

О среднедисперсной фракции частиц приземного аэрозоля в переходный период «зима—весна»

В.В. Польшкин, М.В. Панченко, В.Н. Ужегов,
Вас.В. Польшкин, С.А. Терпугова*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 26.03.2014 г.

Рассматривается изменчивость среднедисперсной фракции частиц радиусами $r = 0,3–0,6$ мкм приземного аэрозоля в переходный зимне-весенний период в экспериментах, проводившихся на аэрозольной станции лаборатории оптики аэрозоля Института оптики атмосферы СО РАН в 2009–2013 гг. Анализируются временной ход коэффициента аэрозольного ослабления для спектрального диапазона $0,50–3,9$ мкм, полученного на горизонтальной приземной трассе, и функции распределения частиц по размерам в диапазоне $r = 0,2–5,0$ мкм, измеренной с помощью фотоэлектрического счетчика ПКГТА на одном конце трассы. Исследуется взаимосвязь вариаций концентраций частиц среднедисперсного диапазона и конденсационной активности субмикронного аэрозоля. Сравняются экспериментальные спектральные коэффициенты ослабления и расчетные, полученные по теории Ми для аппроксимированных распределений по размерам.

Ключевые слова: среднедисперсная фракция аэрозоля, спектральный коэффициент аэрозольного рассеяния, конденсационная активность; medium size aerosol, spectral aerosol scattering, condensation activity.

Введение

Являясь одной из наиболее изменчивых составляющих земной атмосферы, аэрозоль играет значительную роль в радиационном балансе Земли. Надежность экспериментальных данных об оптических и микрофизических свойствах аэрозоля во многом определяет адекватность радиационных расчетов.

Преобладающее число частиц атмосферного аэрозоля, определяющих его оптические и радиационные свойства в видимой части спектра, сосредоточено в субмикронной области. Среднедисперсная фракция частиц (по классификации Юнга), находящаяся в правой части субмикронного распределения радиусами $r = 0,2 \div 1$ мкм, наиболее чувствительна к изменениям свойств и состава атмосферы [1, 2].

Важность среднедисперсного диапазона атмосферного аэрозоля как отдельной фракции частиц отмечается в современных экспериментальных исследованиях [3–6]. В [3] эта фракция обнаруживается при восстановлении функции распределения аэрозольных частиц по размерам на основе данных лидарного зондирования и фотометрических измерений атмосферы в переходной зоне «материк—океан», фотометрических измерений, выполненных во время

морских экспедиций в акватории Японского моря, и измерений спектральной прозрачности атмосферы в континентальных районах Приморского края. Авторы [4–6] объясняют аномальное поведение аэрозольной оптической толщи (АОТ) в видимой длинноволновой части спектра наличием в функции распределения по размерам фракции частиц $r = 0,3–0,7$ мкм.

Целью настоящей работы является исследование условий проявления среднедисперсной фракции в спектре размеров, полученных с помощью фотоэлектрического счетчика, и в спектральной зависимости коэффициента аэрозольного ослабления, измеренного на горизонтальной приземной трассе. Подробно рассматривается поведение фракции для конкретных весенних эпизодов 2009–2013 гг., наблюдавшихся на аэрозольной станции лаборатории оптики аэрозоля (ЛОА) Института оптики атмосферы (ИОА) СО РАН (<http://aerosol.iao.ru/>) в переходный период «зима—весна».

На основе данных о дисперсном составе аэрозоля получены аппроксимированные функции распределения объемов частиц dV/dr . По ним с применением теории Ми рассчитывались спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления. Аппроксимированные функции распределения dV/dr представлялись в виде суммы трех логарифмически нормальных распределений, параметры которых в дальнейшем подгонялись «библиотечным» способом для максимально точного соответствия рассчитанных спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления экспериментальным.

* Виктор Викторович Польшкин (victor@iao.ru); Михаил Васильевич Панченко (rmv@iao.ru); Виктор Николаевич Ужегов (uzhegov@iao); Василий Викторович Польшкин (pv@iao.ru); Светлана Александровна Терпугова (swet@iao.ru).

Исследуется взаимосвязь степени конденсационной активности субмикронного аэрозоля со степенью выраженности среднedisперсной фракции на фоне субмикронной и грубодисперсной.

