

М.В. Панченко, В.В. Полькин

Представление о микроструктуре тропосферного аэрозоля Сибири на основе измерений фотоэлектрическим счетчиком

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 15.03.2001 г.

Данная работа рассматривается как один из этапов создания динамической региональной модели оптических характеристик тропосферного аэрозоля Сибири, в основе которой лежат результаты многолетних измерений с борта самолета-лаборатории. Описывается модель микроструктуры аэрозоля, реконструированная на основе результатов измерений, выполненных с помощью фотоэлектрического счетчика частиц. В основе аппроксимации экспериментальных данных лежит представление распределения частиц по размерам в виде суперпозиции трех логнормальных распределений. Модель обеспечивает восстановление оптических характеристик в видимой области спектра.

Введение

В основе предлагаемой динамической региональной модели оптических характеристик тропосферного аэрозоля Сибири лежат данные многолетних измерений с борта самолета-лаборатории.

Эмпирической основой региональной модели являются результаты анализа статистически обеспеченного массива экспериментальных данных, геофизическая значимость которого подтверждена сравнением синоптических признаков и метеорологических параметров с аналогичными данными многолетних наблюдений в этом регионе [1].

Первый этап, результаты которого обобщены в публикациях [1–6], заключался в формировании модели вертикального профиля коэффициента рассеяния для длины волны 0,52 мкм, в которой схема восстановления предусматривает возможность многовариантного учета априорной информации, внешних сезонных, синоптических признаков и измеряемых оптических и метеорологических характеристик.

Такой план реализации разработки модели был продиктован следующими соображениями. Коэффициент рассеяния отражает свойства суммарного объема субмикронных частиц [7] и их изменчивости под воздействием внешних геофизических и метеорологических факторов. Эта величина является одной из наиболее чувствительных характеристик, реагирующих практически на любое изменение спектра размеров и комплексного показателя преломления субмикронных частиц [8]. Как следствие этого, именно коэффициент рассеяния для длин волн в зеленой области спектра является входным параметром практически всех ранее разработанных малопараметрических моделей для приземного слоя атмосферы [7,9], что позволяет уже на первом этапе с той или иной степенью точности осуществлять оценки других опти-

ческих характеристик по всему вертикальному профилю.

Нефелометрические измерения коэффициентов направленного рассеяния, осуществляемые бортовой установкой [1], позволили провести раздельное изучение пространственной и временной изменчивости содержания сухой основы субмикронных аэрозольных частиц и их конденсационной активности. Этот подход обеспечил более адекватную оценку роли геофизических процессов различного пространственно-временного масштаба в формировании оптического состояния атмосферы в регионе, нежели использование данных непосредственных наблюдений *in situ* (см., например [1, 2]).

Измерения с помощью фотоэлектрического счетчика дают сведения об ограниченной области размеров частиц (в большинстве случаев прямые расчеты оптических параметров показывают, что при наличии только информации о спектре размеров в диапазоне чувствительности счетчика удается восстановить лишь несколько десятков процентов величины коэффициента рассеяния для длин волн в видимой области спектра).

В то же время понятно, что с ростом высоты функция распределения по размерам должна каким-либо образом трансформироваться и, следовательно, использование малопараметрических представлений, полученных в приземном слое, может применяться только для весьма грубых оценок.

Расширение возможностей модели для восстановления не только профиля коэффициента рассеяния для одной длины волны, но и других оптических характеристик видится в разумном дополнении модели представлением о вертикальном распределении основных параметров микроструктуры аэрозольных частиц, которые можно оценить по данным, полученным с помощью фотоэлектрического счетчика.

Необходимо подчеркнуть, что все измерения микроструктуры аэрозоля с помощью фотоэлектрического счетчика на борту самолета-лаборатории были проведены Б.Д. Беланом со своими коллегами и авторы выражают им свою глубокую признательность за предоставленную возможность использовать эти материалы.

Анализ данных измерений с помощью фотоэлектрического счетчика

Для того чтобы обоснованно перейти к оценке параметров распределения, проанализируем данные измерений. Учитывая высокую корреляцию между коэффициентом рассеяния и счетной концентрацией частиц радиусом $r > 0,2$ мкм, можно предположить, что основные черты формирования профиля концентрации, фиксируемого фотоэлектрическим счетчиком, должны быть подобны тем, которые учитываются в модели вертикального профиля коэффициента рассеяния [1–6]. Во избежание повторов в описании процессов, обуславливающих изменчивость профиля аэрозольных характеристик, ограничимся только кратким обзором экспериментального материала.

Сезонная изменчивость счетной концентрации

Рассмотрим сезонную изменчивость счетной концентрации N ($r > 0,2$ мкм) для массива Западной Сибири по данным 1986–1988 гг., т.е. для того же массива, что и при формировании модели коэффициента рассеяния.

На рис. 1 представлены вертикальные профили N ($r > 0,2$ мкм) в диапазоне высот от 0 до 5,5 км как для абсолютных значений N (л^{-1}) (рис. 1, а, слева), так и для нормированных на приземную концентрацию ($h = 0$ км) (справа). На рис. 1, б приводятся гистограммы, показывающие статистическую обеспеченность (количество измерений) по высотам ($\Delta h = 100$ м) для всех сезонов. Вариации счетной концентрации N ($r > 0,2$ мкм) в анализируемом диапазоне высот составляют более чем два порядка величины.

