Доклады Академии наук СССР
1973. Том 208, № 2

УДК 523.43

АСТРОНОМИЯ

А. С. ГИНЗБУРГ

О РАДИАЦИОННОМ РЕЖИМЕ ПОВЕРХНОСТИ И ЗАПЫЛЕННОЙ АТМОСФЕРЫ МАРСА

(Представлено академиком Г. И. Петровым 6 VI 1972)

Измерения, выполненные с автоматических межпланетных станций АМС Марс-2, Марс-3 и Маринер 9 в ноябре — декабре 1971 г. показали, что пылевая буря оказала существенное влияние на температурный режим поверхности и атмосферы Марса. Заметно понизилась температура поверхности в дневные часы и одновременно градиент температуры в нижних 10—20 км атмосферы уменьшился практически до нуля [1, 2, 7]. Рассмотрим эти явления с точки зрения радиационного теплообмена в системе поверхность — запыленная атмосфера Марса.

Средние радиационные температуры поверхности $\overline{T}_1$ и атмосферы $\overline{T}_2$ можно оценить из выражений [3]:

$$B_1(\overline{T}_1) = I(\varphi)(1 + D_S)/(1 + D_T), \tag{1}$$

$$B_2(\overline{T}_2) = I(\varphi)(1 - D_S D_T)/(1 - D_T^2); \tag{2}$$

здесь $I(\varphi)$ — среднесуточное значение инсоляции на широте φ; D_S и D_T — интегральные функции пропускания атмосферы для солнечного и теплового излучения соответственно. $B_i(\overline{T}_i) = \int\limits_0^\infty B_\lambda(\overline{T}_i)\,d\lambda = \sigma\overline{T}_i^4$, если оптическая толщина атмосферы в тепловом диапазоне длин волн τ_T не слишком велика ($\tau_T \leqslant 2$). В марсианской атмосфере это условие всегда выполняется.

Для чисто газовой атмосферы при альбедо планеты $A = 0{,}2$, $D_T = 0{,}75$ и $D_S = 1$ средние по планете $\overline{T}_1 = 230°$ K и $T_2 = 190°$ K [3]. Равновесная температура Марса, определяемая по известной формуле $T_p = [I(1-A)/(4\sigma)]^{1/4}$, равна 222° K, а среднесуточный парниковый эффект ≈8° K. Вероятно, в [3] величина D_T несколько занижена и в чисто газовой атмосфере надо полагать $D_T = 0{,}8 - 0{,}85$.

С ростом запыленности атмосферы альбедо планеты несколько возрастает и при достаточном количестве пыли становится по крайней мере равным альбедо светлых континентальных областей, с которых, по всей вероятности, поднята пыль. Во время противостояния солнечная постоянная на орбите Марса I_0 на 20% больше средней величины. Поэтому можно предположить, что во время развитой пылевой бури количество солнечной энергии, поглощаемой Марсом, остается порядка среднего значения, так как $I(\varphi)$ пропорционально $I_0(1-A)$.

Функции пропускания D_S и D_T с ростом запыленности убывают. Выражения (1) и (2) показывают, что с увеличением количества $I(\varphi)(1 - D_S)$ солнечной энергии, поглощаемого атмосферой, убывает $\overline{T}_1$ и растет $\overline{T}_2$. Уменьшение D_T, т. е. усиление парникового эффекта, вызывает рост $\overline{T}_1$. При этом $\overline{T}_2$ растет, если $D_S < 2D_T/(1 + D_T^2)$, и убывает $D_S > 2D_T/(1 + D_T^2)$. Если $D_S = D_T$, то $\overline{T}_1 = \overline{T}_2 = T_p$. С увеличением количества пыли в атмосфере D_S убывает, если частицы малы, быстрее, чем D_T, тогда может иметь место так называемый антипарниковый эффект — с ростом поглощательной способности атмосферы температура поверхности падает [1].

С изменением D_S от 1 до 0 при фиксированном значении D_T средняя температура поверхности Марса $\bar{T}_1$ убывает на 20% независимо от значения D_T, а температура атмосферы $\bar{T}_2$ возрастает на 50% при $D_T = 0{,}8$ и на 20% при $D_T = 0{,}5$.

Отметим, что $\bar{T}_1(D_S = 0) = \bar{T}_2(D_S = 1)$, т. е. слои, не поглощающие солнечную энергию, нагреваются одинаково, независимо от величины D_T, в то время как поглощающие слои имеют различную температуру в зависимости от величины D_T:

$$\begin{aligned} \bar{T}_1(D_S = 1) &\geqslant \bar{T}_2(D_S = 0) > T_\text{р} \quad \text{при} \quad D_T \leqslant 0{,}5, \\ \bar{T}_2(D_S = 0) &> \bar{T}_1(D_S = 1) \geqslant T_\text{р} \quad \text{при} \quad D_T > 0{,}5. \end{aligned} \tag{3}$$