1. Аппаратура и методы

Измерения спектрального пропускания $T(\lambda)$ приземного слоя атмосферы проводились с помощью автоматизированного многоволнового трассового фотометра [7]. Приемопередающая аппаратура комплекса располагалась в помещении на 4-м этаже главного корпуса ИОА на высоте 12 м от уровня земной поверхности. Прожекторный луч направлялся в атмосферу через окно, которое при отрицательных температурах закрывалось лавсановой пленкой с известным спектральным пропусканием. На расстоянии 500 м на крыше 12-этажного здания на высоте 40 м располагался зеркальный отражатель типа катафот, снабженный системой постоянного подогрева. Общая длина оптической трассы составила 1000 м. Измерения сигналов, пропорциональных спектральной прозрачности, осуществлялись автоматически круглосуточно (один раз в час, с получасовым усреднением) в 10 дискретных точках спектрального диапазона длин волн $\lambda = 0,50 \div 3,9$ мкм. С использованием оригинального алгоритма [7, 8] определялись коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$. Случайная погрешность $\delta\beta_a(\lambda)$ единичного измерения для коэффициентов аэрозольного ослабления при измерениях в апреле 2013 г. не превышала $0,02 \text{ км}^{-1}$.

Счетная концентрация частиц измерялась с помощью полностью автоматизированного фотоэлектрического счетчика частиц ПКГТА-01-0.3, аналогичного счетчику, описанному в [9]. Счетчик находился на одном конце трассы фотометра и располагался на аэрозольной станции ЛОА на уровне около 8 м от поверхности земли. Диапазон диаметров исследуемых размеров частиц $d = 0,4 \div 10$ мкм. Фотоэлектрическим счетчиком измерялись общая концентрация частиц N_{A04} диаметром более 0,4 мкм и концен-

трации частиц ΔN_i в 12 поддиапазонах размеров Δd_i : 0,4–0,5; 0,5–0,6; 0,6–0,7; 0,7–0,8; 0,8–0,9; 0,9–1,0; 1,0–1,5; 1,5–2,0; 2,0–4,0; 4,0–7,0; 7,0–10,0 и более 10,0 мкм. Для этих же поддиапазонов рассчитывалась дифференциальная функция распределения частиц по объемам $\Delta V_i/\Delta r_i = 4/3\pi r_i^3 \Delta N_i/\Delta r_i$, где r_i – средний радиус частиц для каждого поддиапазона; $\Delta r_i = \Delta d_i/2$ – ширина этого поддиапазона. Измерения концентраций проводились в автоматическом мониторинговом режиме с периодичностью 1 ч и продолжительностью 10 мин. Измерения спектрального пропускания и счетных концентраций синхронизированы на начало каждого часа.

Параметр конденсационной активности γ определялся на основе изучения зависимости $\mu(45^\circ)$ от относительной влажности воздуха RH при искусственном увлажнении предварительно осушенного субмикронного аэрозоля. Полученные зависимости аппроксимировались формулой Кастена–Хенела: $\mu = \mu_0(1 - RH)^{-\gamma}$, где μ_0 – коэффициент направленного светорассеяния сухой основы аэрозоля.

2. Анализ полученных данных и результаты исследований

Во время проведения экспериментов в переходный период «зима–весна» нами были обнаружены временные участки, на которых наблюдался заметный рост концентрации частиц $r \sim 0,3\text{--}0,75$ мкм на фоне относительно стабильного изменения концентраций мелкодисперсных и грубодисперсных частиц. Типичная ситуация с такой вариацией концентраций приведена на рис. 1 для данных, полученных 1 апреля 2013 г. Видно, что рост концентраций частиц среднedisперсной фракции $r \sim 0,3\text{--}0,75$ мкм наиболее отчетливо наблюдался в 11:00, 12:00 и 21:00, не проявлялся в ночное время (2:00) и более слабо проявлялся в 16:00 ÷ 18:00.

Для анализа условий, в которых происходили такие изменения, были привлечены метеорологические данные по температуре воздуха, относительной влажности, давлению и осадкам (рис. 2).