Вертикальная стратификация $N(h)$ заметно меняется от сезона к сезону. Очевидно, основной характер формирования вертикального профиля во многом обусловлен термическим режимом атмосферы. Действительно, максимальные различия в стратификации $N(h)$ наблюдаются для наиболее контрастных сезонов (зима–лето, см. рис. 1, а).

Вертикальные профили $N(h)$ для весеннего и осеннего сезонов до высот 2 км близки к друг другу и занимают промежуточное положение между зимним и летним. Выше 2 км весной наблюдается повышенная заполненность атмосферы аэрозолем, которая, как показано в [1], обусловлена воздействием удаленных источников, высвобождающихся в процессе таяния снега в юго-западных районах.

Основные закономерности изменчивости $N(h)$, так же как и в [10–15], можно схематически предста-

вить в виде трехслойного распределения аэрозоля по высоте и получить следующие диапазоны высот: $0-h_1$ – приземный слой (непосредственно примыкает

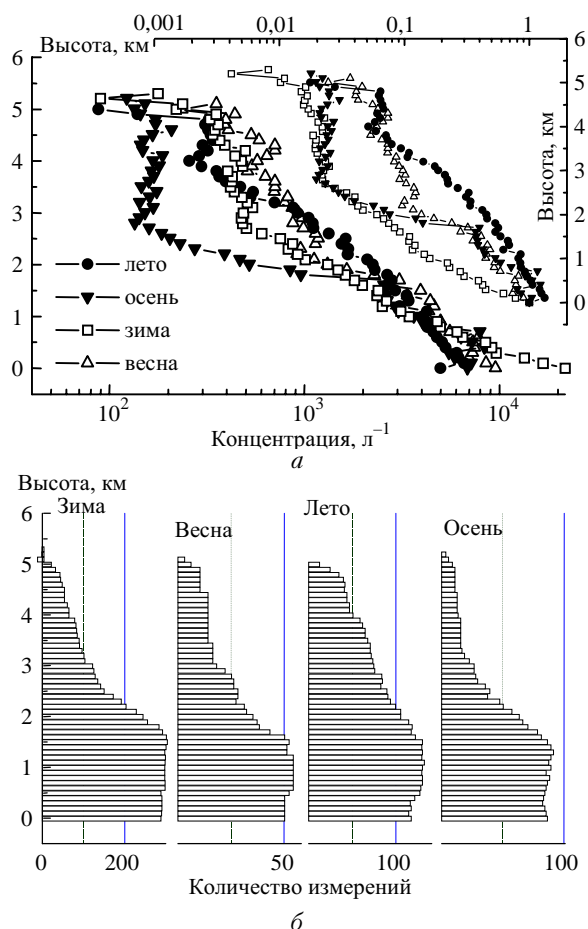


Рис. 1. Сезонная изменчивость вертикальных профилей счетной концентрации N ($r > 0,2$ мкм)

к подстилающей поверхности, слой повышенной замутненности атмосферы), $h_1 - h_2$ – пограничный слой или слой активного турбулентного обмена (слой перемешивания, характеризующийся более или менее постоянным значением концентрации аэрозоля); выше h_2 – слой свободной атмосферы (также приблизительно с постоянным значением концентрации N). Между слоем перемешивания и свободной атмосферой существует переходная зона толщиной около 200–400 м.

В приземном слое наблюдаются наибольшие вариации метеорологических параметров и концентрации аэрозольных частиц. Здесь наиболее существенно проявляется влияние на концентрацию аэрозоля подстилающей поверхности, сезона, временных параметров и т.п. В моделях [10, 15] в приземном слое фиксируется быстрый спад концентрации аэрозоля с высотой. В реальности это происходит не всегда. Как показано в [1], явно выраженное падение содержания аэрозоля в приземном слое летом практически всегда наблюдается в арктических воздушных массах, а в умеренных массах – лишь в областях повышенного

давления. Осенью такое поведение аэрозоля в приземном слое заметно проявляется только в арктических воздушных массах.

Высотная изменчивость распределения частиц по размерам

На основании полученного нами массива данных в диапазоне высот 0–5 км были проанализированы профили 12 отдельных фракций аэрозоля в диапазоне размеров частиц от 0,4 до 10 мкм в диаметре (свыше 5 тыс спектров для Западной Сибири, полученных в 1986–1988 гг.) с шагом 100 м по высоте. Прежде чем перейти к анализу спектров размеров, укажем на некоторые необходимые методические аспекты, которые следует учитывать при работе с фотоэлектрическими счетчиками.

