

К.Е. Якушевская

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ДЛИННОВОЛНОВОГО ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА ТЕПЛА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Предлагается простая формула для расчета длинноволнового лучистого притока тепла вблизи земной поверхности. Лучистый приток тепла выражается в зависимости от температуры рассматриваемого уровня, температуры подстилающей поверхности и производной функции пропускания слоя между рассматриваемым уровнем и земной поверхностью. Путем сравнения с более точными расчетами оценивается справедливость простой формулы для различных стратификаций атмосферы.

Для расчета скоростей изменений температуры, обусловленных длинноволновым лучистым притоком тепла, широко используется следующее выражение [1]:

$$\frac{\partial T(z)}{\partial z} = -\frac{1}{c_p \rho(z)} \frac{\partial F}{\partial z} = -\frac{\rho_w(z)}{c_p \rho(z)} f[p(z)] \left\{ B[T(\omega_\infty)] \frac{\partial P[\omega_\infty - \omega(z)]}{\partial \omega(z)} - \int_{B[T(\omega)]}^{B[T(\omega_\infty)]} \frac{\partial P[\mu - \omega(z)]}{\partial \omega(z)} dB[T(\mu)] - \int_{B(T_s)=B[T(0)]}^{B[T(\omega)]} \frac{\partial P[\omega(z) - \mu]}{\partial \omega(z)} dB[T(\mu)] \right\}. \quad (1)$$

Здесь F — интегральный поток эффективного излучения; P — функция пропускания интегральной диффузной радиации; $B = \sigma T^4$ — поток излучения абсолютно черного тела (σ — постоянная Стефана-Больцмана); z — высота; $\omega(z) = \int_0^z f[p(z)] \rho_w(z) dz$ — эффективная поглощающая масса; $f[p(z)]$ — функция, учитывающая влияние давления на поглощение; ρ , ρ_w — плотность воздуха и поглощающего газа соответственно; ω_∞ — эффективная поглощающая масса всей толщи атмосферы; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; μ — переменная интегрирования; T_s — температура земной поверхности. Формула (1) получена для безоблачной атмосферы и земной поверхности, излучающей как черное тело при условии непрерывности температуры на границе «земная поверхность — воздух».

Для расчета $\frac{\partial T}{\partial t}$ применяются также различные преобразования выражения (1), получаемые путем интегрирования по частям [2, 3]. Результаты вычисления лучистого притока тепла при использовании интегральной функции пропускания неплохо согласуются с результатами более точных расчетов, при выполнении которых весь инфракрасный спектр разбивается на большое число участков, в каждом из которых используется соответствующая спектральная функция пропускания (см., например, [4]).

Сумма первых двух членов правой части (1) представляет собой вклад в лучистый приток тепла теплообмена с вышележащими (по отношению к рассматриваемому уровню) слоями атмосферы, а последний член — вклад теплообмена с нижележащими слоями воздуха и земной поверхностью.

Графическое представление различных членов (1) в виде площадей в системе координат $B[T(\omega)]$ и $\frac{\partial P(\omega)}{\partial \omega}$ при расчете $\frac{\partial T}{\partial t}$ в приземном слое атмосферы схематически изображено на рис. 1. В частности, рассмотрен случай убывания температуры воздуха с высотой. Вид и величина площадей и приписываемый им знак дают основание предположить, что лучистый приток тепла можно приближенно представить заштрихованной площадью A . В общем случае предполагаемое приближение аналитически выражается следующим образом:

$$\frac{\partial T(z)}{\partial t} = -\frac{\sigma \rho_w(z) f[p(z)]}{c_p \rho(z)} \frac{\partial P[\omega(z)]}{\partial \omega(z)} \{T_s^4 - T^4[\omega(z)]\}. \quad (2)$$

Следует заметить, что аналогичная формула предложена в давней работе [5]. В формуле, приводимой в [5], вместо температуры рассматриваемого уровня $T[\omega(z)]$ фигурирует температура некоторого уровня z_1 близкого к земной поверхности. Это вносит неопределенность в формулу, так как неясно, какой уровень принимать за z_1 .