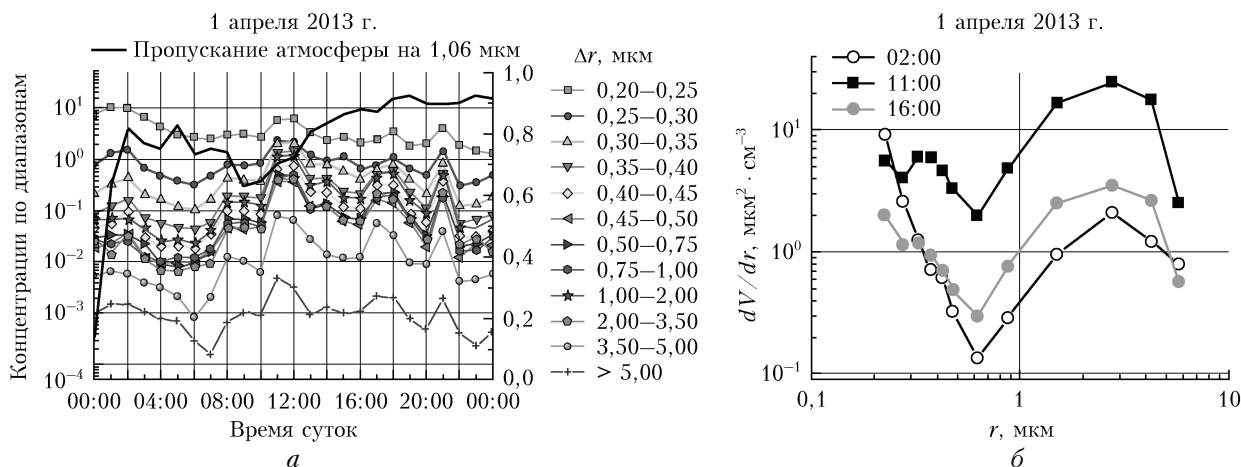


Рис. 1. Пример вариаций концентраций частиц в среднedisперсном диапазоне во временном ходе различных фракций (а). Сплошная кривая – пропускание атмосферы на 1,06 мкм, что отражает время и интенсивность осадков. Функции распределения объемов частиц dV/dr представлены на 2:00, 11:00 и 16:00 ч (б)

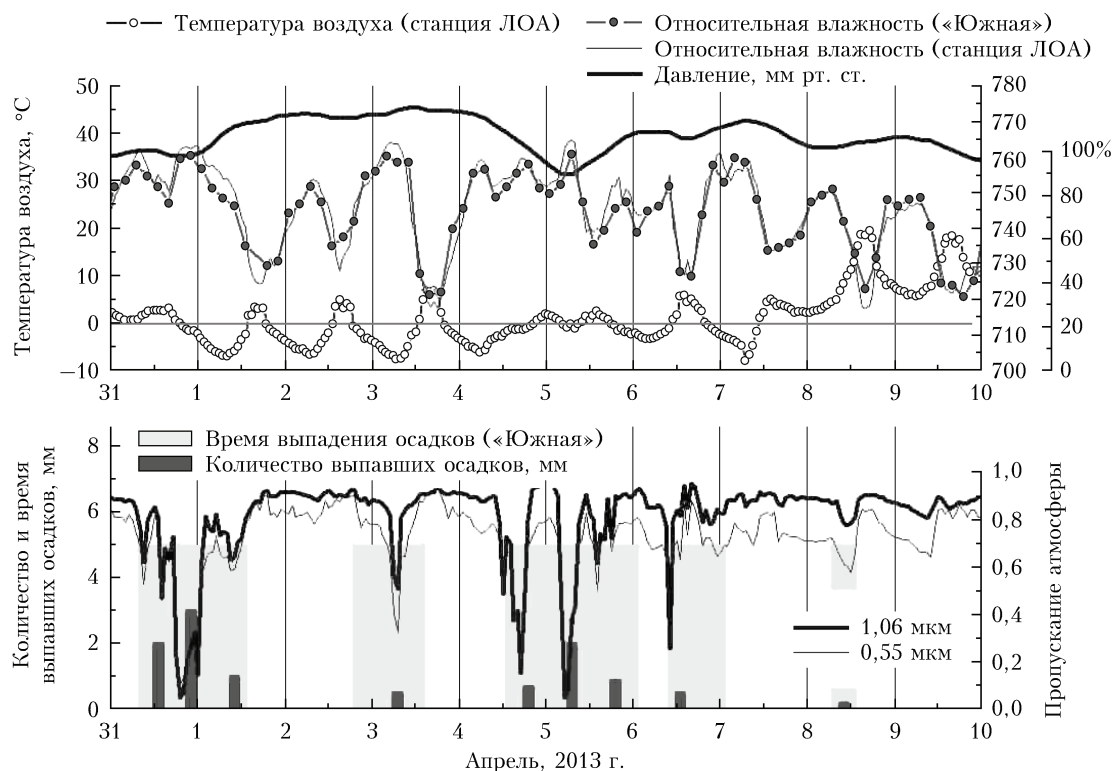


Рис. 2. Температура, давление, относительная влажность воздуха, измеренные на станции ЛОА и на метеостанции «Южная», время и количество осадков на станции «Южная». Временной ход пропускания атмосферы на длинах волн 0,55 и 1,06 мкм в конце марта и начале апреля 2013 г.