Границы диапазонов размеров частиц, регистрируемых счетчиком, как показано в [16], зависят от показателя преломления n вещества исследуемого аэрозоля. Чем сильнее показатель преломления реальных частиц отличается от показателя преломления частиц, по которым калибровался счетчик (в нашем случае калибровочное значение $n = 1,6$), тем существеннее поправка, которую надо учитывать для определения «истинного» размера [16]. Понятно также, что значения показателя преломления частиц во многом определяются вариациями относительной влажности воздуха, что в свою очередь требует учета при обработке данных измерений. Очевидно, что строго осуществить коррекцию каждого индивидуально измеренного спектра размеров не удастся, поскольку ни показатель преломления вещества, ни их конденсационная активность для конкретной атмосферной ситуации неизвестны с необходимой точностью. Поэтому нами при обработке была применена следующая процедура. Рассчитывалось среднее за сезон значение относительной влажности воздуха (для каждого интервала высот). В соответствии с моделью Л.С. Ивлева [17, 18] задавался показатель преломления частиц для данного диапазона влажности. Далее, с использованием аппроксимационной формулы [19], рассчитывались «реальные» границы для 12 рабочих диапазонов счетчика.

На рис. 2 для четырех сезонов 1986–1988 гг. [6] представлены вертикальные профили концентрации отдельных фракций частиц, нормированных на концентрацию частиц первого диапазона фотоэлектрического счетчика. Кривые сглажены по методу скользящего среднего для трех точек.

Горизонтальными прямоугольниками показано количество измерений на каждой высоте. Видим, что выше слоя перемешивания для каждого из сезонов статистическая обеспеченность экспериментальных данных невелика, следовательно, в этом диапазоне рассчитывать на хорошее высотное разрешение модели не приходится.

Из рис. 2 видно, что в первом приближении относительный вклад частиц, находящихся в диапазоне измерений счетчика, в формирование спектра разме-

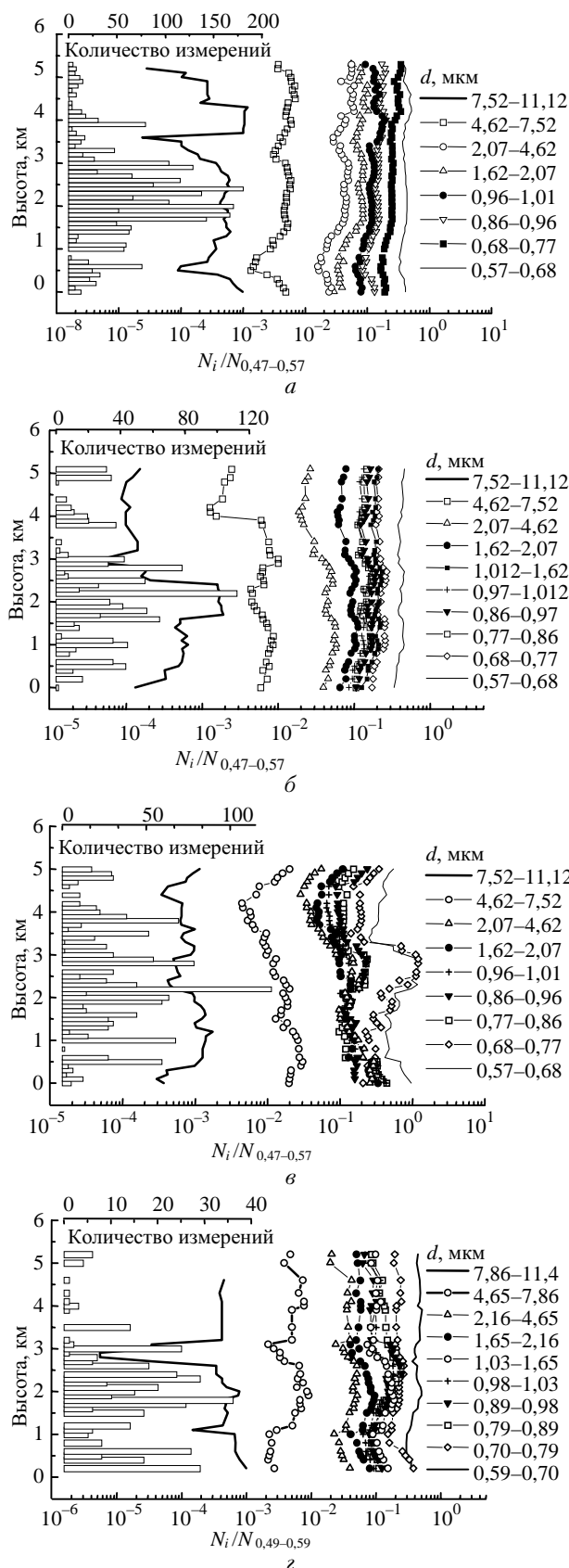


Рис. 2. Нормированные концентрации отдельных фракций частиц: а – зима, б – весна, в – лето, г – осень 1986–1988 гг.

ров слабо меняется с высотой. Лишь летом отчетливо проявляется повышенное содержание в функции распределения частиц диаметром 0,6–0,8 мкм, на высотах, прилегающих к верхней границе слоя перемешивания (от 1,5 до 3 км).

Аппроксимация функции распределения

В подавляющем количестве экспериментальных измерений функция распределения частиц по размерам аппроксимируется в виде логнормального распределения или суперпозиции нескольких логнормальных распределений:

$$\Delta V / \Delta r = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \sum_{i=1}^n \frac{V_i}{\ln \sigma_i r} \exp \left(-\frac{\ln^2(r/r_i)}{2 \ln^2 \sigma_i} \right), \quad (1)$$

где r – радиус частицы; σ_i – дисперсия распределения i -й моды; r_i , V_i – модальное значение радиуса и фактор заполнения i -й моды соответственно.

