

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

ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ АЭРОЗОЛЬНОГО СОСТАВА ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ III. КОАГУЛЯЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

Дана детальная общая физическая постановка задачи расчета равновесной концентрации аэрозолей космического происхождения на высотах $30 \leq z \leq 140$ км. Поток микрометеоритов с массами $10^{-17} \leq m \leq 10^{-8}$ г задан при $z_{\max} = 110$ км, а источник паров метеорного вещества имеет гауссовское распределение по z с максимумом при $z_0 = 95$ км и дисперсией ± 5 км. Сток аэрозолей космического происхождения — в сернокислотном аэрозольном слое Юнге при $z_{\min} = 20$ км. Приток метеорного вещества $45 \text{ т} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Численные расчеты показали, что конденсация паров метеорного вещества происходит на высотах 80–100 км. Ниже 50 км вследствие коагуляции интенсивно образуются аэрозоли с $m \approx 10^{-14}$ г — оптимальные в рассеянии света, и быстро растет замутненность атмосферы $s = \sigma_a / \sigma_m$ с уменьшением z . Дальнейшее укрупнение аэрозолей увеличивает скорость седиментации и уменьшает s ниже 30 км. Это впервые дает физический механизм образования светорассеивающего аэрозольного слоя в верхней стратосфере, обнаруженного во время сумеречных наблюдений [8, 11, 13, 14, 21].

Введение

Согласно современным представлениям, аэрозоли в средней атмосфере на высотах более 30 км имеют почти исключительно космическое происхождение [9, 11, 14]. Лишь в тонком слое в мезопause иногда возможна конденсация паров воды при образовании серебристых облаков [23]. Однако и в этом случае весьма вероятно, что пары воды в верхнюю атмосферу в основном приносятся из космоса «мини-кометами» [17], а ядрами конденсации являются микрометеориты [20].

Формирование аэрозольного состава средней атмосферы обусловлено притоком метеорного вещества и включает в себя ряд физических процессов [11]:

1. Торможение в верхней атмосфере, без существенной потери массы, мельчайших частиц космической пыли — микрометеоритов с массами $m < 10^{-8}$ г [22].
2. Практически полное испарение в процессе торможения в верхней атмосфере более крупных частиц космической пыли с массами $10^{-8} - 10^{-3}$ г — метеороидов, порождающих метеоры и болиды [10].
3. Быстрая конденсация паров вещества на ранней стадии существования относительно плотных следов ярких метеоров и болидов, до того как они расширятся под действием молекулярной и турбулентной диффузии и сольются с фоном, а также быстрая коагуляция (слипание) образующихся в следах аэрозолей [18].
4. Более медленная фоновая конденсация и коагуляция паров метеорного вещества и аэрозолей вне следов метеоров и болидов.
5. Гравитационная седиментация микрометеоритов и продуктов конденсации и коагуляции паров метеорного вещества сквозь толщу атмосферы.
6. Турбулентное перемешивание атмосферы, которое может влиять на скорость седиментации аэрозолей.

Одновременный и полный учет всех этих процессов — задача чрезвычайно сложная и практически неразрешимая, даже численными методами с использованием современных ЭВМ, поэтому никто никогда и не пытался ее решить. Рядом авторов решались более узкие задачи: построение седиментационных [1, 11] и диффузионно-седиментационных [2, 16] моделей микрометеоритов, моделирование процессов быстрой конденсации и коагуляции в следах метеоров и болидов [3, 18] и др. Кроме некоторого самостоятельного интереса эти ограниченные модели имеют большое методическое значение, так как они позволяют оценить роль различных факторов и выделить те из них, которые необходимо учесть в каждом интервале высот и масс аэрозолей. В конечном счете это должно позволить получить решение поставленной общей задачи с имеющимися средствами без существенной потери точности.

