

Член-корреспондент АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВ, Н. И. МОСКАЛЕНКО

СПЕКТРАЛЬНАЯ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ ЗАМУТНЕННОЙ АТМОСФЕРЫ МАРСА

Сильная замутненность атмосферы Марса наблюдается в периоды пылевых бурь, охватывающих значительные пространства планеты. Согласно фотометрическим данным ⁽¹⁻³⁾, прозрачность замутненной марсианской атмосферы с увеличением длины волны растет по степенному закону λ^{-n} , где $0,75 \leq n \leq 3$, микроструктура пылевого облака Марса претерпевает значительную пространственно-временную изменчивость, а размеры частиц пыли изменяются в широких пределах. В рассматриваемых расчетах пространственной и спектральной структуры поля теплового излучения в условиях замутненной атмосферы Марса использовали модель полубесконечного рассеивающего слоя со шкалой высот $H_a = 8,3$ км ⁽⁴⁾. Степень замутненности атмосферы характеризовали оптической толщиной аэрозольного облака τ для $\lambda = 0,55$ мкм, которая варьировалась от 5 до 1. Необходимые данные по индикатрисе рассеяния, объемным коэффициентам аэрозольного поглощения и рассеяния получены путем теоретического расчета для полидисперсного аэрозоля с использованием данных по действительной и мнимой частям показателя преломления частиц пыли ⁽⁵⁾.

Расчеты спектральных интенсивностей теплового нисходящего $I_{\lambda\downarrow}$ и восходящего $I_{\lambda\uparrow}$ излучения в поглощающей и рассеивающей атмосфере Марса выполнены в приближении однократного рассеяния по предложенной авторами в ⁽⁶⁾ схеме и программе, реализованной на ЭВМ БЭСМ-4. Принят углекислый состав атмосферы давлением на поверхности планеты $P_s = 6,6$ мбар при наличии малых примесей СО и водяного пара, согласно ^(6, 7). Были выбраны контрастные вертикальные профили температуры (А, Б, В) (см. табл. 1), типичные для районов средних широт (А) Марса в полдень и южной полярной шапки (Б). Вертикальный профиль температуры (В) характерен для условий сильно замутненной атмосферы. Спектральное разрешение $I_{\lambda\uparrow\downarrow}$ составляло 0,05; 0,1; 0,2; 0,5 мкм соответственно для диапазонов $3 < \lambda < 6$ мкм, $6 \leq \lambda \leq 10$ мкм, $10 < \lambda \leq 18$ мкм, $\lambda > 18$ мкм. При вычислении функции спектрального пропускания CO_2 учитывалось влияние температуры по эмпирической методике ⁽⁸⁾.

Таблица 1

z, км	P (z), атм	T (z), °К			z, км	P (z), атм	T (z), °К		
		А	Б	В			А	Б	В
0,1	$6,5 \cdot 10^{-3}$	287,5	218,9	212,5	28	$3,5 \cdot 10^{-4}$	181,4	230,0	178,6
1,0	$6,0 \cdot 10^{-3}$	278,7	220,0	215,8	33	$2,5 \cdot 10^{-4}$	176,4	226,6	176,4
2,0	$5,3 \cdot 10^{-3}$	250,3	222,2	216,0	38,4	$1,5 \cdot 10^{-4}$	174,8	223,6	176,4
4,3	$4,4 \cdot 10^{-3}$	235,8	227,3	221,0	43,5	$8,0 \cdot 10^{-5}$	173,1	222,0	178,4
8,2	$3,0 \cdot 10^{-3}$	216,7	235,9	212,7	50	$2,0 \cdot 10^{-5}$	172,5	222,0	192,9
12,7	$1,8 \cdot 10^{-3}$	201,2	241,0	198,7	60	$1,0 \cdot 10^{-6}$	174,8	215,0	235,8
18,6	$1,0 \cdot 10^{-3}$	189,6	239,1	186,3	70	$3,4 \cdot 10^{-7}$	192,9	225,0	268,8
23	$6,0 \cdot 10^{-4}$	184,7	235,7	181,4	80	$1,1 \cdot 10^{-7}$	239,1	233,0	290,0

На рис. 1 представлены спектральные интенсивности нисходящего излучения $I_{\lambda\downarrow}$ в области спектра 6—50 мкм для стратификации Б атмосферы на различных высотах наблюдения z . Обращает внимание выраженная спектральная структура $I_{\lambda\downarrow}$ в области 13—18 мкм, обусловленная излучением атмосферного CO_2 . Диффузное излучение в области 7,5—13 и 18—50 мкм определяется в основном излучением атмосферного аэрозоля. Слабая спектральная структура в диапазоне 9—11 мкм на фоне диффузного излучения вызвана полосами 9,4 и 9,6 мкм CO_2 . В области спектра $\lambda <$