В современных моделях микроструктуру тропосферного аэрозоля представляют в виде трех основных фракций – будем называть их согласно [20, 21] микродисперсной, субмикронной и грубодисперсной (в некоторых работах используется и иное название этих трех фракций [22]). Понятно, что для детального описания оптических характеристик в широком спектральном диапазоне необходимо хорошее знание всех параметров каждой из этих фракций. При формировании оптических свойств атмосферного аэрозоля в видимой области спектра основную роль играют субмикронные частицы, частицы же двух других фракций вносят меньший вклад. Их проявления наиболее заметны только в отдельных оптических параметрах, например частицы грубодисперсной фракции проявляются в основном в области ореольных углов рассеяния, и своим нейтральным по спектру вкладом в коэффициенты ослабления.

В то же время полностью пренебречь вкладом микро- и грубодисперсных частиц при оценке любой оптической характеристики в видимой области нельзя и, более того, даже при численном моделировании микроструктуры аэрозоля не удастся строго провести границу раздела между этими фракциями. Поэтому чаще всего при восстановлении микрофизических характеристик по данным оптических измерений в видимой области спектра функцию распределения частиц по размерам приходится описывать в виде широкого логнормального распределения субмикронных частиц, границы которого формально захватывают и часть микродисперсной и грубодисперсной фракций.

Фотоэлектрические счетчики по своим техническим и методическим возможностям дают информацию о частицах, диапазон размеров которых лишь частично захватывает спадающую ветвь функции распределения субмикронной фракции, и достаточно неплохо отражают микроструктуру в диапазоне нескольких микрометров. Из сказанного можно сделать два основных вывода.

1. Имеется реальная возможность сформировать представление о микроструктуре аэрозоля на основе экспериментальных данных, полученных с помощью фотоэлектрического счетчика, которые будут полезны для оценок оптических характеристик.

2. Формальная экстраполяция за пределы чувствительности счетчика должна опираться на некоторое априорное знание вида функции распределения, а подбор параметров должен осуществляться на основе сравнения с соответствующими данными прямых измерений оптических характеристик.

Таким образом, при аппроксимации экспериментальных данных будем полагать достаточным выполнение следующих условий. а) Вид функции и изменчивость ее основных параметров не должны противоречить имеющимся общим представлениям о свойствах атмосферного аэрозоля. б) При оценке правдоподобия восстанавливаемых параметров функции распределения частиц в качестве основного критерия будем принимать согласие в пределах экспериментальной точности измеренных и рассчитанных по теории Ми спектральных коэффициентов рассеяния и угловых зависимостей степени линейной поляризации рассеянного излучения.

Понятно, что выполнение только этих двух не строго определенных условий оставляет заметный произвол в описании спектра размеров частиц и не позволяет учесть значительное число его возможных особенностей. В то же время, очевидно, что само требование малопараметричности модели неизбежно влечет упрощение описания параметров микроструктуры. И поскольку основной целью работы является расширение на базе микрофизических представлений возможностей модели вертикального профиля коэффициента рассеяния для оценки оптических характеристик (по крайней мере, не для одной длины волны), есть основания полагать, что сформулированные условия вполне адекватны поставленной задаче.

Действительно, все малопараметрические модели основываются на широких логнормальных распределениях частиц по размерам. В свою очередь, известно, что для широких логнормальных распределений субмикронных частиц в диапазоне длин волн видимой области спектра (к возможности восстановления оптики аэрозоля в ИК- и ультрафиолетовой области спектра на основе такого подхода авторы изначально относятся скептически) наиболее чувствительными характеристиками являются величина коэффициента рассеяния, его зависимость от длины волны и угловое распределение степени линейной поляризации рассеянного излучения. Причем эти характеристики при постоянном значении показателя преломления практически инвариантно реагируют на изменение модального радиуса или ширины распределения (подчеркнем, что это касается только широких распределений). Все остальные оптические параметры меняются в меньших пределах. Следовательно, если нам удастся подобрать такие параметры функции распределения частиц по размерам, которые по рассчитанным оптическим проявлениям будут соответствовать

экспериментально наблюдаемым перечисленным выше характеристикам, то есть основания полагать, что на этом этапе задача будет решена. Очевидно, что полученный при таком подходе микрофизический образ будет малопригоден для каких-либо глубоких выводов о процессах трансформации функции распределения частиц по размерам в вертикальном профиле, но будет полезен для оценки оптических характеристик.

Учитывая тот факт, что для описания рассеянного излучения наиболее важной характеристикой микроструктуры являются геометрическое сечение частиц и величина фактора эффективности рассеяния (который в диапазоне малых значений параметра M_i прямо пропорционален их размеру [22]), более целесообразным представляется аппроксимировать не линейные, а объемные распределения.

Типичный вид получаемой таким образом функции распределения частиц по размерам представлен на рис. 3.