В настоящей статье разрабатывается фоновая коагуляционная модель аэрозолей космического происхождения в средней атмосфере со следующими ограничениями:

1. Не учитываются процессы быстрой конденсации и коагуляции в следах метеоров и болидов. Допустимость такого упрощения требует дополнительного обоснования.
2. Не учитываются широтные и долготные вариации притока метеорного вещества и параметров атмосферы, т. е. рассматривается одномерная задача.
3. Не учитываются временные вариации притока метеорного вещества и параметров атмосферы, т. е. ищется стационарное решение.
4. Упрощенно заданы источники паров метеорного вещества и микрометеоритов, что требует дополнительного обоснования.

Обоснование исходных данных

Наиболее детальная модель притока частиц космической пыли разных масс была разработана в [11]. Согласно этой модели полный приток метеорного вещества в атмосферу Земли около $45 \text{ т} \cdot \text{сут}^{-1}$. В настоящее время эта модель притока может рассматриваться как минимальная, а максимальная оценка притока может превосходить ее примерно на порядок.

Согласно этой модели более 90% всего притока паров метеорного вещества в атмосферу дают частицы с массами $10^{-8} - 10^{-2} \text{ г}$. Такие частицы испаряются преимущественно в относительно тонком слое атмосферы с максимумом на высоте около 95 км [10]. В связи с этим принимаем, что мощность источника паров метеорного вещества $q(z)$ имеет гауссовское распределение по высоте z с максимумом на высоте $z_0 = 95 \text{ км}$ и дисперсией $\sigma_0 = 5 \text{ км}$

$$q(z) = \frac{Q}{m_1} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_0} \exp\left[-\frac{(z - z_0)^2}{2\sigma_0^2}\right]. \quad (1)$$

Здесь $Q = 7 \cdot 10^{-17} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ — плотность потока массы частиц, полностью испаряющихся в верхней атмосфере; $m_1 = 10^{22} \text{ г}$ — средняя масса молекул паров метеорного вещества.

Процессы быстрой конденсации и коагуляции достаточно эффективны лишь в следах ярких метеоров и болидов, порождаемых метеорными телами с массами $m \geq 1 \text{ г}$ [3]. Такие крупные тела приносят в атмосферу массу метеорного вещества на порядок меньшую, чем микрометеориты, поэтому их вкладом в фоновую запыленность атмосферы можно пренебречь.

Как показывают наши расчеты, учет фоновой конденсации и коагуляции с участием микрометеоритов существен лишь на высотах $z < 100 \text{ км}$. Поэтому мы не учитываем того, что потеря микрометеоритами разных масс и скоростей своей космической скорости происходит в широком интервале высот 100–150 км, и принимаем, что все микрометеориты имеют установившуюся скорость гравитационной седиментации уже на верхней границе рассматриваемого нами интервала высот $z_{\max} = 110 \text{ км}$. Кроме того, по нашим данным, ниже 30 км быстро увеличивается скорость седиментации по сравнению со скоростью диффузии вследствие укрупнения аэрозолей. Эти процессы должны ускоряться еще больше в слое Юнге, поэтому вводится сток аэрозолей на высоте $z_{\min} = 20 \text{ км}$.

Согласно [12] средняя плотность частиц космической пыли $\delta = 2,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Наиболее распространенным компонентом состава метеорного вещества в целом является двуокись кремния SiO_2 , а средняя молекулярная масса паров метеорного вещества близка к молекулярной массе SiO_2 [19]. В связи с этим при расчетах фоновой конденсации и коагуляции метеорного вещества в атмосфере будем считать его состоящим из двуокиси кремния.

Разрабатываемая нами фоновая модель аэрозолей в средней атмосфере является минимальной, так как мы принимаем минимальную оценку притока метеорного вещества в атмосферу. При существенном увеличении притока и изменении распределения масс частиц космической пыли потребуются некоторая доработка модели в целом.