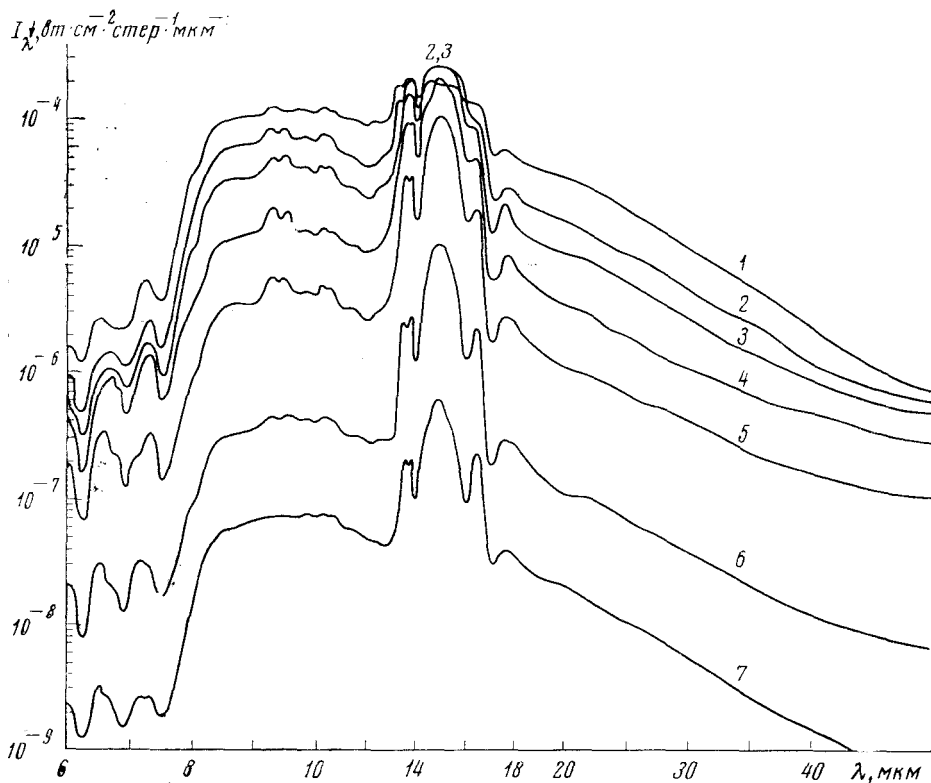


Рис. 1. Спектральная интенсивность $I_{\lambda\downarrow}$ нисходящего теплового излучения для вертикального профиля (Б) температуры в условиях замутненной атмосферы Марса с оптической толщиной аэрозольного слоя $\tau=1.5$; $\theta=0^\circ$ при различных значениях z , км: 1 — 0,1; 2 — 8,6; 3 — 12,7; 4 — 18,6; 5 — 28; 6 — 47; 7 — 62

$<7,5$ мкм спектральная структура $I_{\lambda\downarrow}$ обусловлена парами H_2O и CO_2 . Расчеты показали, что в области сильных полос поглощения атмосферного аэрозоля 7,5—40 мкм поглощение радиации аэрозолем оказывает определяющее влияние на спектральную и пространственную структуру нисходящего и восходящего излучения по сравнению с перераспределением излучения по направлениям вследствие его рассеяния. Для окон прозрачности CO_2 и паров H_2O в области спектра $\lambda < 7,5$ мкм влияние рассеяния излучения аэрозолем приводит к увеличению интенсивности нисходящего излучения $I_{\lambda\downarrow}$ и уменьшению $I_{\lambda\uparrow}$. При этом наиболее эффективное влияние на пространственную трансформацию теплового излучения оказывают наиболее плотные аэрозольные примарсианские слои на высотах $z < 15$ км. В участках с сильными полосами поглощения 2,7; 4,3; 4,8; 5,2; 15 мкм CO_2 аэрозоль не оказывает существенного влияния на значения интенсивностей $I_{\lambda\uparrow\downarrow}$.

Характер пространственной изменчивости интенсивностей нисходящего и восходящего излучения в областях поглощения радиации атмосферным аэрозолем подобен изменчивости $I_{\lambda}\uparrow$ для участков спектра с полосами молекулярного поглощения в условиях ясной атмосферы. Если вертикальный градиент температуры $\partial T/\partial z$ отрицателен, то интенсивность восходящего излучения $I_{\lambda}\uparrow$ уменьшается с увеличением высоты тем более, чем сильнее аэрозольное поглощение, и в спектрах $I_{\lambda}\uparrow$ наблюдаются «аэрозольные ямы» (см. рис. 2), глубина которых увеличивается с увеличением высоты и зенитного угла визирования. Если вертикальный профиль температуры

