

М. Бегханов, О. Курбанмурадов, В.Н. Лебединец, Г. Чопанов

ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АЭРОЗОЛЬНОГО СОСТАВА ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ. II. ДИФFUЗИОННО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

Приводятся результаты численных расчетов высотного профиля концентрации микрометеоритов разных масс от 10^{-17} до 10^{-8} г и коэффициента относительной замутненности атмосферы на волнах $\lambda = 0,1$ и $0,5$ мкм в интервале высот 30...110 км. Влияние турбулентной диффузии существенно сказывается лишь в случае наиболее мелких микрометеоритов с массами $m \lesssim 10^{-15}$ г на высотах $z \lesssim 60$ км.

Введение

В предыдущей статье [1] нами была дана общая постановка задачи построения полуэмпирической диффузионно-седиментационной модели концентрации первичных частиц космической пыли (микрометеоритов) в верхней атмосфере и приведены результаты приближенных расчетов без учета влияния диффузии, т. е. в чисто седиментационной модели. В настоящей статье приводятся результаты расчетов в рамках разработанной нами полной диффузионно-седиментационной модели.

Основным отличием предлагаемой модели от ранее описанных в [5, 6, 7, 8, 16, 18, 21] является использование разработанной детальной модели притока частиц космической пыли [11] (в широком диапазоне масс 10^{-17} ... 10^4 г), с учетом механизма взаимодействия с атмосферой Земли частиц космической пыли с различными массами и скоростями.

Модель притока космической пыли и ее взаимодействия с атмосферой

На рис. 1 приведена полученная в [11] усредненная по времени интегральная плотность потока частиц космической пыли разных масс $N(m)$ в околоземном космическом пространстве. Сложный характер зависимости $N(m)$ удовлетворительно объясняется в рамках генетической модели облака межпланетной пыли [9].

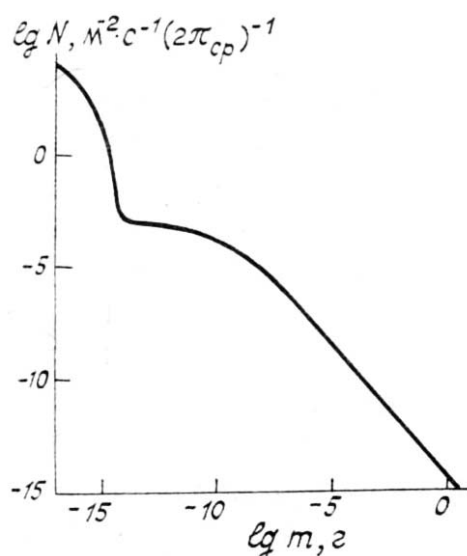


Рис. 1. Усредненная модель интегрального притока космической пыли

Согласно наиболее распространенным в настоящее время представлениям основным источником межпланетной пыли являются распад ядер комет и столкновение между астероидами и крупными метеоритообразующими телами. При этом в источнике в широком диапазоне m (10^{-17} ... 10^4 г) наблюдается распределение масс частиц, близкое к степенному

$$dP \sim m^{-s} dm \quad (1)$$

при показателе степени s , незначительно уменьшающемся примерно от 2,25 до 2 с уменьшением m от 10^4 до 10^{-17} г.

Этот вид распределения с тем же значением, равным 2,25, сохраняется и для частиц с массами $m > 10^{-6}$ г в межпланетном пространстве, которые исчезают в основном по причине неселективного механизма захвата планетами. Частицы с массами $10^{-11} < m < 10^{-6}$ г исчезают в основном вследствие постепенного сокращения размеров их орбит и выпадания на Солнце под действием радиоактивного торможения солнечным излучением (эффект Пойнтинга-Робертсона), эффективность которого возрастает с уменьшением m , поэтому для них параметр s уменьшается до 1,6. Частицы с $10^{-14} < m < 10^{-11}$ в межпланетном пространстве практически отсутствуют, так как они выталкиваются из солнечной системы давлением солнечного излучения. При $m < 10^{-14}$ г становится существенным дифракционное огибание частиц светом, что приводит к уменьшению влияния светового давления и быстрому увеличению числа частиц с уменьшением m .