Привлекались данные, представленные на сайте погодных условий (см. http://rp5.ru/Архив_погоды_в_Томске), полученные на метеостанции «Южная-29430», а также взятые непосредственно в точке измерений. Временные периоды прохождения и интенсивность осадков, отмеченные с помощью трассового фотометра на длинах волн 0,55 и 1,06 мкм, неплохо согласуются с данными об осадках, представленными на сайте архива погодных условий, несмотря на то что расстояние от метеостанции до Института оптики атмосферы СО РАН, в здании которого находилась регистрирующая аппаратура, составляло около 5 км.

Анализ ситуаций, когда на распределении dV/dr выделяется фракция с частицами $r \sim 0,3 \div 0,6$ мкм, показал, что такие ситуации проявляются главным образом в переходном периоде «зима–весна», когда температура воздуха варьировала около 0°C , в мало меняющихся условиях погоды, как правило внутри одной воздушной массы. Такие эпизоды наблюдались в 2013 г. 1, 2, 3, 6 и 8 апреля. Подобные ситуации проявились также в 2009 г. – 20 марта – 20 апреля, в 2011-м – 20 марта – 9 апреля, в 2012-м – 8–13 марта.

Для 2013 г. все ситуации с выраженным изменением спектра размеров были выделены в отдельный массив *A* (33 цикла часовых измерений) (рис. 3). Критерием отбора была степень выраженности распределения dV/dr в диапазоне $r = 0,3 \div 0,6$ мкм. В массив *A* попадали распределения, для которых десятичный логарифм отношения dV/dr_5 (для пятого

поддиапазона $\Delta r = 0,4 \div 0,45$ мкм) к dV/dr_1 (для первого поддиапазона $\Delta r = 0,2 \div 0,25$ мкм) был больше, чем 0,1: $\log((dV/dr_5)/(dV/dr_1)) > 0,1$. Этот критерий мы обозначили как *P5*.

В массив *B* были отобраны циклы измерений, для которых выраженности в спектре dV/dr не было (53 цикла). В массив *B* попали в основном ночные измерительные циклы и циклы в сплошной облачности, когда отсутствовало действие солнечного излучения. На рис. 3 представлены средние для указанных выше отобранных ситуаций функции распределения объемов частиц по размерам.

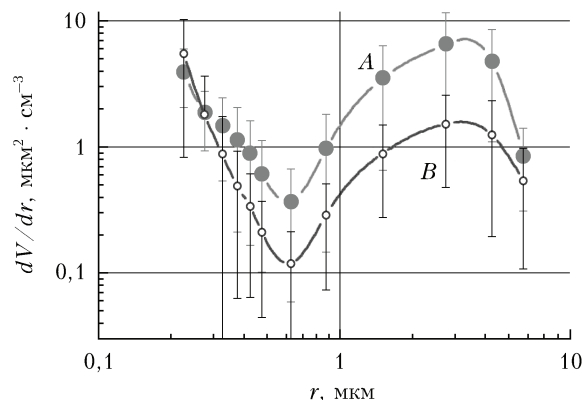


Рис. 3. Функции распределения частиц по объемам dV/dr для двух массивов данных: *A* – с выраженной ($P5 > 0,1$) и *B* – без выраженной ($P5 < 0,1$) среднедисперсной фракции ($r = 0,3 \div 0,6$ мкм)

Видно, что объемы субмикронных частиц $r < 0,3$ мкм для массивов *A* и *B* практически одинаковы. Основные отличия наблюдаются для частиц $r > 0,3$ мкм. Максимум различий объемов частиц приходится на диапазон $r = 0,4 \div 3$ мкм (в 3–4 раза).

Для массива *A* ситуации с сильным ростом dV/dr в среднedisперсном диапазоне размеров соответствуют максимальным значениям температуры воздуха в дневное время (см. рис. 2). Рост температуры воздуха приводит к усилению вертикального турбулентного переноса с подстилающей поверхности частиц размерами более 0,5–1 мкм [10]. Необходимо также учитывать, что в массив *A* иногда попадали данные, которые получены сразу после осадков (см. рис. 2), когда наиболее сильно вымываются мелкодисперсные частицы $r < 0,35$ мкм за счет диффузного осаждения аэрозоля на частицах осадков. Эффективность осаждения спадает от малых размеров частиц 0,1 мкм до частиц среднedisперсного диапазона 0,3 мкм. Грубодисперсные частицы радиусом более 0,5 мкм удаляются в осадках за счет инерционного осаждения, эффективность которого растет от среднedisперсного к грубодисперсному диапазону [2, 11]. При этом концентрация частиц мелкодисперсного и среднedisперсного диапазонов может расти за счет высокой относительной влажности воздуха. Конкуренция всех этих процессов и сформировала окончательный вид функции распределения (см. рис. 3).

