

П.К. Куценогий

Модель сезонной изменчивости суточного цикла массовой концентрации субмикронной фракции континентального атмосферного аэрозоля удаленных территорий

Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск

Поступила в редакцию 27.11.2001 г.

Предложена полуэмпирическая модель для описания сезонной изменчивости суточного цикла массовой концентрации аккумуляционной моды континентального атмосферного аэрозоля удаленных территорий. Приведены экспериментальные данные синхронных измерений этого цикла в зимний и летний периоды в двух пунктах наблюдений в Новосибирской области, отстоящих друг от друга на 450 км. Они показали, что обнаруженные закономерности для двух пунктов наблюдения в каждый из сезонов года близки друг другу, но существенно различаются для летнего и зимнего времени года. Расчеты по теоретической модели хорошо описывают результаты полевых экспериментов.

Введение

Проблема фотохимического образования смога сформировалась как фундаментальная научная задача во второй половине прошлого столетия. Для решения этой проблемы в 50-х гг. прошлого столетия в штате Калифорния (США) были начаты комплексные широкомасштабные исследования по химии и физике атмосферы [1]. К концу 70-х гг. было накоплено большое количество экспериментальных данных по спектру размеров и химическому составу атмосферных аэрозолей (АА) этого региона. В результате обобщения полученных данных о микрофизических параметрах АА была предложена обобщенная эмпирическая зависимость спектра размеров АА в широком диапазоне – от 10^{-3} до 10^2 мкм [2, 3].

Изучение химического состава АА различного размера позволило сформулировать и представления об основных источниках и механизмах образования и трансформации микрофизических характеристик АА, определяющих их изменчивость. Совокупность этих результатов достаточно четко определяла принципиальное отличие двух размерных фракций: субмикронной ($d < 1$ мкм) и грубодисперсной ($d > 1$ мкм). Основной вклад в субмикронную фракцию вносят аэрозольные частицы, образующиеся в результате фотохимической конверсии газ – дисперсная фаза. Теперь становится ясным, что для решения проблемы возникновения фотохимического смога антропогенного и природного происхождения необходимо изучение закономерностей временной изменчивости микрофизических характеристик (дисперсного состава и концентрации) именно субмикронной фракции АА и химического состава малых газообразных примесей, предшественников возникновения дисперсной фазы [5, 5а, 13–15].

Однако динамика трансформации спектра размеров субмикронной фракции АА многостадийна и сложна, поэтому исследования этих закономерностей интенсивно продолжаются [5, 5а]. Другие актуальные проблемы физики атмосферы связаны с изучением роли субмикронной фракции АА при образовании облаков и туманов и оценке ее влияния на оптическую погоду и климат [16–32].

Данные о дисперсном составе субмикронных частиц, определяющих разнообразные типы оптической погоды, были получены при измерении различных оптических характеристик. Важным результатом этих исследований стала модель кинетически обусловленных параметров аккумуляционной моды АА в стационарных условиях [17, 33, 34].

Теория полуэмпирическая, и в ее основе лежат экспериментальные данные измерения оптических характеристик атмосферных аэрозолей. Поэтому корректные количественные данные о дисперсном составе АА можно получить только для аккумуляционной моды субмикронной фракции ($d > 0,1$ мкм). Для более мелких частиц ($d < 0,1$ мкм) теория позволяет получить качественные оценки. Поэтому сведения о кинетике образования нуклеационной (микродисперсной) фракции носят качественный характер и, как правило, для объяснения спектральных зависимостей привлекается информация о химическом составе атмосферных аэрозолей [35–39], а также данные по изменению оптических характеристик аэрозолей при температурном воздействии (изменении относительной влажности) на атмосферный аэрозоль. С помощью этой методики были измерены временные изменения параметров субмикронных аэрозолей. Данная работа является продолжением ранее выполненных автором этой статьи экспериментальных и теоретических исследований,

направленных на построение динамической модели образования и трансформации спектра размеров субмикронной фракции АА [4, 6–8]. Прежде всего, это результаты теоретических и экспериментальных исследований динамики суточных изменений характеристик (счетной концентрации и дисперсного состава – спектра размеров аэрозольных частиц) субмикронной фракции атмосферных аэрозолей Сибири.

