigma T^4$ при разных температурах имеет следующие значения:

t °C	—40	—20	0	20	40
B кВт/м ²	0,17	0,24	0,32	0,43	0,55

Таблица 7.1. Поглощательная способность различных естественных покровов (по В. Л. Гасвскому)

Поверхность	δ
Песок мелкозернистый:	
сухой	0,949
хорошо увлажненный	0,962
Супесчаная почва:	
сухая	0,954
хорошо увлажненная	0,968
Торф:	
сухой	0,970
хорошо увлажненный	0,983
Зеленая трава:	
густая	0,986
редкая на влажной супесчаной почве	0,975
Хвойные иглы	0,971
Снег:	
свежевыпавший	0,986
загрязненный	0,969
Водная поверхность:	
гладкая	0,893
при волнении 4—5 баллов	0,910

Из этих данных следует, что B_0 имеет тот же порядок величины, что и I' (см. табл. 6.6). Подчеркнем, что поток излучения земной поверхности зависит от ее температуры, с увеличением которой он растет. Этот поток наблюдается днем и ночью и непосредственно не зависит от того, каков поток солнечной радиации.

2 Излучение атмосферы

Излучение атмосферы носит более сложный характер, чем излучение земной поверхности. Во-первых, по закону Кирхгофа энергию излучают лишь те газы, которые ее поглощают: водяной пар, углекислый газ и озон. Во-вторых, излучение (как и поглощение) каждого из этих газов носит сложный избирательный (селективный) характер.

Кроме основных, поглощающих инфракрасную радиацию газов (H_2O , CO_2 и O_3), в атмосфере содержится ряд других газов, имеющих полосы поглощения в инфракрасной области. Это всевозможные окислы азота (NO , N_2O , N_2O_4 , N_2O_5), ряд углеводородных соединений (C_2H_4 , CH_4) и др. Однако ввиду ничтожного содержания

этих газов в атмосфере поглощение и излучение ими длинноволновой радиации практического значения не имеют.

Наиболее широкими и интенсивными полосами поглощения в инфракрасной области спектра обладает водяной пар. Значения массового показателя поглощения радиации α_λ водяным паром в различных спектральных интервалах длин волн приведены в табл. 7.2.

Таблица 7.2. Массовый показатель поглощения радиации α_λ водяным паром и энергетическая яркость черного тела E_λ при $T=290$ К

λ мкм	α_λ см ² /г	$10^2 E_\lambda$ Вт/(м ² ·ср)	λ мкм	α_λ см ² /г	$10^2 E_\lambda$ Вт/(м ² ·ср)
5,0—5,5	40	16	19—20	43	396
5,5—6,0	198	131	20—21	23	350
6,0—6,5	98	200	21—22	58	318
6,5—7,0	156	244	22—23	64	285
7,0—7,5	46	306	23—24	75	254
7,5—8,0	12,8	350	24—25	80	223
8,0—8,5	3,4	398	25—26	53	202
8,5—9,0	0,10	408	26—27	93	179
9,0—12,0	0,10	2708	27—28	116	162
12—13	0,25	803	28—29	136	145
13—14	0,84	759	29—30	152	133
14—15	1,30	690	30—31	179	119
15—16	1,65	593	31—32	179	109
16—17	4,40	557	32—33	179	99
17—18	17,2	500	33—34	198	89
18—19	14,0	442	34—35	110	81

Из табл. 7.2 следует, что наиболее сильные полосы поглощения водяного пара приходятся на спектральные интервалы 5,5—7,0 мкм и более 17 мкм. В интервале 8,5—12 мкм водяной пар практически прозрачен для инфракрасной радиации (здесь показатель поглощения всего лишь около 0,1 см²/г). По этой причине данный участок спектра называют *окном прозрачности атмосферы* или *атмосферным окном*.

Кроме водяного пара, играющего преобладающую роль в поглощении инфракрасного излучения в атмосфере, определенное влияние на потоки радиации оказывают углекислый газ и озон. Приведем значения объемного коэффициента поглощения углекислого газа $\alpha_\lambda \rho$ (ρ — плотность воздуха при нормальных температуре и давлении):

λ мкм	2,6—2,8	4,10—4,45	9,1—10,9	12,9—17,1
$\alpha_\lambda \rho$ м ⁻¹	0,025	0,33	$2 \cdot 10^{-5}$	0,083

Как показывают эти данные, в области атмосферного окна углекислый газ также очень слабо поглощает радиацию. Наиболее

важное значение имеет полоса поглощения 12,9—17,1 мкм, где энергия излучения Земли все еще велика (см. табл. 7.2).

Озон имеет несколько полос поглощения в инфракрасной области. Однако практический интерес представляет полоса озона, центр которой приходится на длину волны 9,65 мкм, так как она расположена в области атмосферного окна. Все другие полосы поглощения озона перекрываются полосами поглощения водяного пара и углекислого газа.