Анализ данных, полученных в предыдущие годы, показал, что подобные ситуации в похожих условиях роста dV/dr в среднedisперсном диапазоне размеров частиц в переходный период «зима–весна» наблюдаются и для 2009, 2011 и 2012 гг. Для этих лет по тем же критериям, что и для 2013 г., нами были сформированы массивы *A* и *B*. Для 2009 г. массив *A* (выраженные изменения в спектре размеров частиц $r = 0,3 \div 0,6$ мкм) составил 376 часовых циклов измерений, массив *B* (все остальные) – 392 часовых цикла измерений. Для 2011 г. соответственно *A* – 112, *B* – 397 циклов. Для 2012 г. *A* – 89, *B* – 55 циклов. Осредненные значения функций распределения dV/dr для этих лет и массивов представлены на рис. 4.

Видно, что поведение объемных распределений dV/dr для массивов *A* и *B* подобно поведению их для 2013 г. (см. рис. 3). Следовательно, ситуация перестройки спектра для 2013 г. является типичной и характерной для переходного периода «зима–весна».

Принимая во внимание высокую конденсационную активность частиц среднedisперсного диапазона [12–14], мы рассмотрели зависимость параметра P_5 , отражающего степень выраженности среднedisперсной фракции, от степени конденсационной активности субмикронного аэрозоля γ , который определяет динамику изменчивости коэффициента направленного рассеяния под 45° от относительной влажности воздуха [12, 13]. Параметр γ измерялся параллельно на аэрозольной станции ЛОА один раз в сутки или несколько раз в сутки в период интенсивных измерений на протяжении около 2 нед в переходный период «зима–весна».

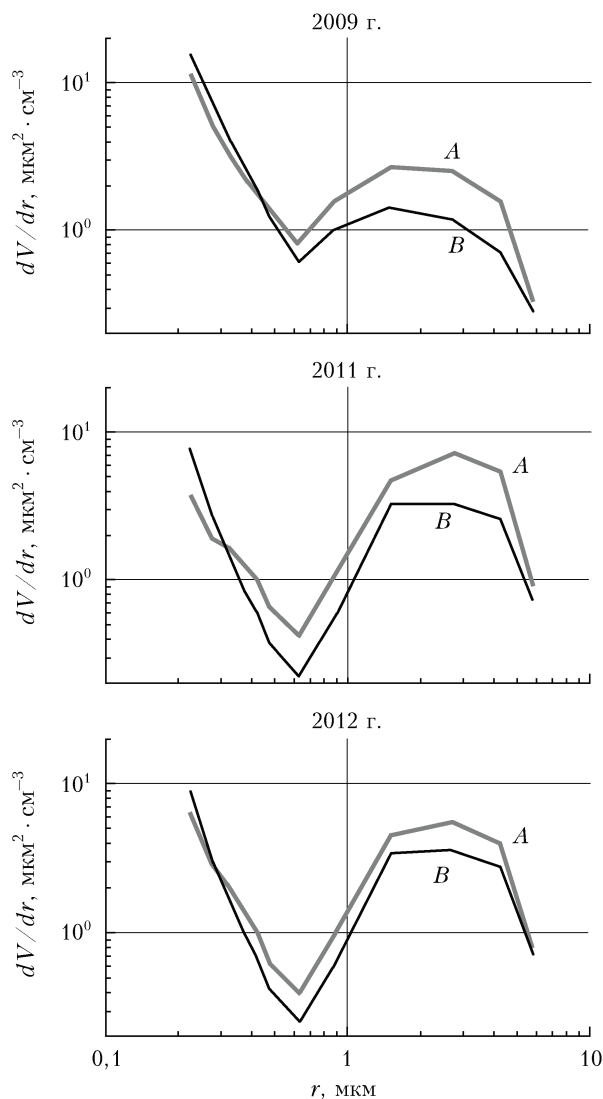


Рис. 4. Функции распределения dV/dr для массивов *A* и *B* в 2009, 2011 и 2012 гг.: *A* – с выраженной ($P_5 > 0,1$) и *B* – без выраженной ($P_5 < 0,1$) среднedisперсной фракции ($r = 0,3 \div 0,6$ мкм)

В суммарном массиве данных для выделенных временных участков различных лет в переходный период «зима–весна» явной корреляционной зависимости γ от P_5 не наблюдается. Эта зависимость отмечается только на отдельных временных отрезках, когда измерения проводились внутри одной воздушной массы в слабо меняющихся условиях погоды. Такие ситуации продолжались от нескольких до 10 дней: в 2009 г. 1–11 апреля, 2011 г. 20–29 марта, 2012 г. 4–13 марта, 2013 г. 4–6 и 8–11 апреля. Корреляция R между γ и P_5 составила 0,53 (2009); 0,7 (2011); 0,6 (2012); 0,53 и 0,71 (2013 г.) (рис. 5).