Согласно физической теории метеоров [10, 14] частицы космической пыли с массами $m > 10^{-8}$ г (при средней скорости вхождения в атмосферу $V = 30$ км · с⁻¹) в процессе их торможения практически полностью испаряются в атмосфере. Частицы с $m < 10^{-8}$ г расходуют свою начальную кинетическую энергию в основном на тепловое излучение и, затормозившись на высотах более 100 км, оседают сквозь атмосферу как микрометеориты.

Таким образом, среди первичных частиц космической пыли в атмосфере в заторможенном состоянии могут присутствовать лишь микрометеориты, т.е. частицы с $m < 10^{-8}$ г. Если учесть, что в межпланетном пространстве практически отсутствуют наиболее эффективно рассеивающие солнечное излучение частицы с массами $10^{-14} \lesssim m \lesssim 10^{-11}$ г, то получится, что в атмосфере могут присутствовать лишь микрометеориты с $m \lesssim 10^{-14}$ г и $10^{-11} \lesssim m \lesssim 10^{-8}$ г.

Частицы космического происхождения с $10^{-14} \lesssim m \lesssim 10^{-11}$ г, наиболее эффективно рассеивающие свет в атмосфере, могут быть лишь вторичными — продуктами конденсации паров метеорного вещества или коагуляции (слипания) частиц с массами $m \lesssim 10^{-14}$ г. В настоящей работе мы не рассматриваем процессы конденсации и коагуляции.

На эффективную скорость оседания микрометеоритов сквозь атмосферу существенное влияние может оказывать турбулентная диффузия, которую мы не учитывали в [1].

Таким образом, в настоящей статье проведем расчет высотного профиля концентрации первичных аэрозолей космического происхождения (микрометеоритов) разных масс и размеров при заданном их источнике на высоте $z \approx 100$ км и стоке на высоте $z = 0$ с учетом седиментации и турбулентной диффузии. Молекулярной диффузией (т. е. броуновским движением частиц) можно пренебречь.

Диффузионно-седиментационная модель

При указанных выше предположениях изменения с высотой z спектральной функции размеров аэрозолей $n(r, z)$ описываются уравнением

$$\frac{d\Phi}{dz} = 0, \quad (2)$$

где

$$\Phi(r, z) = -D_T(z) \left(\frac{\partial n}{\partial z} + \frac{n}{H(z)} \right) - U_c(r, z) n(r, z). \quad (3)$$

Здесь r — радиус аэрозолей (которые считаем сферическими); $\Phi(r, z)$ — плотность потока аэрозолей; $D_T(z)$ — коэффициент турбулентной диффузии; $H(z)$ — высота однородной атмосферы; $U_c(r, z)$ — скорость седиментации аэрозолей.

Граничные условия имеют вид

$$\Phi(r, z)|_{z=z_{\max}} = \Phi_0(r); \quad n(r, z)|_{z=z_{\min}} = n_0(r), \quad (4)$$

где $\Phi_0(r)$ — плотность потока микрометеоритов на верхней границе атмосферы, а $n_0(r)$ — их концентрация на нижней границе.

Общее решение задачи (2)–(4)

$$n(r, z) = \exp \left\{ - \int_{z_{\min}}^z \left[\frac{1}{H(z')} + \frac{U_s(r, z')}{D_T(z')} \right] dz' \right\} \times \\ \times \left[n(r_0) + \Phi_0(r) \int_{z_{\min}}^z \exp \left\{ \int_{z_{\min}}^{z'} \left[\frac{1}{H(z'')} + \frac{U_s(r, z'')}{D_T(z'')} \right] dz'' \right\} \frac{dz'}{D_T(z')} \right]. \quad (5)$$

Скорость седиментации будем описывать уравнением Стокса с поправочным множителем [4, 20, 24]

$$U_c(r, z) = \frac{2}{9} \frac{\rho_a g r^2}{\eta} \left\{ 1 + \frac{l}{r} \left[1,257 + 0,4 \exp \left(-1,1 \frac{r}{l} \right) \right] \right\}, \quad (6)$$