Функция пропускания для интегрального потока длинноволновой радиации, учитывающая поглощение водяным паром и углекислым газом, может быть представлена (аппроксимирована) в следующем виде:

$$P(Q_{\text{п}}, Q_{\text{CO}_2}) = P_1(Q_{\text{п}}) + P_2(Q_{\text{п}}) P_3(Q_{\text{CO}_2}), \quad (1.2)$$

где $Q_{\text{п}}$ — содержание (масса) водяного пара в столбе единичного сечения, на выходе из которого рассчитывается функция пропускания; Q_{CO_2} — содержание (масса) углекислого газа в том же столбе; P_1, P_2, P_3 — функции, имеющие следующий (экспоненциальный) вид:

$$P(Q_{\text{п}}) = \sum_{i=1}^3 \alpha_i \exp(-\beta_i Q_{\text{п}}). \quad (1.3)$$

Вошедшие сюда постоянные α_i и β_i принимают следующие значения (если $Q_{\text{п}}$ и Q_{CO_2} — в кг/м²):

Функция пропускания	$P_1(Q_{\text{п}} < 10)$	$P_1(Q_{\text{п}} = 10 \div 100)$	P_2	P_3
α_1	0,19	0,19	0,05	0,32
α_2	0,21	0,26	0,19	0,40
α_3	0,35	0,29	—	0,28
β_1	47	43	0,29	0,056
β_2	1,1	1,0	0,023	$1,2 \cdot 10^{-3}$
β_3	0,03	0,015	—	$1,5 \cdot 10^{-5}$

Определенная с помощью соотношений (1.2) и (1.3) функция пропускания удовлетворительно согласуется с опытными данными (относительная погрешность не превышает 2—3 %).

Функции пропускания атмосферы для потока, излученного земной поверхностью, в случаях, если учитывать поглощение только водяным паром ($P_{\text{п}}$) и если, кроме того, учитывать поглощение углекислым газом и озоном ($P'_{\text{п}}$), при различном содержании водяного пара принимают следующие значения:

$Q_{\text{п}}$ кг/м ²	10	20	50
$P_{\text{п}}$	0,599	0,333	0,237
$P'_{\text{п}}$	0,348	0,227	0,168

Из приведенных данных видно, что при учете поглощения углекислым газом и озоном функция пропускания атмосферы существенно уменьшается.

Таким образом, через безоблачную атмосферу проходит от 17 до 35 % инфракрасной радиации, испускаемой земной поверхностью.

Особенно большое влияние на поглощение инфракрасной радиации оказывает облачность. Для различных форм облаков массовые коэффициенты поглощения этой радиации каплями воды колеблются от 500 до 2000 см²/г (ср. с водяным паром — табл. 7.2).

Функция пропускания инфракрасной радиации облаками P зависит от массы капель воды Q_{δ} , содержащейся в вертикальном столбе единичного сечения (водозапаса облака):

Q_{δ} кг/м ²	0,01	0,03	0,07
P	0,144	0,013	0,0004

Таким образом, уже при Q_{δ} , превышающем 0,03 кг/м² (а реальные значения водозапаса облаков, как правило, превосходят их — см. главу 17), облако практически полностью поглощает инфракрасную радиацию (функция пропускания радиации атмосферой с учетом поглощения водяным паром, CO_2 , O_3 и облаком при $Q_{\delta} \approx 0,07$ кг/м² имеет порядок 10^{-8}).

Благодаря сильному поглощению длинноволновой радиации водяным паром, углекислым газом и, особенно, облаками большая часть излучения земной поверхности поглощается атмосферой, в то время как солнечную радиацию атмосфера в значительной степени пропускает. В целом атмосфера оказывает сильное тепляющее воздействие на земную поверхность.

Вопрос об излучении атмосферы и изменении температурного режима атмосферы под влиянием потоков радиации неоднократно подвергался теоретическому рассмотрению. Однако до настоящего времени теоретический расчет излучения атмосферы встречает значительные трудности.

Уравнения переноса инфракрасной радиации в атмосфере. Получим дифференциальные уравнения для потока монохроматической радиации, с помощью которых описывается процесс переноса ее в атмосфере. Строгий вывод этих уравнений с учетом всех факторов, влияющих на ослабление радиации в атмосфере (в частности, рассеяния), дан Е. С. Кузнецовым. Ограничимся здесь выводом приближенных уравнений переноса инфракрасной радиации.

В основе приводимых ниже рассуждений лежит введенное в гл. 5 понятие *энергетической яркости*. Это понятие родственно понятию потока излучения, однако отличается от последнего тем, что энергетическая яркость характеризует количество лучистой энергии, распространяющейся в единичном телесном угле (1 ср) за единицу времени и через единичную площадку, перпендикуляр-