Полученные значения корреляции свидетельствуют о том, что высокие значения конденсационной активности аэрозоля соответствуют такой ситуации в атмосфере, когда в спектре частиц проявляется наиболее ярко выраженная среднedisперсная фракция частиц 0,3–0,6 мкм на фоне других частиц субмикронного и грубодисперсного диапазонов.

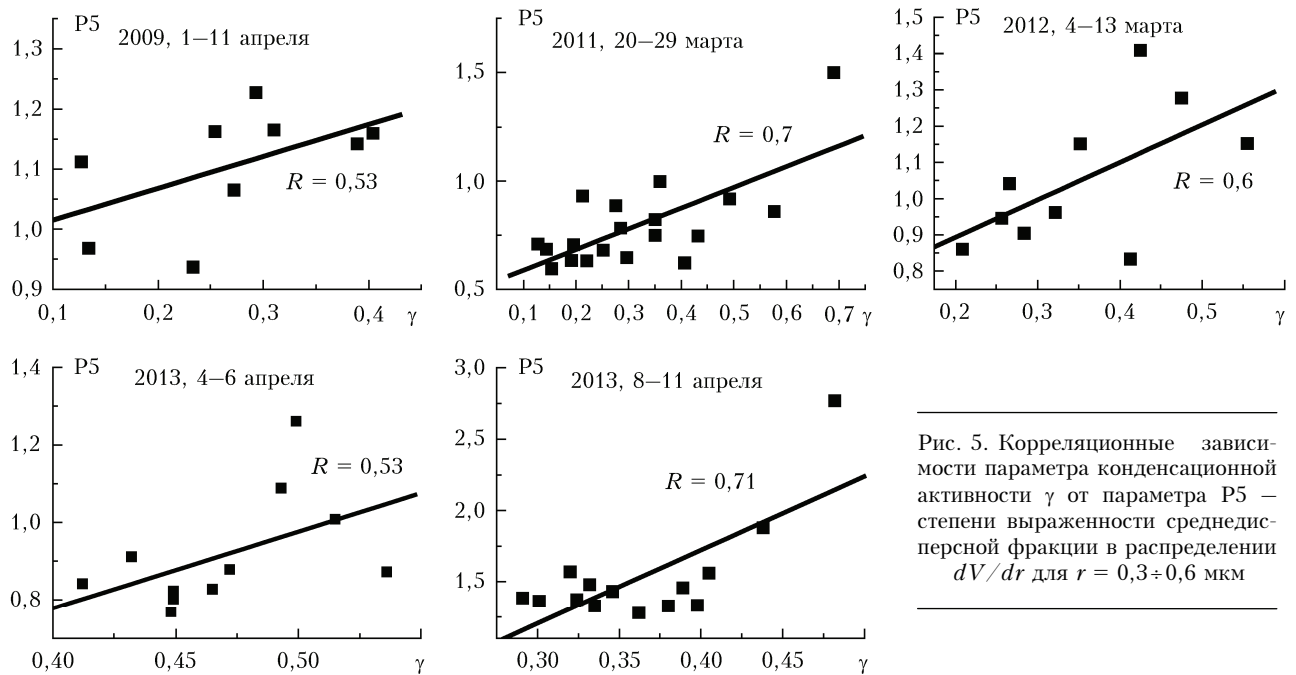


Рис. 5. Корреляционные зависимости параметра конденсационной активности γ от параметра P5 — степени выраженности среднедисперсной фракции в распределении dV/dr для $r = 0,3 \div 0,6$ мкм

Появление высоких значений концентраций в среднедисперсном диапазоне $r = 0,3 \div 0,6$ мкм отразилось и на поведении спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$. Было проведено сравнение экспериментально измеренных на протяженной трассе и расчетных по теории Ми с использованием функции распределения частиц по объемам dV/dr , измеренной в локальном объеме аэрозольным счетчиком на одном конце трассы. Для расчетов был выбран наиболее яркий эпизод 1 апреля 2013 г. на 11:00.