Измерения дисперсного состава АА в диапазоне от 10^{-3} до 100 мкм в двух пунктах Сибирского региона (Новосибирской области и в районе оз. Байкал) показали, что форма распределения частиц по размерам в обоих районах (рис. 1, а) практически одинакова [4]. Так как расстояние между пунктами наблюдения около 1300 км, то это означает, что формирование спектра размеров АА в Сибири определяется процессами глобального масштаба. Экспериментально измеренный спектр имеет трехмодовое распределение, которое, по классификации Whitby [3], соответствует атмосферным аэрозолям удаленных континентальных территорий.

Субмикронная фракция АА удаленных континентальных территорий в летний период в основном образуется в результате фотохимической конверсии газ – дисперсная фаза химически активных газообразных предшественников [5, 5а]. Изучение динамики суточной вариации спектра размеров и концентрации субмикронной фракции АА в Сибири подтверждает это предположение результатами экспериментальных исследований [4, 6]. Специфической особенностью суточной динамики изменения счетной концентрации АА (кривая 2 на рис. 1, б) является существование двух пиков. Один – в утреннее, а другой – в вечернее время. Так как скорость конверсии газ – частица пропорциональна интенсивности солнечного излучения и концентрации газообразных предшественников, то при теоретическом описании экспериментальных данных это необходимо учитывать, наряду с учетом динамики суточного изменения высоты пограничного слоя атмосферы. Последний процесс влияет как на временное изменение концентрации химически активных газовых примесей, так и на концентрацию вновь образующихся аэрозольных частиц.

Результаты расчетов суточного цикла счетной концентрации субмикронной фракции АА по модели, развиваемой в [4, 6, 8], показаны на рис. 1, б. Механизм фотохимического образования субмикронной фракции АА из газообразных предшественников подтверждается также экспериментальными данными по динамике суточного изменения спектра размеров субмикронных частиц (рис. 1, в) и данными, полученными в смоговой камере [4, 6]. Так, в частности, в период утреннего максимума счетной концентрации АА (см. рис. 1, б, кривая 2) спектр размеров субмикронных частиц бимодален. Первый максимум расположен в области ~ 10 нм по радиусу, второй – вблизи ~ 100 нм (см. рис. 1, в, кривая 1). Днем наблюдается достаточно широкое одномодальное распределение по размерам частиц (см. рис. 1, в, кривая 2), ночью – более узкий одномодальный спектр размеров (см. рис. 1, в, кривая 3).