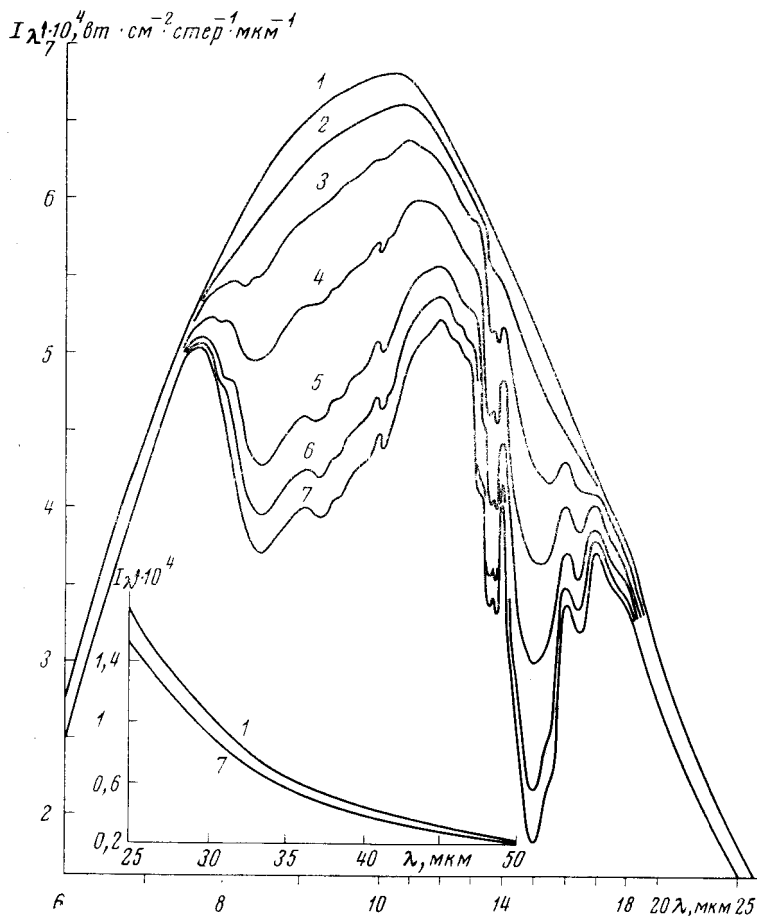


Рис. 2. Спектральная интенсивность $I_{\lambda}\uparrow$ восходящего теплового излучения Марса в условиях замутненной атмосферы с вертикальным профилем температуры (А) и оптической толщиной аэрозольного слоя $\tau=4$; $\theta=0^\circ$ при различных значениях z , км: 1 — 0,1; 2 — 5; 3 — 8,6; 4 — 12,7; 5 — 18,6; 6 — 28; 7 — 62

имеет инверсионный ход, как для стратификации Б, то при сильной замутненности атмосферы в спектрах уходящего излучения могут наблюдаться эмиссионные полосы аэрозоля. Подобная картина подтверждается измеренными спектрами уходящего теплового излучения с АМС «Маринер 9». Для вертикального профиля температуры (В) спектральные интенсивности $I_{\lambda}\uparrow$ слабо изменяются с вариациями температуры и зенитного угла как в полосах поглощения атмосферного CO_2 , так и в полосах поглощения аэрозоля в связи с малыми градиентами температуры $\partial T/\partial z$.

В условиях замутненной атмосферы Марса аэрозоль приводит к значительным изменениям интегральных интенсивностей и потоков нисходя-

щего и восходящего излучения и в случае вертикальных профилей температуры с отрицательным градиентом обуславливает увеличение радиационного выхолаживания атмосферы, особенно ее нижних слоев. Радиационный режим атмосферы Марса в значительной мере зависит от степени ее замутненности.

Ленинградский государственный университет
им. А. А. Жданова

Поступило
19 V 1975

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ G. E. Hunt, L. H. Logen, T. W. Salisbury, *Icarus*, v. 18, № 3, 459 (1973). ² T. D. Parkinson, D. M. Hunten, *Science*, v. 175, № 4019, 37 (1972). ³ K. Rang, C. W. Hord, *Icarus*, v. 18, № 3, 481 (1973). ⁴ К. Я. Кондратьев, А. М. Бунакова, *Метеорология Марса*, Л., Гидрометеоиздат, 1973, стр. 62. ⁵ O. B. Toon, B. N. Khare, T. B. Pollack, *Icarus*, v. 19, № 3, 372 (1973). ⁶ К. Я. Кондратьев, Н. И. Москаленко, *Тр. Главной геофизич. обсерв.*, в. 363 (1975). ⁷ L. D. Gray, *J. Quant. Spectr. Radiat. Transfer*, v. 11, № 7, 1075 (1972). ⁸ В. И. Мороз, *Препринт-174*, М., Ин-т космич. исследований АН СССР, № 21, 1974. ⁹ Н. И. Москаленко, А. Р. Закирова, *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*, т. 8, № 3, 829 (1972).