Функция распределения аппроксимировалась суммой трех логарифмически нормальных распределений согласно [14]. Полученные предварительные значения параметров аппроксимированной функции были использованы для расчета по теории Ми оптических характеристик, в частности спектрального хода коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$. Оптические постоянные частиц были взяты из модели Зуева—Крекова для соответствующих условий [15]. Комплексные показатели преломления для субмикронной, среднедисперсной и грубодисперсной мод $m = 1,45 - i \cdot 0,01$; $1,45 - i \cdot 0,01$ и $1,5 - i \cdot 0,01$ соответственно. Затем параметры аппроксимационной функции (дисперсия σ , модальный радиус r_m) подгонялись «библиотечным» способом так, чтобы расчетные значения $\beta_a(\lambda)$ максимально совпадали с измеренными. Результаты расчетной и измеренной $\beta_a(\lambda)$, а также экспериментально измеренная и подогнанная аппроксимационная функции распределения по объемам частиц представлены на рис. 6.

Параметры аппроксимационной функции распределения по объемам в терминах [14] составили: для субмикронной фракции — $r_m = 0,11$ мкм, логарифм дисперсии $\ln\sigma = 0,8$; для грубодисперсной $r_m = 3,5$ мкм, $\ln\sigma = 0,7$; для среднедисперсной — $r_m = 0,7$ мкм, $\ln\sigma = 0,04$. Полученная кривая неплохо согласуется с экспериментальными данными счетчика.

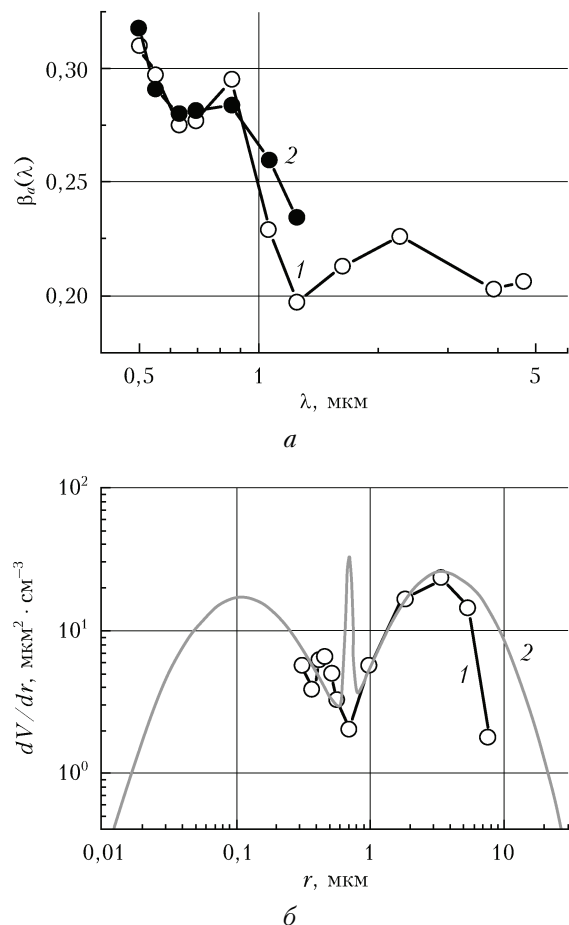


Рис. 6. Измеренный (1) и рассчитанный (2) спектральные коэффициенты аэрозольного ослабления $\beta_a(\lambda)$ (а); экспериментальная (1) и аппроксимационная (2) функции распределения частиц по объемам dV/dr (б). Наиболее яркий эпизод 1 апреля 2013 г. в 11:00

Однако если мода экспериментальной среднedisперсной фракции находится около $r_m = 0,4$ мкм, то для аппроксимированной $r_m = 0,7$ мкм, что объясняется, скорее всего, разными условиями на протяженной трассе и в локальном объеме.

Кроме отмеченного воздействия локальных процессов на трансформацию аэрозольных частиц, существует также влияние западно-восточного переноса воздушных масс в атмосферу Западной Сибири, когда поступают аэрозольные частицы, образующиеся из различных накопленных за зимний период в снежном покрове химических соединений, которые в больших количествах освобождаются при таянии снега в западных районах [13, 14]. Однако, по нашему мнению, наиболее заметные изменения в спектре размеров могут наблюдаться в районе проведения эксперимента, когда начинается интенсивное подтаивание верхней кромки снежного покрова и активизируются процессы вертикального турбулентного переноса частиц с подстилающей поверхности, конкурирующие с вымыванием аэрозольных частиц осадками за счет диффузного и инерционного осаждения.