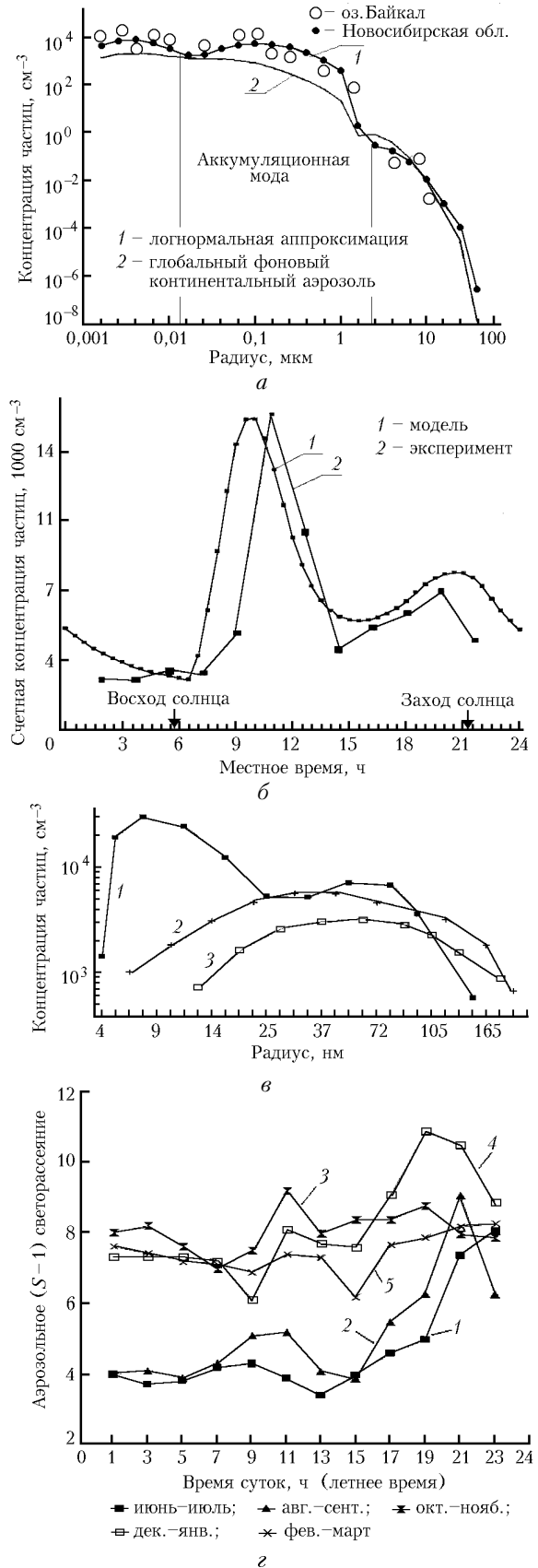


Рис. 1. Динамика суточного и сезонного изменения дисперсного состава и концентрации субмикронной фракции атмосферного аэрозоля

Эти особенности суточной изменчивости спектра размеров указывают на существенное влияние коагуляции частиц на закономерности временной эволюции распределения частиц АА по размерам в суточном цикле. Аккумуляционная мода (0,1–1 мкм) – наиболее долгоживущая размерная фракция АА и ее характеристики наиболее стабильны во времени. Поэтому для изучения медленных изменений массовой концентрации в сезонных циклах атмосферных процессов предпочтительно использовать довольно чувствительный и специфический метод измерения.

Одним из достаточно простых методов, позволяющих изучать динамику временного изменения массовой концентрации аккумуляционной моды, является нефелометрия. Ранее эта методика уже использовалась при изучении суточной динамики в других регионах [40–44]. В этих экспериментах также отмечалось разнообразие форм суточного цикла массовой концентрации субмикронной фракции АА в зависимости от типа погоды, сезона, а также места проведения наблюдений (фоновая территория, городская и пригородная зоны). Для объяснения дневного минимума высказана гипотеза о роли конвективного перемешивания в пограничном слое атмосферы. Однако кроме качественной интерпретации наблюдаемых закономерностей не было предложено теоретических моделей, описывающих специфические особенности динамики суточной изменчивости (величина и времена появления экстремумов на экспериментальной кривой, а также зависимость этих особенностей суточной динамики от внешних условий).

Как уже отмечалось выше, автором ранее была предложена динамическая модель для описания суточного изменения счетной концентрации и спектра размеров субмикронной фракции АА [4, 6, 8]. Это стало возможным благодаря тому, что динамика изменения счетной концентрации и спектра размеров субмикронной фракции АА в суточном цикле определяется закономерностями поведения нуклеационной моды ($d < 0,1$ мкм). Массовая концентрация АА континентальных аэрозолей удаленных территорий, как это следует из модели Whitby, определяется характеристиками не только аккумуляционной, но и грубодисперсной моды. Для АА Сибири экспериментально показано, что в летний период грубодисперсная фракция определяет до 85% полной массовой концентрации [45]. На субмикронную фракцию приходится около 15%. В зимний период из-за снижения эмиссии почвенно-эрозийной компоненты доля массовой концентрации грубодисперсной фракции уменьшается [45]. Однако из-за глобальных переносов воздушных масс незначительная примесь субмикронных частиц почвенно-эрозийной природы также может участвовать в формировании аккумуляционной фракции АА континентальных территорий. Оценить это позволяют только данные по химическому составу аккумуляционной фракции АА (см. [46]).