где ρ_a — плотность вещества аэрозолей; g — ускорение силы тяжести; η — динамическая вязкость воздуха; l — длина свободного пробега молекул воздуха. Поскольку двуокись кремния SiO_2 является основным компонентом почти всех каменных метеоритов [23] (составляющих львиную долю всех метеоритов с известным падением), будем считать все аэрозоли космического происхождения состоящими из кварца с плотностью $\rho_a = 2,5 \text{ г/см}^3$. Такую же среднюю плотность имеют и углистые хондриты, к которым относятся большинство влетающих в атмосферу Земли метеорных тел [12].

Высотный профиль вертикальной составляющей коэффициента турбулентной диффузии в стратосферу и мезосферу до сих пор недостаточно хорошо изучен экспериментально, поэтому обычно пользуются различными полуэмпирическими моделями. Из нескольких моделей высотного профиля $D_T(z)$ [23, 25] в качестве основного выберем профиль, приведенный на рис. 2. Наличие глубокого минимума $D_T(z)$ в области мезопаузы и резкого максимума на близкой высоте (95 км) позволяет оценить влияние таких экстремумов $D_T(z)$ на образование слоев повышенной или пониженной концентрации микрометеоритов в верхней атмосфере. Пробные расчеты были проведены нами также для ряда других высотных профилей.

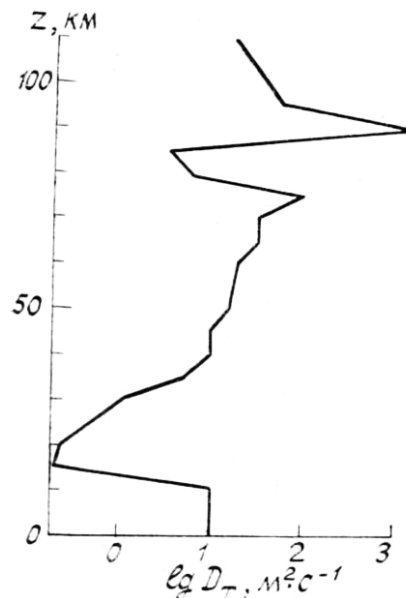


Рис. 2. Высотный ход вертикальной составляющей коэффициента турбулентной диффузии в атмосфере

Аэрозольное рассеяние света в верхней атмосфере

Для полидисперсных систем объемный коэффициент аэрозольного рассеяния излучения с длиной волны λ , частицами с радиусами от r_1 до r_2 на высоте z можно записать в виде

$$\sigma_a(z, \lambda) = \int_{r_1}^{r_2} K(r, k, \lambda) \pi r^2 n(r, z) dr, \quad (7)$$

где $K(r, k, \lambda)$ — фактор эффективности рассеяния излучения частицами с радиусом r и показателем преломления k (для кварца k равно 1, 5).

Фактор эффективности рассеяния излучения рассчитывается с помощью весьма громоздких формул в рамках теории Ми [3, 19]. Результаты таких расчетов для сферических кварцевых частиц приведены в [3, 19]. Учитывая, что в распределении масс микрометеоритов имеется широкий разрыв в области масс частиц $10^{-14} \dots 10^{-11}$ г, наиболее эффективно рассеивающих свет, в [1] приведены использованные нами простые аппроксимационные формулы для расчета $K(r, k, \lambda)$.

Поскольку $\sigma_a(z, \lambda)$ значительно (примерно экспоненциально) меняется с высотой, более удобным параметром для выявления аэрозольных слоев в атмосфере является коэффициент относительной замутненности атмосферы σ_a/σ_b , где $\sigma_b(z, \lambda)$ — объемный коэффициент рэлеевского рассеяния света молекулами воздуха. Высотный профиль коэффициента относительной замутненности атмосферы исследовался многими авторами с помощью различных методов [4, 5, 6, 7, 11, 15, 16, 20].