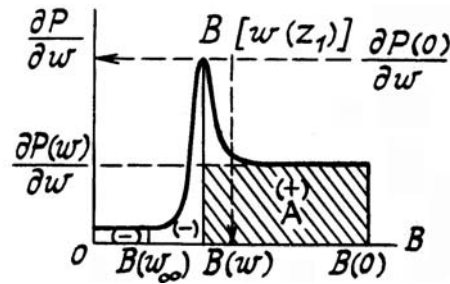


Рис. 1. Графическое представление длинноволнового лучистого притока тепла

В работе [5] не содержится оценок точности предлагаемой формулы при каких-либо z_1 . Как показывают расчеты, сделанные автором настоящей статьи, если за z_1 принять 0,1 м — самый нижний уровень изменения температуры в рассматриваемых далее стратификациях атмосферы, то при больших градиентах температуры в приземном слое относительная погрешность вычислений лучистого притока тепла в несколько раз больше погрешности расчетов по формуле (2) и составляет 20–35%. При малых градиентах температуры погрешность определения $\frac{\partial T}{\partial t}$ чрезвычайно высока и для некоторых уровней превосходит 1000%, так что в этих случаях формула из [5] не позволяет определить даже порядок величины $\frac{\partial T}{\partial t}$.

Средняя погрешность расчетов по более сложным, чем (2), формулам А.С. Гинзбурга и Е.М. Фейгельсон составляет около 30% [2]. Однако в эти формулы заложены предположения, справедливые для свободной атмосферы, и оценка их точности выполнена соответственно для тропосферы (при вертикальном разрешении 1–4 км).

Для определения лучистого притока тепла по формуле (2) не требуются сведения о вертикальном распределении температуры и поглощающего газа выше и ниже рассматриваемого уровня. Как известно, в физике атмосферы упрощенные параметрические формулы часто применяются не столько в целях сокращения времени счета, сколько в целях уменьшения числа переменных, от которых зависит искомая величина, так как проводимые наблюдения не всегда обеспечивают всеми данными, необходимыми для расчетов по точным формулам.

Физический смысл (2) состоит в том, что лучистый приток в приземном слое атмосферы определяется главным образом теплообменом с земной поверхностью. Если выше и ниже рассматриваемого уровня принять изотермию, а на границе «земная поверхность–воздух» — скачок температуры, то выражение (1) преобразуется в (2).

Оценка точности формулы (2) путем сравнения с расчетами по выражению (1) выполнялась при значениях $\frac{\partial P(w)}{\partial w}$ для водяного пара, определенных по данным [6, 7], рекомендуемых для использования именно в приземном слое. Для расчетов были взяты вертикальные профили температуры и влажности, полученные во время экспедиций КЭНЭКС-70 и КЭНЭКС-71 [8–10] для условий, близких к безоблачным. В период КЭНЭКС-70 наблюдения проводились осенью в песчаной пустыне в юго-восточных районах Каракумов, в период КЭНЭКС-71 — летом в степях Западного Казахстана. Как показано в [11], вклад аэрозоля в длинноволновый лучистый приток тепла в приземном слое в условиях сильно перегретой подстилающей поверхности в сухую малооблачную погоду составляет не более 1%. Вклад углекислого газа в нагревание существенно меньше вклада водяного пара (около 20%).

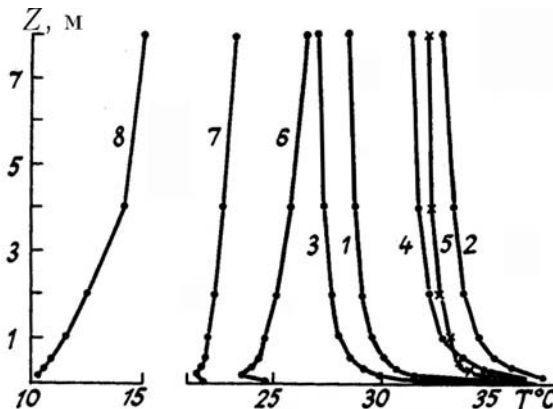


Рис. 2. Профили температуры вблизи земной поверхности, использованные в расчетах длинноволнового лучистого притока тепла: 1–4.07.71; 10.30; 2–4.07.71, 14.30; 3–16.07.71, 10.30; 4–16.07.71, 14.30; 5–16.07.71, 18.30; 6–16.07.71, 22.30; 7–17.07.71, 0.30; 8–11.10.70, 22.30

Вычисления $\varepsilon_m = \frac{\partial T}{\partial t}$ по формуле (1) выполнялись по той же программе, что и расчеты [12].