Для предлагаемой в настоящей статье модели такие детальные представления не учитываются, так как специфические особенности нуклеационной и аккумуля-

ционной мод моделируются их временем жизни. У нуклеационной оно много меньше суток, а у аккумуляционной значительно их превышает [47], что позволяет выявить особенности поведения массовой концентрации аккумуляционной моды в суточном цикле как малые отклонения от среднесуточного значения. Физические процессы, приводящие к временному изменению массовой концентрации, состоят в том, что счетная концентрация аккумуляционной моды считается постоянной (это следует из предыдущей модели автора), а массовая концентрация изменяется за счет фотохимической конверсии газообразных предшественников, которые увеличивают счетную концентрацию нуклеационной моды. Затем в результате коагуляции мелкие частицы «перетекают» в аккумуляционную моду.

Экспериментальные результаты

Как показано в [7], основное светорассеяние АА Сибири связано с частицами в области радиусов 0,1–0,3 мкм. В этом диапазоне чувствительность нефелометра типа ФАН-А изменяется как функция r^3 [7]. Данная зависимость была получена при расчетах светорассеяния частиц различных размеров по теории Ми [10] с учетом экспериментально измеренного дисперсного состава АА, характеристик освещенности в счетном объеме нефелометра ФАН-А, спектральной чувствительности фотоумножителя. Это означает, что суммарное светорассеяние АА пропорционально массовой концентрации аккумуляционной моды АА или массовой концентрации субмикронных частиц.

Для аэрозольного светорассеяния ($S - 1$), измеряемого с помощью нефелометра ФАН-А, можно вычислить коэффициент пропорциональности массовой концентрации субмикронной фракции M_{sub} [10]:

$$M_{\text{sub}} = 2,6(S - 1), \quad (1)$$

где размерность M_{sub} в мкг/м³ при плотности вещества аэрозольных частиц 1 г/см³; S – отношение суммарного светорассеяния к молекулярному.

Соотношение (1) получено из результатов определения спектра размеров АА в Сибири. Ранее аналогичное соотношение было получено из экспериментальных данных при измерении индикатрисы рассеяния АА приземного слоя атмосферы [48].

На рис. 1, *з* приведены результаты экспериментального определения сезонных изменений в суточном цикле светорассеяния субмикронной фракции АА в Новосибирском академгородке. Зимой (рис. 1, *з*, кривая 4), когда интенсивность солнечной радиации и ее продолжительность минимальны, суточные пики светорассеяния, которые пропорциональны массовой концентрации аккумуляционной моды, менее контрастны и длительность между ними наименьшая. В теплое время года (см. рис. 1, *з*, кривая 2) аэрозольное светорассеяние ниже по сравнению с зимним уровнем. Это можно объяснить тем, что зимой высота пограничного слоя ниже, чем летом, а интенсивность

промышленных выбросов химически активных газов и аэрозольных частиц выше.

Данные по одновременному измерению интенсивности аэрозольного светорассеяния в различных пунктах наблюдения (п. Ключи и п. Чаны), удаленных друг от друга на 450 км, в зимний и летний периоды приведены на рис. 2. Из этого рисунка видны две специфические особенности. Первая состоит в том, что

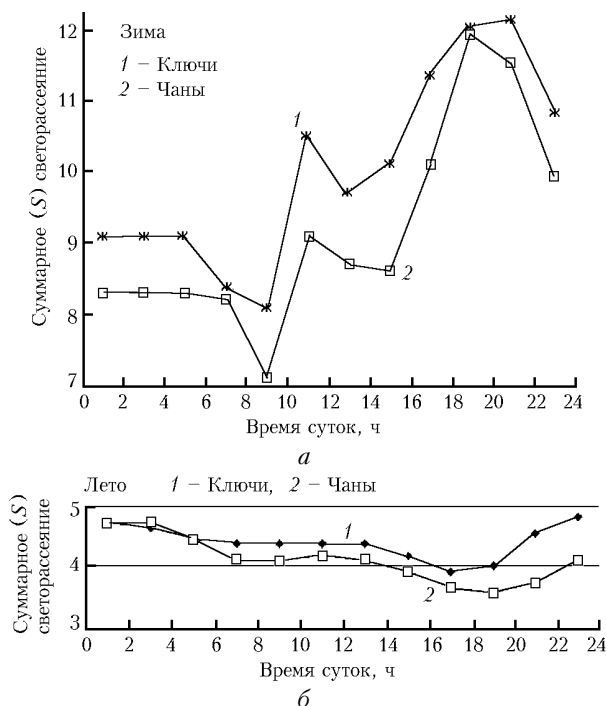


Рис. 2. Усредненный за месяц суточный ход светорассеяния, измеренный зимой (а) и летом (б) в Новосибирской области

в любой из сезонов суточные циклы в обоих пунктах очень схожи друг с другом, а вторая в том, что формы суточного цикла изменения светорассеяния летом и зимой существенно различны.