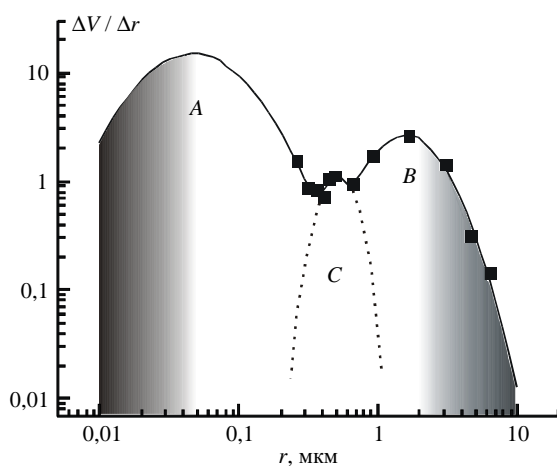


Рис. 3

Здесь квадратами обозначены экспериментальные значения $\Delta V(r)/\Delta r$, а гладкими кривыми – проведенная аппроксимация (тонированием на рис. 3 условно выделены области увеличения степени неопределенности задания функции – ухудшения качества экстраполяции).

Видим, что достаточно хорошо такой вид микроструктуры можно описать комбинацией трех логнормальных распределений. Поскольку три фракции (см. рис. 3) по своему положению на шкале размеров не вполне совпадают с каноническим представлением о трехфракционном составе аэрозоля [20, 21], то обозначим их *A*, *B* и *C*.

При этом фракция *A* охватывает не только субмикронные, но и часть микродисперсных частиц. Очевидно, что при аппроксимации функции распределения частиц этого диапазона размеров мы вносим заметный произвол, экстраполируя функцию на значительном удалении от экспериментальных точек. Использование такого рода данных можно обосновать с учетом следующих аргументов.

Во-первых изначально предполагаем работать в диапазоне наиболее оптически активных частиц только с широкими распределениями.

Во-вторых, частицы с размерами несколько сотых долей микрона в видимой области спектра воспринимаются как «рэлеевские», и при формировании оптических характеристик важен не вид распределения частиц по размерам, а их количество.

Здесь уместно высказать несколько соображений об использовании широких логнормальных распределений, охватывающих диапазон субмикронных и микродисперсных частиц. Широкое логнормальное распределение частиц по размерам действительно хорошо описывает некое среднее значение реально наблюдаемой микроструктуры аэрозоля, если осреднение проведено по большому массиву разнообразных атмосферных ситуаций. И для статичных моделей оно вполне применимо для оценки оптических характеристик (см., например, [7]). В то же время физика процессов, происходящих в атмосфере вдали от локальных источников аэрозоля и аэрозолеобразующих веществ, как правило, не допускает одновременного длительного сосуществования большого количества субмикронных и микродисперсных частиц.

В случае, когда в воздухе находится достаточно большая концентрация субмикронных частиц, основной сток паров аэрозолеобразующих веществ, кластеров, да и самих частиц микродисперсной фракции идет на развитую поверхность субмикронного аэрозоля [20, 21, 23]. И наоборот, при отсутствии в «достаточном» количестве субмикронных частиц пары аэрозолеобразующих соединений могут пройти весь путь от образования кластера до частицы и сформировать представительную микродисперсную фракцию.

Отсюда следует несколько парадоксальный вывод о том, что в реальной «фоновой» атмосфере практически маловероятно встретить ситуацию, которая бы по микрофизическим характеристикам в диапазоне размеров частиц в области перехода между микродисперсной и субмикронной фракцией соответствовала распространенному модельному представлению. Или иными словами, для ситуаций в атмосфере, когда имеется развитая субмикронная фракция, в микрофизическую модель необходимо закладывать более быстрый спад концентрации самых мелких частиц, нежели допускает широкое логнормальное распределение.

Эти выводы находят свое подтверждение не только в прямых измерениях микроструктуры [23, 24] (которых, к сожалению, пока явно недостаточно для корректного описания вида функции в этом диапазоне размеров), но и в оптических проявлениях. В частности, при проведении расчетов в рамках широких логнормальных распределений не удается воспроизвести экспериментально наблюдаемое замедление темпа роста спектральных коэффициентов ослабления при переходе от длин волн 0,5 мкм в более коротковолновую область спектра (см., например, [9]).

Дефект такого представления микроструктуры в виде фракции *A* практически незаметен при описании энергетических параметров рассеянного излучения в диапазоне длин волн больше 0,5 мкм. Он может проявиться при оценке поляризации рассеянного

излучения, но для описания статичных средних ситуаций его влияние можно исключить соответствующим подбором модального радиуса и ширины распределения.

Иное дело, если микрофизическая модель предполагает описание динамики процесса изменчивости оптических характеристик, например под влиянием относительной влажности воздуха, увеличение которой может перемещать ранее слабозаметные маленькие частицы в область оптически активных. В этом случае все погрешности аппроксимации функции распределения в указанном диапазоне размеров могут серьезно испортить картину трансформации угловых поляризационных характеристик. Для уменьшения влияния таких погрешностей нами при создании модели был разработан ряд методических приемов, которые будут описаны ниже.