Результаты численных расчетов

На рис. 3 приведен полученный нами высотный ход абсолютной концентрации аэрозолей с массами около 10^{-17} , 10^{-14} , 10^{-11} и 10^{-8} г. Из рис. 3 видно, что учет турбулентной диффузии существенно влияет лишь на расчет концентрации наиболее мелких частиц с массами $m \approx 10^{-15}$ г на высотах $z \approx 60$ км. Для более крупных аэрозолей с массами $m \approx 10^{-14}$ г во всем рассматриваемом интервале высот $30 < z < 110$ км влиянием турбулентной диффузии можно пренебречь. Наличие резких экстремумов коэффициента турбулентной диффузии на высотах 85 и 95 км не приводит к образованию на этих высотах слоев с заметно повышенной или пониженной концентрацией аэрозолей. Аналогичные результаты получаются и при всех других приведенных [12, 13] высотных профилях $D_T(z)$.

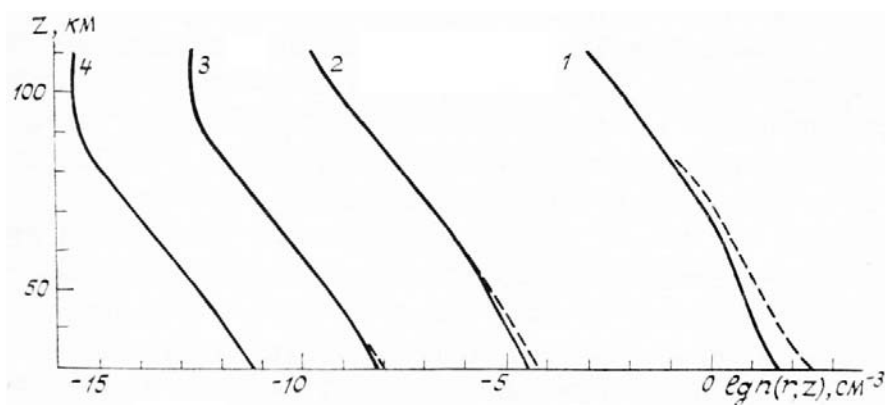


Рис. 3. Высотный ход абсолютной концентрации микрометеоритов с различными радиусами: 1—0,0098 ... 0,0115 мкм, 2—0,084 ... 0,098 мкм, 3—0,98 ... 1,15 мкм, 4—8,4 ... 9,8 мкм, пунктирные кривые — без учета турбулентной диффузии

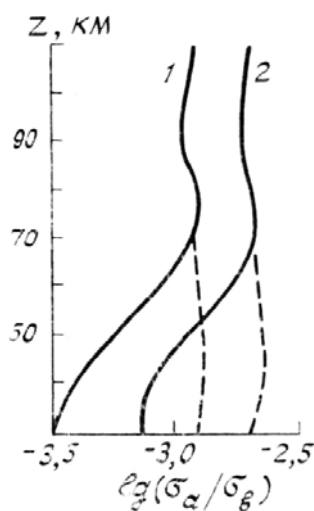


Рис. 4. Высотный ход коэффициента замутненности атмосферы на волнах: 1—0,1 мкм, 2—0,5 мкм, пунктирные кривые — без учета турбулентной диффузии

На рис. 4 приведен высотный профиль коэффициента относительной замутненности атмосферы σ_a/σ_b для излучения с длинами волн 0,1 и 0,5 мкм; пунктиром указан профиль σ_a/σ_b в чисто седиментационной модели. На обеих длинах волн влияние турбулентной диффузии сказывается лишь на высотах $z \approx 60$ км. На всех высотах коэффициент относительной замутненности атмосферы $\sigma_a/\sigma_b \ll 1$.

Выводы

1. Как видно из рис. 4, приток первичных частиц космической пыли (микрометеоритов) в атмосферу не может непосредственно вызвать заметной замутненности верхней атмосферы, так как на всех высотах $\sigma_a/\sigma_b \ll 1$. Принятая нами модель усредненного притока микрометеоритов близка к минимальным оценкам. Однако самые высокие современные оценки притока микрометеоритов превосходят принятую нами модель не более чем на порядок, поэтому даже их использование не изменит этого вывода.