Теоретическая модель

Предположим, что субмикронная фракция атмосферных аэрозолей представляет собой смесь двух монодисперсных фракций аэрозолей. В этом случае суммарная счетная концентрация N будет суммой счетных концентраций индивидуальных фракций

$$N = N_1 + N_2, \quad (2)$$

где N_1 и N_2 – счетные концентрации нуклеационной и аккумуляционной мод соответственно.

Время жизни второй моды около 10 сут, и эти частицы однородно распределены в пределах пограничного слоя атмосферы. Время жизни мелких частиц из нуклеационной моды зависит от скорости коагуляции с более крупными частицами и переносом из пограничного слоя атмосферы (ПСА) [6]:

$$\frac{dN_1}{dt} = -k_{\text{коаг}} N_1 N_2 = -\frac{1}{\tau_1} N_1. \quad (3)$$

Из [11] константа коагуляции $k_{\text{коаг}}$ между частицами радиусом 23 и 160 нм равна $5 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{с}$. По экспериментальным данным [4, 6] счетная концентрация аккумуляционной моды составляет 2000 см^{-3} . В итоге τ_1 равно примерно 3 ч. Время переноса аэрозольных частиц из ПСА летом – около 3 ч. Так как массовая концентрация субмикронной фракции АА пропорциональна суммарному светорассеянию (σ), то можем записать следующее соотношение:

$$\sigma = \sigma_1 + (\sigma_0 + \sigma_2), \quad (4)$$

где σ_1 – светорассеяние от нуклеационной моды; σ_0 – постоянная составляющая светорассеяния света аккумуляционной фракции; σ_2 – дополнительная часть, возникающая в результате коагуляции мелких и крупных субмикронных частиц. Временное изменение светорассеяния каждой из двух мод представим в виде

$$\frac{d\sigma_1}{dt} = -\frac{1}{\tau_1} \sigma_1; \quad \frac{d\sigma_2}{dt} = +K_M \frac{1}{\tau_1} \sigma_1; \quad (5)$$

$$K_M = -\frac{d\sigma_2}{d\sigma_1} = +\left(\frac{d\sigma_2}{dM_2}\right) / \left(\frac{d\sigma_1}{dM_1}\right). \quad (6)$$

Из закона сохранения масс $-dM_2/dM_1 = 1$, где M_1 – массовая нуклеационная мода, M_2 – аккумуляционная.

Теоретические расчеты [7] показали, что функция $\sigma(r)$ может быть аппроксимирована следующим соотношением:

$$\sigma = \sigma_0 \frac{1 + (r/R)^{1.5}}{1 + (R/r)^6}. \quad (7)$$

В (7) $R = 160$ нм. Используя (6) и (7), при $r = 23$ нм получим $K_M = 84$. Этот результат показывает, что при коагуляции мелких частиц с более крупными необходимо учитывать увеличение светорассеяния крупными частицами. Поэтому представим $d\sigma/dt$ в следующем виде:

$$\frac{d\sigma}{dt} = C_0 f(t + T) - \frac{\sigma - \sigma_0}{\tau_2} Z(t), \quad (8)$$

где $1/\tau_2$ – амплитуда скорости вертикального переноса в суточном цикле, равная $0,3 \text{ ч}^{-1}$; $Z(t)$ – скорость вертикального суточного массообмена; C_0 – параметр, который подбирается по величине амплитуды суточных колебаний интенсивности аэрозольного светорассеяния; T – время перекачки нуклеационной моды в аккумуляционную. Из экспериментальных данных [12] можно определить все параметры, необходимые для решения уравнения (8).