Оценки точности формулы (2) приведены в таблице, где даны относительные погрешности расчетов $\varepsilon_n = \frac{\partial T}{\partial t}$ по приближенной формуле в процентах, т.е. значения $\frac{\varepsilon_n - \varepsilon_m}{\varepsilon_n}$ для различных профилей температуры и влажности. В таблице указаны дата и местное декретное время, к которым относятся измеренные профили (например, 22.30 означает 22 ч 30 мин). В последней строке таблицы приведена разность между температурой земной поверхности и температурой на уровне 2 м в кельвинах. На рис. 2 для нижнего слоя представлены использованные профили температуры.

z, м	4.07.71		16.07.71				17.07.71	11.10.70
	10.30	14.30	10.30	14.30	18.30	22.30	0.30	22.30
0,1	— 4,5	— 6,4	—13,6	— 2,6	— 4,5	— 86,4	—174	584
0,25	—12,3	— 8,1	—20,1	—10,7	12,0	133	—408	247
0,5	—11,0	—10,1	—10,6	—10,7	—15,4	— 86,6	— ∞	178
1,0	— 7,9	— 1,3	—10,8	—11,8	— 8,9	—748	348	125
2,0	— 1,2	— 6,0	— 5,8	— 3,2	— 6,3	31,9	174	92,9
4,0	— 0,4	— 3,0	— 4,9	— 0,9	— 6,1	87,5	202	—18,2
8,0	7,1	— 0,9	— 3,0	— 2,9	— 2,7	14,4	166	— 1,8
11,1	2,9	— 0,6	— 2,0	— 2,3	— 2,8	— 27,1	96,7	0,8
25,0	3,9	0,5	5,6	8,4	1,9	—100	— 41,0	—30,7
50,0	11,4	0,9	5,3	4,3	—16,1	— 67,7	— 50,0	13,8
100,0	21,0	6,7	14,4	10,5	16,8	—123	—108	—61,9
$T_s - T_2$	11,2	20,1	13,1	20,6	12,9	— 0,4	— 0,5	— 2,4

Как показывает таблица, в случаях убывания температуры с высотой при больших градиентах температуры формула (2) может быть применена для приближенных оценок лучистого притока тепла в приземном слое. Погрешность определения — в основном не превышает 15–20%, а в слое 2–25 м значительно меньше 10%. В случаях температурной инверсии при небольших градиентах температуры и немонотонного изменения температуры с высотой (инверсия с приподнятым минимумом температуры вблизи земной поверхности) формула (2) непригодна для расчетов.

В заключение отметим, что в работе [13], в которой рассматривается лучистый приток ко всему инверсионному слою, получено регрессионное соотношение, связывающее этот приток с разницей в температурах границ слоя.

1. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеонздат, 1965. 690 с.
2. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. Л.: Гидрометеонздат, 1970. 230 с.
3. Якушевская К. Е. // Проблемы физики атмосферы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. Вып. 14. С. 27.
4. Cerni T. A., Parish T. R. // J. Clim. Appl. Meteorol. 1984. V. 23. № 11. P. 1563.
5. Czepa O. // Z. Meteorol. 1951. Bd. 5. H. 10. S. 292.
6. Estoque M. A. // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. № 4. P. 1103.
7. Atwater M. A. // J. Appl. Meteorol. 1966. V. 5. № 6. P. 824.
8. Материалы наблюдений Каракумской экспедиции / Под ред. К.Я. Кондратьева и Л.Р. Орленко. Тр. ГГО. 1972. Вып. 276. С. 215.
9. Лазарева Н. А., Орленко Л. Р., Шкляревич О. В. // Тр. ГГО. 1973. Вып. 322. С. 36.
10. Материалы наблюдений Уральской экспедиции / Под ред. К.Я. Кондратьева и Л.Р. Орленко. Тр. ГГО. 1973. Вып. 296. С. 91.
11. Горчакова И. А., Тарасова Т. А., Устинов Е. А., Фейгельсон Е. М. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. № 5. С. 527.
12. Якушевская К. Е., Жданова Н. Г. // Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Л.: Гидрометеонздат, 1979. С. 240.
13. Шкляревич О. Б. // Тр. ГГО. 1987. Вып. 506. С. 53.

K. Ye. Yakushevskaya. Parameterization of the Longwave Radiative Influx in the Atmospheric Ground Layer.

A simple formula is proposed to calculate the longwave radiative influx near the Earth's surface. The radiative influx is expressed in terms of the temperature of the level examined, the temperature of the underlying surface and a derivative of the transmission function of the layer between the level examined at the Earth's surface. By comparison with more precise calculations, the validity is estimated of the simple formula for different atmospheric stratifications.