Для принятой нами модели минимального притока в [3] приведено математическое описание распределения масс аэрозолей с учетом процессов седиментации, диффузии, фоновой конденсации и коагуляции. Там же дан алгоритм расчета аэрозольного рассеяния света одиночной сферической частицей.

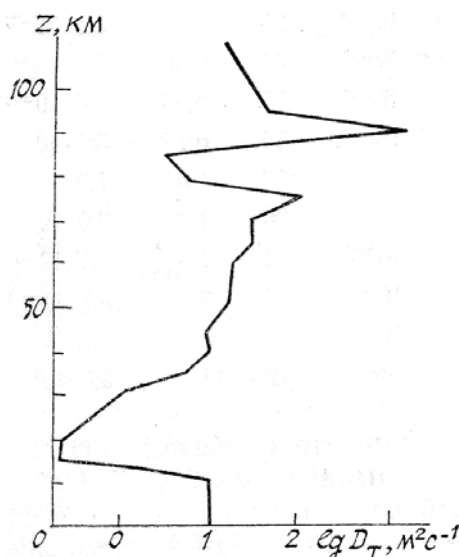


Рис. 1. Высотный ход вертикальной составляющей коэффициента турбулентной диффузии [4]

Результаты численных расчетов

Система уравнений коагуляции, приведенная в [3], решалась численно на ЭВМ по итерационной схеме с фиксированным шагом по высоте Δz и автоматическим выбором шага по времени Δt . Это обусловлено тем, что характерное время различных процессов изменяется в очень широких пределах — от нескольких секунд (образование ядер конденсации) до 10^6 с (диффузия и седиментация). Затраты машинного времени быстро возрастают с расширением спектра масс аэрозолей, поэтому использованная нами схема расчета неприменима при существенном увеличении притока метеорного вещества. В этом случае потребуется разбиение диапазона высот 20–110 км на несколько поддиапазонов с использованием различных аппроксимации.

Принятый в расчетах высотный профиль вертикального компонента коэффициента турбулентной диффузии D_T изображен на рис. 1 [4]. В таблице даны значения \tilde{r}_k и m для различных интервалов масс аэрозолей в выбранном нами разбиении диапазона масс.

Средние значения радиуса и массы частиц в интервале разбиения

k	\tilde{r}_k , МКМ	m_k , Г	k	\tilde{r}_k , МКМ	m_k , Г	k	\tilde{r}_k , МКМ	m_k , Г
1	0,00021	$1,0 \cdot 10^{-22}$	15	0,0062	$2,4 \cdot 10^{-18}$	29	0,16	$4,0 \cdot 10^{-14}$
2	0,00029	$2,5 \cdot 10^{-22}$	16	0,0078	$4,9 \cdot 10^{-18}$	30	0,20	$8,0 \cdot 10^{-14}$
3	0,00037	$5,5 \cdot 10^{-22}$	17	0,0098	$9,8 \cdot 10^{-18}$	31	0,25	$1,6 \cdot 10^{-13}$
4	0,00048	$1,1 \cdot 10^{-21}$	18	0,012	$2,0 \cdot 10^{-17}$	32	0,31	$3,2 \cdot 10^{-13}$
5	0,00061	$2,3 \cdot 10^{-21}$	19	0,016	$3,9 \cdot 10^{-17}$	33	0,39	$6,4 \cdot 10^{-13}$
6	0,00077	$4,7 \cdot 10^{-21}$	20	0,020	$7,9 \cdot 10^{-17}$	34	0,50	$1,3 \cdot 10^{-12}$
7	0,00097	$9,5 \cdot 10^{-21}$	21	0,025	$1,6 \cdot 10^{-16}$	35	0,63	$2,6 \cdot 10^{-12}$
8	0,0012	$1,9 \cdot 10^{-20}$	22	0,031	$3,1 \cdot 10^{-16}$	36	0,79	$5,1 \cdot 10^{-12}$
9	0,0015	$3,9 \cdot 10^{-20}$	23	0,039	$6,3 \cdot 10^{-16}$	37	1,0	$1,0 \cdot 10^{-11}$
10	0,0019	$7,7 \cdot 10^{-20}$	24	0,049	$1,3 \cdot 10^{-15}$	38	1,3	$2,0 \cdot 10^{-11}$
11	0,0024	$1,5 \cdot 10^{-19}$	25	0,062	$2,5 \cdot 10^{-15}$	39	1,6	$4,1 \cdot 10^{-11}$
12	0,0031	$3,1 \cdot 10^{-19}$	26	0,078	$5,0 \cdot 10^{-15}$	40	2,0	$8,2 \cdot 10^{-11}$
13	0,0039	$6,1 \cdot 10^{-19}$	27	0,099	$1,0 \cdot 10^{-14}$	41	2,5	$1,6 \cdot 10^{-10}$
14	0,0049	$1,2 \cdot 10^{-18}$	28	0,12	$2,0 \cdot 10^{-14}$	42	3,1	$3,3 \cdot 10^{-10}$