2. Основной вклад в рассеяние света микрометеоритами дают частицы с массами $10^{-16} \dots 10^{-14}$ г, на долю которых приходится всего около 20% всего притока космической пыли в атмосферу Земли. Эффективность светорассеяния такими частицами в расчете на единицу массы много меньше, чем частицами с массами $10^{-13} \dots 10^{-12}$ г, которые наиболее эффективно рассеивают свет.

3. Частиц с массами $10^{-13} \dots 10^{-12}$ г в межпланетном пространстве относительно мало (так как они выталкиваются из солнечной системы световым давлением), однако они могут образовываться в верхней атмосфере вследствие процессов коагуляции более мелких аэрозолей или конденсации паров метеорного вещества на мельчайших микрометеоритах с массами $10^{-17} \dots 10^{-16}$ г, концентрация которых в верхней атмосфере достаточно велика. Поскольку большая (по массе) часть влетающей в атмосферу космической пыли испаряется в ней, процесс конденсации испарившегося метеорного вещества в принципе может приводить к существенному повышению замутненности верхней атмосферы. Существенный вклад может внести и коагуляция мельчайших микрометеоритов с массами менее 10^{-16} г, которые дают более 20% всего притока массы космической пыли.

1. Бегханов М., Курбанмурадов О., Лебединец В.Н. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 3. С. 248–256.
2. Волощук В.М., Седунов Ю.С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 390 с.
3. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 165 с.
4. Дивари Н.Б. // Пыль в атмосфере и околоземном космическом пространстве. М.: Наука, 1973. С. 75–91.
5. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 2. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
6. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 366 с.
7. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели. М.: Наука, 1981. 103 с.
8. Лебединец В.Н. // Тр. ИЭМ. 1976. Вып. 4 (61). С. 46–84.
9. Лебединец В.Н. // Астроном. вестник. 1979. Т. 13. № 3. С. 160–168.
10. Лебединец В.Н. Пыль в верхней атмосфере и космическом пространстве. Метеоры. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 250 с.
11. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 272 с.
12. Лебединец В.Н. // Астроном. вестник. 1987. Т. 19. № 1. С. 65–74.
13. Лебединец В.Н. // Тр. ИЭМ. 1989. Вып. 20 (140). С. 3–11.
14. Левин Б.Ю. Физическая теория метеоров и метеорное вещество в солнечной системе. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 293 с.
15. Мегрелишвили Т.Г. Закономерности вариаций рассеянного света и излучения сумеречной атмосферы Земли. Тбилиси: Мецниереба, 1981, 273 с.
16. Микиров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферой Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 208 с.
17. Райст П. Аэрозоли. М.: Мир, 1987. 278 с.
18. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. № 6. С. 609–622.
19. Хюлст ван де Г. Рассеяние света малыми частицами. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 535 с.
20. Фесенков В.Г. // Бюлл. Абастум. астрофиз. obs. 1972. Вып. 41, С. 7–21.
21. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.
22. Handbook of elemental abundance in meteorites / Ed. Mason B.N-Y.: Gordon and Breach. 1971. 576 p.
23. Hocking W.K. Turbulence in the altitude region 80–120 km // In: Handbook for MAP. V. 16. 1985. P. 290–304.
24. Hunten D.M., Turco R.P., Toon O.B. // J. Aim. Sci. 1980. V. 37. № 6. P. 1342–1357.
25. Lindzen R.S. // J. Geophys. Res. 1981. V. C86. № 10. P. 9707–9714.

Физико-технический институт АН Туркменской ССР
Институт экспериментальной метеорологии

Поступила в редакцию
23 октября 1989 г.

M. Begkhanov, O. Kurbanmuradov, V.N. Lebedinets, G. Chopanov. Semi-Empirical Models of the Upper Atmospheric Aerosol Composition. II. Diffusion-Sedimentation Model.

The paper presents some results of numerical calculations of the altitude profiles of micrometeorites number density, the mass of micrometeorites being from 10^{-8} to 10^{-7} g. Also calculated are the profiles of relative turbidity of the atmosphere at altitudes from 30 to 110 km. The influence of turbulent diffusion is essential only for the smallest micrometeorites with masses below 10^{-15} g at the altitudes below 60 km.