Попытаемся теперь оценить величины D_S и D_T в реальных условиях пыльной атмосферы Марса. Считая $I(\varphi)$ заданной величиной, можно использовать выражение (1) и (2), если известны $\bar{T}_1$ и $\bar{T}_2$. Однако получить достаточно точные значения средних температур из данных измерений затруднительно. Поэтому рассмотрим температурный режим поверхности и атмосферы в послеполуденные часы, достаточно полно исследованный экспериментально и теоретически для условий, далеких от пылевой бури. В [4, 5], например, рассчитывается величина дневного максимума температуры и его запаздывание относительно местного полудня в соответствии с данными [6]. Одновременно оценивается величина тепловой инерции грунта. Максимальная температура оказывается меньше равновесной полуденной $T_1(0) = (F_\downarrow(0)/\sigma)^{1/4}$ за счет молекулярного потока тепла в почву на величину, пропорциональную максимуму нисходящего потока энергии на уровне поверхности $-F_\downarrow(t_0)$ [4]. Запаздывание температурного максимума за счет тепловой инерции грунта оказывается порядка одного часа, причем наличие атмосферы с $D_S \geqslant 0{,}6$ не оказывает заметного влияния на время наступления максимума температуры поверхности t_1 (время t отсчитывается от местного полудня). $dT_1(t_1)/dt = 0$ и, следовательно, в этот момент имеет место баланс потоков тепла на поверхности планеты:

$$c(\varphi, t)\, I(\varphi)\, D_S + \int_0^\infty B_2[T_2(z)] \frac{dD_T(0, z)}{dz}\, dz = B_1(T_1) + \tilde{F}. \tag{4}$$

Здесь z — высота, а $\tilde{F} = F_\text{м} + F_\text{т}$ — сумма молекулярного потока тепла в почву и турбулентного в атмосферу, $c(\varphi, t)$ — отношение инсоляции в момент t к среднесуточной. Радиозатменные эксперименты, проведенные АМС Маринер 9 и Марс-2 [2, 7] дают практически постоянную по высоте температуру во всей толще тропосферы. Уравнение (4) примет в этом случае вид (см., например, [2])

$$cID_S + B_2(1 - D_T) = \varkappa B_1, \tag{5}$$

$\varkappa B_1 = B_1 + F_\text{м}$, где $\varkappa$, оцененное по [4] при $D_T = D_S = 1$, оказывается $\approx 1{,}2$. $F_\text{т}$ мало, поскольку мал градиент температуры в атмосфере.

Как следует из [8], осредненная по высоте температура тропосферы при $0 \ll D_S \leqslant 0{,}6$ близка в послеполуденные часы к своему среднесуточному значению. Тогда с учетом (2) из (5) получим

$$cID_S + I(1 - D_S D_T)/(1 + D_T) = \varkappa B_1. \tag{6}$$

Теперь, если в момент времени t_1 известны одновременно $T_1(t_1)$ и $T_2(t_1)$, можно определить D_S и D_T из (2) и (6). Если известно только $T_1(t_1)$, то (6) даст верхнюю оценку для D_S при $D_T = 0{,}8$, поскольку с уменьшением D_T убывает и D_S в (6).

Нижнюю оценку для D_S можно получить, зная время наступления максимума температуры поверхности планеты t_1 и сдвиг этого максимума за счет тепловой инерции грунта Δt. Тогда легко определить момент t_0, когда приток тепла к поверхности $F_\downarrow(t_0)$ достигает максимального значения $t_0 = t_1 - \Delta t$. В этот момент

$$\frac{dF_\downarrow}{dt} = \frac{d\,[c(\varphi,\,t)\,ID_S + B_2(t)\,(1 - D_T)]}{dt} = 0. \tag{7}$$

Вид функции $c(\varphi,\ t)$ зависит только от широты и сезона. $B_2(t) = B_{2,6} + (dB_{2,6}/dT)\cdot T_2'(t)$, где суточный ход $T_2'(t)$ определяется по [8]. При заданном t_0 и $D_T = 0{,}8$ выражение (7) дает нижнюю оценку для D_S, поскольку с уменьшением D_T растет величина $B_2(1 - D_T)$, следовательно, должна расти и D_S в (7). Если даны t_0 и $T_2(t_0)$, значения D_S и D_T можно получить из выражений (2) и (7), если даны t_0 и $T_1(t_1)$,— то из выражений (6) и (7).

Отметим, что инфракрасный радиометр Марса-3 измерял, вообще говоря, не температуру поверхности, а уходящее излучение $F_\uparrow$ в широком спектральном интервале (8—40 μ). При этом по величине запаздывания максимума $F_\uparrow$ относительно полудня можно судить о том, формируется ли уходящее излучение в основном в атмосфере или представляет собой ослабленное атмосферой излучение поверхности. В первом случае максимум $F_\uparrow$ должен наблюдаться при часовом угле Солнца около 70° [8], во втором — около 10° [4, 5].