На рис. 2 приведены полученные в результате расчетов абсолютные концентрации частиц различных масс C_k на высотах 30, 40, 60, 80, 100 и 110 км. На рис. 3 приведен высотный ход коэффициента относительной замутненности атмосферы $s(z)$ — кривая 3. Для сравнения приведен высотный ход $s(z)$ и в седиментационный (кривая 1) и диффузно-седиментационной (кривая 2) моделях микрометеоритов в атмосфере, полученный в [1, 2].

Обсуждение результатов

Из данных рис. 2 видно, что конденсация паров метеорного вещества происходит в основном на высотах 80–100 км, ниже 70 км не только масса пара много меньше суммарной массы аэрозолей, но даже счетная концентрация метеорных молекул меньше концентрации аэрозолей. Ниже 100 км начинается интенсивная коагуляция мельчайших аэрозолей (ядер конденсации): если на высотах 110 и 100 км хорошо виден провал распределения масс аэрозолей при $m \approx 5 \cdot 10^{-18}$ г (обусловленный отсутствием в принятой нами модели притока микрометеоритов с массами менее 10^{-17} г), то уже на высоте 80 км этот провал полностью отсутствует.

С учетом зависимости от массы аэрозолей скорости их седиментации и фактора эффективности светорассеяния, при фиксированной суммарной массе притока метеорного вещества и монодисперсном распределении аэрозолей, наиболее эффективно рассеивали бы видимый свет аэрозоли с массой $m \approx 10^{-14}$ г. В нашей модели такие аэрозоли наиболее интенсивно образуются на высотах 30–50 км, именно этим обусловлено возрастание коэффициента относительной замутненности атмосферы $s = \sigma_a / \sigma_m$ с уменьшением z на высотах 30–50 км (см. рис. 3). При дальнейшем укрупнении аэрозолей возрастает скорость их седиментации и уменьшается эффективность светорассеяния (в расчете на единицу массы аэрозолей), что приводит к уменьшению замутненности атмосферы с уменьшением z ниже 30 км.