Теперь немного о фракции самых крупных частиц – фракции *B*. Диапазон размеров частиц от нескольких десятых до 1–2 мкм наиболее надежно регистрируется фотоэлектрическим счетчиком (будем помнить о необходимости учета показателя преломления частиц) и хорошо ложится на аппроксимационную кривую. Выход за пределы измерительного диапазона, так же как и в случае с самыми мелкими частицами, нуждается в некоторых комментариях. Плохое знание поведения функции распределения частиц по размерам в области больших частиц вносит определенные искажения в описание ореольных углов рассеяния и не дает возможности расширить границы применимости модели в ИК-область спектра.

В угловой зависимости степени линейной поляризации крупные частицы наиболее сильно проявляются в области радуги. Действительно, расчет и эксперимент в этой области углов для поляризационных характеристик зачастую заметно расходятся. Это происходит, главным образом, потому, что явление радуги наблюдается только для идеальных сферических частиц (что и фиксирует модельный расчет), в то время как реальные аэрозольные частицы в этой области размеров вряд ли имеют строго сферическую форму. Даже небольшое отличие формы частицы от сферы сильно затушевывает проявление крупных частиц в поляризации в области радуг, и поэтому недостаточное знание вида функции распределения в диапазоне грубодисперсных частиц в силу их неидеальной сферичности слабо сказывается в формировании угловой структуры степени линейной поляризации рассеянной радиации в видимой области спектра.

Относительно фракции *C* (см. рис. 3) отметим, что немонотонность функции распределения в этой области размеров без большого ущерба для точности восстановления оптических характеристик можно было бы сгладить и описывать микроструктуру только фракциями *A* и *B*. Но, с одной стороны, сохранение этой достаточно узкой фракции *C* при описании всего спектра формально существенно снижает погрешность аппроксимации в диапазоне размеров, непосредственно измеренных счетчиком. С другой стороны, в большинстве атмосферных реализаций эта фракция хорошо заметна. В качестве примера на рис. 4 приведен график распределения частиц по размерам,

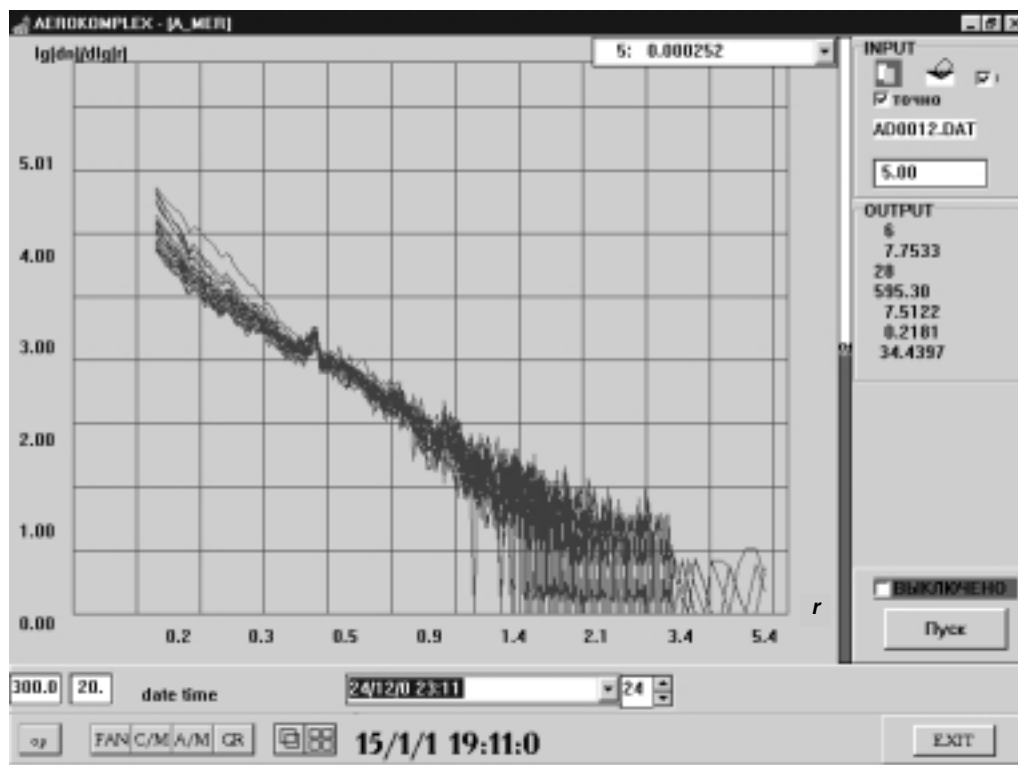


Рис. 4

полученный в приземном слое атмосферы автоматической аэрозольной станцией лаборатории оптики аэрозоля (<http://aerosol1.iao.ru/>). Видим, что в течение суток указанная особенность хорошо проявляется и для каждого конкретного цикла измерений и даже при 24-часовом осреднении. Есть также основания полагать, что эта узкая фракция, по-видимому, наиболее долгоживущих в атмосфере частиц, в определенных ситуациях может иметь решающее значение при формировании оптического состояния всей толщи атмосферы [25, 26].