Зима

$$T \sim 1 \text{ ч}, \quad f(t) = \begin{cases} 0, & \text{если } 0 \leq t \leq 9; 17 \leq t \leq 24, \\ \sin\left[\frac{\pi}{8}(t-6)\right], & \text{если } 9 \leq t \leq 17; \end{cases} \quad (9)$$

$$Z(t) = 1, \quad (10)$$

так как в зимний сезон коэффициент турбулентной диффузии в течение дня практически не изменяется. В зимний период в течение суток практически постоянна и близка к 100% относительная влажность воздуха. Поэтому в этот сезон можно не учитывать влияние относительной влажности на изменчивость аэрозольного светорассеяния.

Лето

$$T \sim 2 \text{ ч}, \quad f(t) = \begin{cases} 0, & \text{если } 0 \leq t \leq 6; 22 \leq t \leq 24, \\ \sin\left[\frac{\pi}{16}(t-6)\right], & \text{если } 6 \leq t \leq 22; \end{cases} \quad (11)$$

$$Z(t) = 1,2 + \sin\left[\frac{\pi}{2}(t-1) + \frac{3}{2}\pi\right] \quad (12)$$

(см. [12, рис. 32]). В летний период необходимо учесть и суточные изменения относительной влажности (f_{RH}):

$$\sigma = \sigma_0 [1 - f_{RH}(t)]^{-0,5}; \quad (13)$$

$$f_{RH}(t) = \begin{cases} 0,75, & \text{если } 0 \leq t \leq 6, \\ 0,75 - 0,25 \sin\left[\frac{\pi}{18}(t-6)\right], & \text{если } 6 \leq t \leq 24. \end{cases} \quad (14)$$

Рис. 3 показывает результаты теоретических расчетов в рамках предложенной модели. Расчетные зависимости, полученные численным решением уравнения (8), отмечены кривыми 1. Для сравнения приведены также и экспериментальные данные (кривые 2).

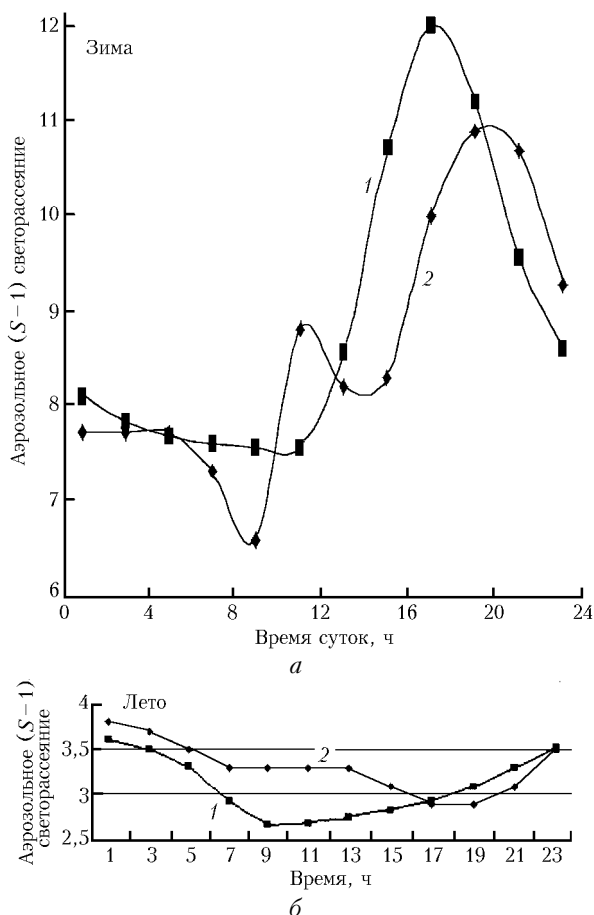


Рис. 3. Динамика изменения суточного светорассеяния зимой и летом: 1 – расчет, 2 – эксперимент

Из сравнения теоретических расчетов и результатов измерений видно, что предложенная модель хорошо описывает особенности суточной изменчивости

массовой концентрации субмикронной фракции АА в разное время года (появление максимумов и минимумов, их сезонная изменчивость, интенсивность этих экстремумов, времена их появления).