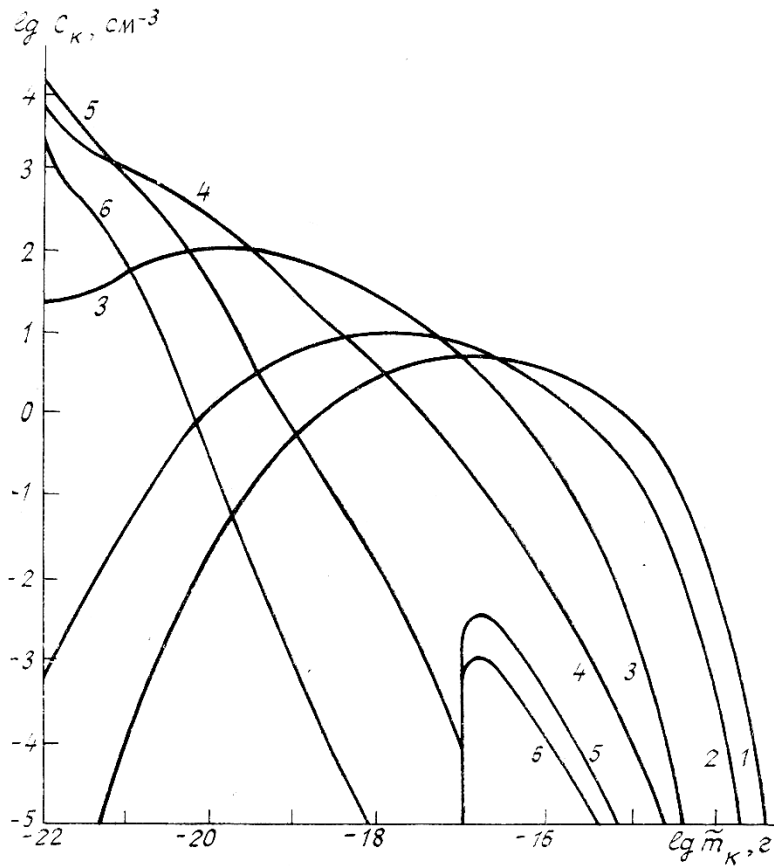


Рис. 2. Абсолютная концентрация частиц разных масс на высотах: 1—30 км, 2—40 км, 3—60 км, 4—80 км, 5—100 км, 6—110 км

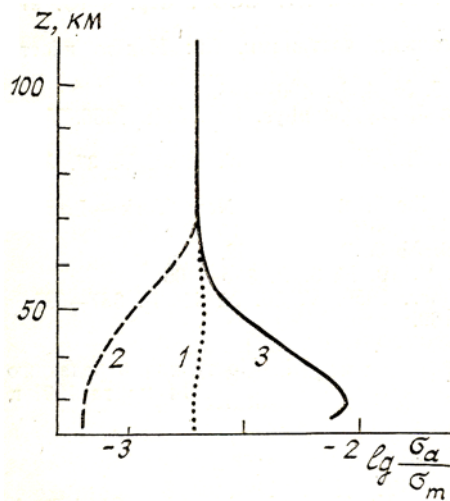


Рис. 3. Высотный ход коэффициента относительной замутненности атмосферы в моделях: 1—седиментационной; 2—диффузионно-седиментационной; 3—конденсационно-коагуляционной

Этот результат наших расчетов впервые выявляет возможный физический механизм образования светорассеивающего слоя в верхней стратосфере, который легко обнаруживается при сумеречном зондировании атмосферы [8, 11, 13, 14, 21]. Для адекватного описания характеристик этого слоя в нашей математической модели необходима оптимизация модели притока метеорного вещества в атмосферу.

Данные рис. 2 и двух предыдущих работ [1, 2] указывают на необоснованность рассуждений некоторых авторов [6, 7] о том, что рассеяние света в атмосфере на высотах около 100 км обусловлено в основном аэрозольными частицами с радиусом порядка 1 мкм. Эти частицы очень быстро опускаются со скоростями в сотни метров в секунду и практически не образуются на высотах более 60 км вследствие коагуляции.

При сборе микрометеоритов в стратосфере около половины частиц оказываются рыхлыми конгломератами более мелких частиц. Очевидно, что эти рыхлые частицы образуются в результате коагуляции аэрозолей в страто-мезосфере и совсем не обязательно влетают в виде таких конгломератов в атмосферу из космоса.