На рис. 5 для сезонов и отдельных высот приведены осредненные экспериментальные данные и соответствующие аппроксимационные кривые. Аппроксимация экспериментальных данных проводилась различными способами. Аппроксимировались значения $\Delta V(r)/\Delta r$, нормированные на измеренную суммарную концентрацию частиц. Подобная нормировка проводилась для каждой реализации, а потом находилась средняя кривая для отдельной высоты или диапазона высот. Такой прием позволяет освободиться от влияния на вид функции распределения по размерам концентрационных эффектов и выявить основные черты поведения $\Delta V/\Delta r$. В этом случае $\Delta V/\Delta r$ отдельных измерений отражается в статистике для среднего $\Delta V/\Delta r$ с одинаковыми весовыми множителями, независимыми от общей концентрации каждого отдельного i -го измерения.

Осреднение экспериментальных данных по высотам проводилось таким образом, чтобы наиболее полно учесть основные участки вертикального профиля в рамках трехслойного представления и их сезонную изменчивость. Внутри этих участков диапазоны осреднения по высотам выбирались так, чтобы каждый из них включал в себя примерно равное и представительное количество отдельных спектров.

Анализ показал, что вне зависимости от сезона для фракции А, в рамках имеющихся погрешностей, можно пренебречь изменчивостью ширины распределения и величину $\ln\sigma_A$ для этих частиц можно принять равной 0,8.

Для описания поведения дисперсии $\ln\sigma_{B,C}$ фракций В и С для разных сезонов и отдельных диапазонов высот пришлось осуществить линейную аппроксимацию.

По заданным средним значениям дисперсии для отдельных фракций (для разных сезонов и диапазонов высот) были определены величины модального радиуса. После оценки значений дисперсии и положения мод для отмеченных фракций частиц были рассчитаны факторы заполнения для каждой фракции V_i . Полученные оценки высотной зависимости $V_i(h)$ аппроксимировались линейными зависимостями от высоты h . Результаты аппроксимации для различных сезонов, а также величины дисперсии и модального радиуса фракций представлены в таблице. При восстановлении функции распределения частиц по размерам для конкретной атмосферной ситуации, в которой вертикальный профиль концентрации частиц измерен с помощью аэрозольного счетчика, необходимо в соответствии с таблицей осуществить расчет $V_i(h)$, подставляя конкретные значения $N(h)$.

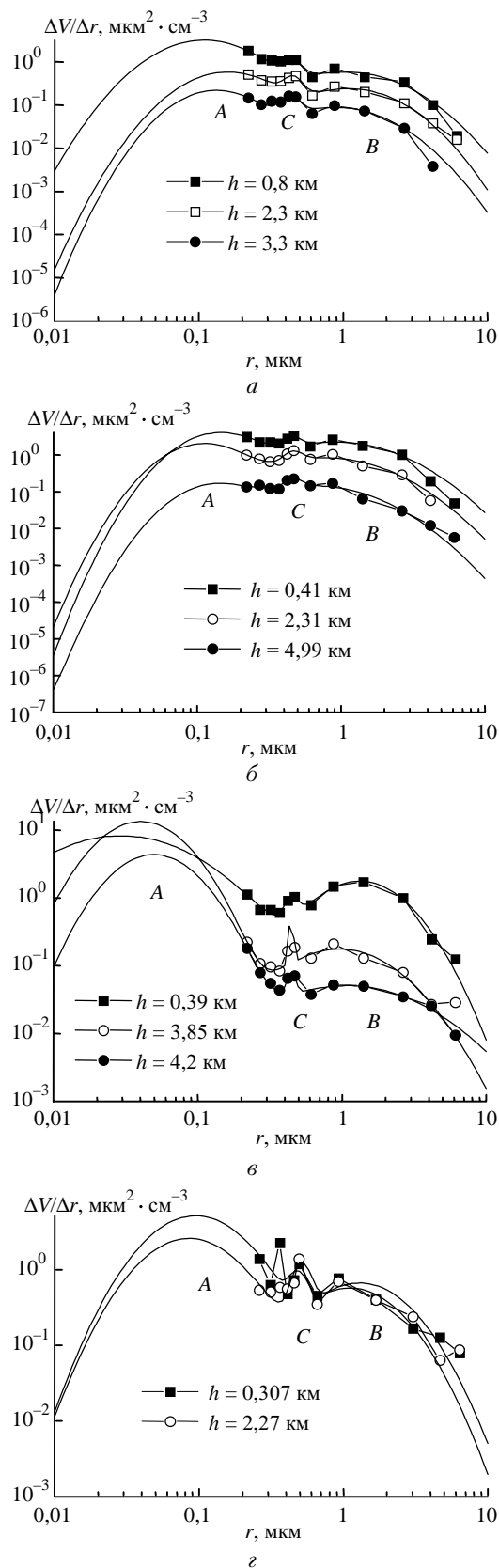


Рис. 5. Наиболее типичные экспериментальные данные и теоретические аппроксимационные кривые, соответствующие этим данным: а - зима, б - весна, в - лето, з - осень 1986-1988 гг.