Итак, оказывается возможным оценить функции пропускания запыленной атмосферы Марса в солнечном D_S и тепловом D_T диапазонах длин волн, если с достаточной точностью известны одновременно любые две из трех следующих величин: момент наступления и величина максимума температуры поверхности и средняя температура тропосферы в этот момент.

По радиозатменным измерениям Марса-2 в области 3—13° ю. ш. температура тропосферы 210—230° [7], а Маринера 9 [8] в области 30—40° ю. ш. — около 230—250° К. Измерения производились при угле Солнца около 40° или $t = 2$—3 часа. По нашему предположению, в это время $T_2(t)$ еще не намного больше среднесуточного значения. Тогда из (2) следует: $(1 - D_S D_T)/(1 - D_T^2) \approx 1{,}2$; $0{,}4 < D_T < 0{,}8$; $D_S < 0{,}6$ и $D_S < D_T$ в полосе 0—40° ю.ш.

В [2] для широты 30° ю.ш. приводится значение максимальной температуры поверхности 225° К, при этом не указывается на заметный сдвиг максимума. Если сдвиг все-таки существует, то при $t_0 \approx 1$ час (6) и (7) дают $D_S \approx 0{,}1$ и $D_T \approx 0{,}8$, что несколько противоречит радиозатменным измерениям, а также простому соображению, что при $D_S = 0{,}1$ вряд ли D_T может оставаться равным 0,8. Если же $t_0 < 1$ часа, то указанное значение температуры явно занижено.

Вероятно, ближе к истине приведенная в [3] величина 240° К в районе 20° ю.ш. При этом значении из (6) и (7) получим $0{,}10 < D_S < 0{,}25$, если $t_0 > 1$ часа, а из (2) $0{,}45 < D_T < 0{,}52$. Тогда в условиях развитой пылевой бури мы получим характерные значения $D_T = 0{,}5$ и $D_S = 0{,}15$ — $-0{,}20$. По мере уменьшения запыленности растет прозрачность атмосферы для солнечных лучей и температура поверхности. Так, при $T_1(t_1) = 260°$ К получим уже $D_S = 0{,}6$.

Имея оценки для D_S, можно оценить и количество поднятой пыли. Для этого необходимо знать комплексный показатель преломления частиц пыли m, их средний радиус a, плотность вещества $\bar\rho$ и среднюю длину пробега фотонов в пылевом слое l; l можно по аналогии с земными облаками положить порядка $(2$—$3)H$, где H — толщина пылевого облака. Примем свойства пылинок близкими к земному континентальному аэрозолю: $m = 1{,}5 - 0{,}02\ i$ [9]; $\bar\rho = 3$ г/см³. Тогда массу пыли в столбе еди-

…ичного сечения можно оценить по формуле (см., например, ([10]))

$$M = \frac{a\tilde{\rho}aH}{K_{\text{п}}(2\pi a/\lambda)}; \tag{8}$$

здесь $\alpha = -(\ln D_s)/l$, $\lambda = 0{,}6\ \mu$ — характерная длина волны для солнечного излучения, $K_{\text{п}}$ — поперечник поглощения одной частицы. Значения $K_{\text{п}}$ взяты из ([10]). При $a \leqslant 1\ \mu$ величина M слабо зависит от a. В результате масса пыли оказывается порядка $5 \cdot 10^{-4}$ г/см^2, что вполне согласуется, например, с оценкой ([11]). Если, как считают некоторые исследователи, $m = 1{,}5 - 0{,}002\ i$, то на порядок увеличивается либо концентрации частиц, либо их средний радиус.

В заключение автор хочет отметить, что целью настоящей работы не были окончательные численные результаты, а лишь возможность получения оценок для D_S и D_T. Автор выражает благодарность Е. М. Фейгельсон, Г. С. Голицыну и В. И. Морозу, указавшим ему задачу, за внимание к работе и обсуждение результатов.

Институт физики атмосферы
Академии наук СССР
Москва

Поступило
29 V 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, Вестн. АН СССР, № 9, 10 (1972). [2] Science, **175**, № 4019, 290 (1972). [3] А. С. Гинзбург, Е. М. Фейгельсон, Физика атмосферы и океана, **7**, № 4 (1971). [4] D. Morrison, C. Sagan, J. Pollack, Icarus, **11**, № 1 (1969). [5] В. И. Алешин, Т. Н. Федосеева, Астрон. журн., **46**, № 6 (1969). [6] W. Sinton, J. Strong, Astrophys. J., **131**, 459 (1960). [7] М. А. Колосов, О. И. Яковлев и др., ДАН, **206**, № 5, 1071 (1972). [8] А. С. Гинзбург, Изв. АН СССР, сер. физика атмосферы и океана, 8, № 4 (1972). [9] F. de Bary, K. Bullrich et al., Research on Atmospheric Optical Radiation Transmission, Final Report, Contract F61052, 67C0046, Febr. 1972. [10] И. Л. Зельманович, К. С. Шифрин, Таблицы по светорассеянию, **3**, 1968. [11] А. В. Мороженко, Астрон. циркуляр, № 683, 1972.