1. Бегханов М., Курбанмурадов О., Лебединец В.Н. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 3. С. 248–256.
2. Бегханов М., Курбанмурадов О., Лебединец В.Н., Чопанов Г. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 5. С. 462–467.
3. Бегханов М., Курбанмурадов О., Лебединец В.Н. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. № 11. С. 1457–1466.
4. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 413 с.
5. Волощук В.М., Седунов Ю.С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 535 с.
6. Дивари Н.Б. // ДАН СССР. 1957. Т. 112. С. 217–220.
7. Дивари Н.Б. // Известия астрофизического института АН КазССР. 1957. Т. 5. № 7. С. 89–109.
8. Дивари Н.Б. // Пыль в атмосфере и околоземном космическом пространстве. М.: Наука, 1973. С. 75–91.
9. Зуев В.Е., Креков Г.М. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 2. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
10. Лебединец В.Н. Пыль в верхней атмосфере и космическом пространстве. Метеоры. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 247 с.
11. Лебединец В.Н. Аэрозоль в верхней атмосфере и космическая пыль. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 272 с.
12. Лебединец В.Н. // Астрономический вестник. 1987. Т. 21. № 3. С. 262–271.
13. Мегрелишвили Т.Г., Мельникова И.Г., Розенберг Г.В., Хованский А.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. № 11. С. 1139–1149.
14. Розенберг Г.В., Микиртумова Г.Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1976. Т. 12. № 10. С. 1024–1033.
15. Хюлст Г. Ван де. Рассеяние света малыми частицами. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 370 с.
16. Bowen E.G. // Austral. J. Phys. 1953. V. 6. № 4. P. 490–497.
17. Frank L.A., Sigwarth J.B., Craven J.D. // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. № 4. P. 307–310.
18. Hunten D.M., Turco R.P., Toon P.B. // J. Atmos. Sci. 1980. V. 37. № 6. P. 1342–1357.
19. Orlik E.J. Physics of meteor flight in the atmosphere. New York–London: Interscience. 1958. 174 p.
20. Roddy A.F. // Irish Astron. J. 1984. V. 16. № 3. P. 194–202.
21. Vols F., Goody R. // J. Atmos. Sci. 1962. V. 19. № 5. P. 385–406.
22. Whipple F.L. // Proc. Nat. Acad. Sci. Amer. 1950. V. 36. № 12. P. 687–695.
23. Witt G. // Space Res. 1969. V. 9. P. 157–169.

Институт экспериментальной метеорологии Госкомгидромета СССР, г. Обнинск
Физико-технический институт АН ТуркмССР, г. Ашхабад

Поступила в редакцию
14 марта 1991 г.

M. Begkhanov, O. Kurbanmuradov, V.N. Lebedinets. **Semi-Empirical Models of the Upper Atmospheric Aerosol, Part 3. Coagulation Model.**

A detailed physical grounding for the problem on calculating the equilibrium concentration of aerosols incoming to the atmosphere from space is presented for the altitude range from 30 to 110 km. The flux of micrometeorites with mass m from 10^{-17} to 10^{-8} g is set, in the analysis, at the maximum altitude 110 km, while the source of meteorite substance vapor is assumed to have a Gaussian distribution over height with the maximum at $z_0 = 95$ km and standard deviation ± 5 km. The sink of space aerosol is assumed to be in the Yunge layer at $z_{\min} = 20$ km. The inflow of the space meteorite substance was taken to be 45 tons a day.

As the calculations have shown the condensation of meteorite substance vapors takes place at altitudes 80 to 100 km. At altitudes below 50 km there occurs an intense formation of aerosol particles with the mass about 10^{-18} g due to coagulation process. As a result there takes place a rapid increase with the height decrease of the atmospheric turbidity (the ratio $S = \sigma_a/\sigma_m$) since such aerosol particles are optimally active in the light scattering process. Further growth of aerosol particles results in an increased rate of sedimentation that decreases the value S at altitudes below 30 km. This mechanism is firstly suggested for explanation of the origin of the light scattering aerosol layer in the upper stratosphere earlier detected in twilight observations [8, 11, 13, 14, 21].