Выводы

Для описания сезонных изменений массовой концентрации субмикронной фракции АА предложена модель, в которой учитываются фотохимическое образование частиц, коагуляция образующихся частиц, суточная динамика изменения высоты пограничного слоя атмосферы и относительной влажности воздуха.

Сравнение результатов расчетов по предложенной модели с экспериментальными данными показало, что она позволяет описать появление максимумов и минимумов массовой концентрации аккумуляционной моды АА, времени их появления и величины экстремумов, а также сезонной изменчивости этих основных характеристик суточного цикла.

Предложенная модель основывается на четко определенных физико-химических процессах. Параметры, описывающие динамику этих процессов, заданы функционально. Они могут быть либо измерены экспериментально, либо рассчитаны теоретически, что позволяет использовать эту модель для изучения закономерностей суточной динамики характеристик субмикронной фракции АА в других условиях и дальнейшего совершенствования и развития самой модели.

1. Hidy G.M. Charactering atmospheric aerosols in California // History of Aerosol Science 2000 / Eds. by Othmar Preining and E. James Davis. Wien: Verlag der österreichischen Akademie der Wissenschaften, 2000. P. 89–115.
2. Whitby K.T., Cantrell B. // Fine particles. Institute of Electrical and Electronic Engineers Las Vegas, N.Y. 1976. 585 p.
3. Whitby K.T. The physical characteristics of sulfur aerosols // Atmos. Environ. 1978. V. 12. N 12. P. 135–159.
4. Koutsenogii P. Measurements of remote continental aerosol in Siberia: Ph. D. Dissertation Johannes-Gutenberg Universität in Mainz. 1992. 106 p.
5. Scienfeld J.H. Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution. J. Wiley & Sons, 1986. 738 p.
- 5a. Scienfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. Wiley Int., 1998. 1327 p.
6. Koutsenogii P., Jaenicke R. Number concentration and size distribution of atmospheric aerosol in Siberia // J. Aerosol. Sci. 1995. V. 25. P. 377–383.
7. Куценогий П.К., Буфетов Н.С., Киров Е.И., Шуйский С.И. Динамика суточных и сезонных циклов аэрозолеобразования в атмосфере по измерениям в Новосибирской области // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8. № 9. С. 1355–1365.
8. Куценогий П.К., Левыкин А.И., Сабельфельд К.К. Численное моделирование суточного цикла спектра размеров субмикронных атмосферных аэрозолей // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. № 5. С. 540–542.
9. Bohren C.F., Huffman D.R. Absorption and Scattering of Light by Small Particles. John Wiley. N.Y. 1983. 659 p.
10. Koutsenogii P. Aerosol measurements in Siberia // Atmos. Res. 1997. V. 44. N 1–2. P. 167–173.
11. Walter H. Coagulation and size distribution of condensation aerosols // J. Aerosol. Sci. 1973. N 4. P. 1–15.

12. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 253 с.
13. Химия нижней атмосферы / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
14. Гетерогенная химия атмосферы: Пер. с англ. / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 494 с.
15. Исидоров В.А. Органическая химия атмосферы. СПб.: Химия, 1992. 287 с.
16. Иевлев Л.С., Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 359 с.
17. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.
18. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 196 с.
19. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптические модели атмосферного аэрозоля. Томск, 1986. 294 с.
20. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалазов Ю.А., Веренищев В.В., Ужеев В.Н., Фадеев В.Я. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
21. Зуев В.Е., Белая Б.Д., Задде Г.О. Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 191 с.
22. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
23. Грабовский В.И. Атмосферные ядра конденсации. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 221 с.
24. Селезнева Е.А. Атмосферные аэрозоли. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 174 с.
25. Петренчук О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 264 с.
26. Götz G., Mészáros E., Vali G. Atmospheric particles and Nuclei. Budapest: Akadémiai Kiado, 1991. 277 p.
27. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 541 с.
28. Кондратьев К.Я., Поздняков Л.Д. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
29. Аэрозоль и климат (Первый глобальный эксперимент ПИГАП). Т. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 166 с.
30. Полярный аэрозоль, протяженная облачность и радиация (Первый глобальный эксперимент ПИГАП). Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 152 с.
31. Лактионов А.Г. Изменение размеров и концентрации капель в процессе рассеяния тумана // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1967. Т. 3. № 5. С. 566–569.
32. Лактионов А.Г. Определение концентрации облачных ядер конденсации // Докл. АН СССР. 1966. Т. 165. № 6.
33. Розенберг Г.В. Возникновение и развитие атмосферного аэрозоля – кинетически обусловленные параметры // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1983. Т. 19. № 1. С. 21–35.
34. Розенберг Г.В. Кинетическая модель обезвоженного тонкодисперсного аэрозоля тропосферы // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1983. Т. 19. № 3. С. 241–254.
35. Розенберг Г.В., Любовцева Ю.С., Горчаков Г.И. Фоновый аэрозоль Абастумани (предварительные итоги АФАЭкс-78) // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 8. С. 822–839.
36. Шонаускас К., Гедрайтис Б.И., Гиргждис А.И., Гиргждене Р.В., Линкайтите Э.Ю., Шонаускене Д.А. О химической природе атмосферных примесей в районе Абастумани // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 8. С. 813–821.
37. Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля / Под ред. В.Д. Степаненко. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 120 с.
38. Любовцева Ю.С., Юдин Н.И. О природе летучей и нелетучей составляющей субмикронного природного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 7. С. 732–737.
39. Любовцева Ю.С., Яскович Л.Г. Аэрозольное поглощение в области спектра 0,25–0,8 мкм // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 9. С. 922–932.
40. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Исаков А.А., Свириденков М.А., Сидоров В.Н. Матрица рассеяния света атмосферным воздухом в фоновых условиях // Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 73–79.
41. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Исаков А.А., Свириденков М.А., Сидоров В.Н. Временной ход оптических и микрофизических характеристик субмикронной фракции приземного аэрозоля по данным АФАЭкс-79 // Комплексный советско-американский эксперимент по исследованию фонового аэрозоля. Л.: Гидрометеиздат, 1986. С. 80–91.
42. Емиленко А.С., Сидоров В.Н. Синхронные измерения концентрации субмикронного аэрозоля в Москве и Подмоскowie // Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. Ч. II. М., 1992. С. 93–104 (Препринт № 9 / ИФА РАН).
43. Сидоров В.Н. Вариации содержания субмикронного аэрозоля в приземном слое (Подмосковье, 1991) // Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. Ч. II. М., 1992. С. 105–115 (Препринт № 9 / ИФА РАН).
44. Сидоров В.Н., Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. Суточный ход оптических и микрофизических характеристик приземного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1984. Т. 20. № 12. С. 1156–1164.
45. Куценогий К.П., Куценогий П.К. Аэрозоли Сибири. Итоги семилетних исследований // Сиб. экол. ж. 2000. № 1. С. 11–20.
46. Koutsenogii P.K., Boufeto N.S., Smirnova A.I., Koutsenogii K.P. Elemental composition of atmospheric aerosols in Siberia // Nucl. Instrum. and Meth. in Phys. Res. A. 1998. V. 405. P. 546–549.
47. Jaenicke R. Aerosol physics and chemistry // Landolt-Börnstein. Numerical Data and Function Relationships in Science and Technology. New Series / Ed. in chief: K.-H. Hellwege, O. Madelung. Group V: Geophysics and Space Research. V. 4. Meteorology. Subvolume 6. Physical and Chemical Properties of the Air / Ed.: G. Fischer. Berlin; Heidelberg; N.Y.; London; Paris; Tokyo: Springer-Verlag, 1988. P. 391–457.
48. Горчаков Г.И., Свириденков М.А. Однопараметрическая модель аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1981. Т. 17. № 1. С. 39–49.

P.K. Koutsenogii. Model of seasonal variability of diurnal cycle of mass concentration of the continental atmospheric aerosol's submicron fraction for remote territories.

A theoretical model is proposed to describe the daily cycle of variation of the accumulation mode of the atmospheric aerosol mass concentration. The experimental data on the daily cycle at two sites in the Novosibirsk Region separated by 450 km are presented. The calculation using the theoretical model has shown that the results are in good agreement with experimental dates.