Заключение

Анализ изменчивости спектра аэрозольных частиц в экспериментах 2009–2013 гг. показал следующее. В переходный период «зима–весна» для отдельных эпизодов наблюдается существенная перестройка спектра размеров частиц, которая выражается в заметном росте концентрации частиц в области размеров частиц $r \sim 0,3 \div 0,6$ мкм. Появление резко выделяющегося на фоне широких распределений субмикронных и грубодисперсных частиц узкого распределения среднedisперсной фракции отмечается и в поведении оптических спектральных характеристик аэрозольного ослабления на протяженной трассе. Такие ситуации проявляются главным образом при вариациях температуры воздуха около 0 °С, в маломеняющихся условиях погоды и, как правило, внутри одной воздушной массы.

В переходном периоде «зима–весна» наблюдаются конкуренция процессов усиления вертикального турбулентного переноса с подстилающей поверхности частиц размерами более $0,5$ – 1 мкм в дневное время, вымывания осадками частиц мелкодисперсного диапазона $r < 0,35$ мкм (за счет диффузного осаждения аэрозольных частиц на частицах осадков) и частиц грубодисперсного диапазона более $0,5$ мкм (за счет инерционного осаждения), а также конденсационный рост частиц субмикронного размера. В этих условиях формируется усредненная функция распределения частиц по размерам с повышенными значениями концентраций среднedisперсных и грубодисперсных частиц. Наблюдается высокая положительная корреляционная связь роста объемов среднedisперсной фракции частиц с модальным радиусом $r_m = 0,3$ – $0,6$ мкм и ростом параметра конденсационной активности аэрозоля.

Работа выполнена при поддержке ПФИ Президиума РАН 4.5 «Исследование долговременных изменений компонентов воздуха, определяющих изменение радиационных характеристик атмосфер».

1. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.
2. Химия нижней атмосферы / Под ред. С. Расула. М.: Мир, 1976. 408 с.
3. Букин О.А., Шмирко К.А., Майор А.Ю., Павлов А.Н., Столярчук С.Ю., Корниенко Г.И., Ерофеев Д.В. Особенности распределения атмосферного аэрозоля по размерам в переходной зоне «материк–океан» // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 46, № 2. С. 197–203.
4. Сакерин С.М., Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть I. Формальный анализ ситуации // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 9. С. 813–818.
5. Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть II. Особенности дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 9. С. 819–825.
6. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15, № 7. С. 590–599.
7. Ужegov В.Н., Ростов А.П., Пхалагов Ю.А. Автоматизированный трассовый фотометр // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26, № 7. С. 590–594.
8. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК-радиации на компоненты // Оптика атмосф. 1988. Т. 1, № 10. С. 3–11.
9. Шмаргунов В.П., Полькин В.В. Аэрозольный счетчик на базе АЗ-5 // Приборы и техн. эксперим. 2007. № 2. С. 165.
10. Кабанов М.В., Панченко М.В. Рассеяние оптических волн дисперсными средами. Часть III. Атмосферный аэрозоль. Томск: Издание Томского филиала СО АН СССР, 1984. 189 с.
11. Sood S.K., Jackson Y.M.R. Scavenging by snow and ice crystals // Precipitation Scavenging: AEC Symposium Series N 22. U.S. Atomic Energy Commission. Oak Ridge, Tenn., 1970. P. 121–136.
12. Панченко М.В., Терпугова С.А., Козлов В.С., Полькин В.В., Яушева Е.П. Годовой ход конденсационной активности субмикронного аэрозоля в приземном слое атмосферы Западной Сибири // Оптика атмосф. и океана. 2005. Т. 18, № 8. С. 678–683.
13. Панченко М.В., Терпугова С.А., Докукина Т.А., Полькин В.В., Яушева Е.П. Многолетняя изменчивость конденсационной активности аэрозоля в г. Томске // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 4. С. 314–318.
14. Панченко М.В., Козлов В.С., Полькин В.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 1. С. 46–54.
15. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.

V.V. Polkin, M.V. Panchenko, V.N. Uzhegov, Vas.V. Polkin, S.A. Terpugova. **On medium-sized particles in the ground aerosol during the winter–spring change.**

Variability is considered of medium size fraction of ground aerosol particles with radii of 0.3–0.6 μm during the winter–spring change in the experiments carried out at aerosol station LOA IAO SB RAS in 2009–2013. The time variations of aerosol extinction coefficient for the spectral range 0.50–3.9 μm obtained along a surface path and a function of particle size distribution in the range 0.2–5.0 μm measured using a photoelectric counter PKGTA at one end of the path are analyzed. Connection of the variations of medium size particle concentrations and submicron aerosol condensation activity are studied. The experimental spectral attenuation coefficients are compared with calculated by the Mie theory for the approximate size distributions.