Микрофизическая модель вертикального профиля

Параметры фракции	Фракция		
	A	B	C
Зима			
$\ln\sigma$	0,8	0,75	0 – 0,243 км 0,148 – 0,32h 0,243 – 5 км 0,07
r , МКМ		0 – 0,243 км 3,63 – 7,67h 0,243 – 5 км 1,77 + 0,0079h	0,5
$V \cdot 10^{12} / \sqrt{2\pi}$	0 – 0,243 км $N_3(0,79 + 0,23h)$ 0,243 – 2,4 км $N_3(0,86 - 0,086h)$ 2,4 – 5,3 км $N_3 \cdot 0,66$	$N_3(0,94 - 2,44h)$ $N_3(0,33 + 0,12h)$ $N_3 \cdot 0,62$	$N_3(0,078 - 0,22h)$ $N_3(0,026 - 0,00067h)$ $N_3 \cdot 0,042$
Весна			
$\ln\sigma$	0,8	0,8	0,03
r , МКМ	0 – 1 км 0,032 – 0,0013h 1 – 5 км 0,026 + 0,0057h	0 – 1,39 км 1,4 + 0,196h 1,39 – 5 км 1,18 + 2,4 × × exp(- h/0,88)	0,456
$V \cdot 10^{12} / \sqrt{2\pi}$	0 – 1,39 км $N_B(4,705 - 0,184h)$ 1,39 – 5 км $N_B[0,72 +$ + 14,7·exp(- h/1,012)]	$N_B(0,646 + 0,316h)$ $N_B(1,22 - 0,156h)$	$N_B(0,305 + 0,0173h)$
Лето			
$\ln\sigma$	0,8	0,65	0 – 0,275 км 0,053 – 0,082h 0,275 – 5 км 0,03
r , МКМ	0 – 0,275 км 0,099 – 0,077h 0,275 – 5 км 0,078	2,078 – 0,97h 1,81 – 0,013h	0,463
$V \cdot 10^{12} / \sqrt{2\pi}$	0 – 0,275 км $N_L(0,69 + 0,92h)$ 0,275 – 5 км $N_L(0,94 + 0,01h)$	$N_L(0,51 - 2,06h)$ $N_L(1,09 - 0,07h)$	$N_L(0,056 - 0,085h)$ $N_L(0,032 - 0,0009h)$
Осень			
$\ln\sigma$	0,8	0,68	0,05
r , МКМ		0 – 2 км 1,52 + 0,18h 2 – 5 км 1,68 + 3,45 exp(- h/0,62)	0,5
$V \cdot 10^{12} / \sqrt{2\pi}$	0,051 $N_O(1,63 - 0,041h)$	$N_O(0,87 - 0,024h)$	$N_O \cdot 0,03$

Примечание. $N_3, N_B, N_L, N_O(h)$, см⁻³ – значения измеренных с помощью фотоэлектрического счетчика абсолютных счетных концентраций для средних вертикальных профилей концентраций для зимы, весны, лета и осени соответственно; h – высота, км.

Очевидно, что данные таблицы отражают только средний образ микрофизической модели вертикального профиля, соответствующий средним значениям концентрации частиц и относительной влажности воздуха для каждого из сезонов. И если динамику вариации концентрации частиц для конкретных ситуаций можно простой перенормировкой N легко ввести в модель, то вопрос об учете относительной влажности требует отдельного рассмотрения.

Трансформация дисперсного состава под действием относительной влажности воздуха

На фоне всего комплекса географических, синоптических и метеорологических факторов, влияющих на изменчивость оптического состояния атмосферы (а следовательно, и дисперсного состава аэрозоля), явно выделяется процесс конденсационной трансформации [10, 27–29]. С ростом относительной влажности воздуха связывают обычно укрупнение аэрозольных частиц, тем или иным путем адсорбирующих влагу [18, 30], и как следствие этого – изменение суммарного показателя преломления вещества.

Первые подобные исследования, проведенные Юнге [31, 32], привели к теории смешанных ядер (аэрозольные частицы состоят из конгломерата растворимого и нерастворимого вещества с различными химическими свойствами).

Хенел [30] на основании данных о зависимости массы аэрозольных частиц от влажности разработал модель микроструктуры влажного континентального аэрозоля в предположении, что доля растворимых в воде веществ в частицах аэрозоля всех размеров постоянна. Качественно конденсационная трансформация в моделях микроструктуры континентального аэрозоля Хенела и Юнге одинакова, так как в обеих моделях предполагается независимость доли растворимых в воде веществ от размеров сухих частиц.

В работах Месарош [27, 29] была показана несостоятельность предположений о независимости доли растворимых в воде веществ в сухих частицах от их размера.

В полуэмпирической теории равновесного конденсационного укрупнения частиц атмосферного аэрозоля Лактионова [28] равновесный радиус частицы r_{RH} при относительной влажности воздуха RH связан с радиусом сухой частицы r_0 следующим соотношением:

$$r_{RH} = r_0 [1 - BE_v / (\ln RH)]^{1/3}, \quad (2)$$

где $B = 1,13 - 0,422RH$ для континентального типа аэрозолей [28].

Ориентируясь на такое представление для построения моделей микроструктуры атмосферного аэрозоля, в которых бы учитывалось изменение размеров частиц от относительной влажности воздуха RH , необходимо знание характера зависимости объемной доли растворимых в воде веществ в частицах аэрозоля от их размера – $E_v(r)$. Величина E_v определяется как отношение объема растворимых в воде частиц к объему всех сухих частиц. Эта зависимость определялась различными способами для различных типов аэрозоля (сельский, городской, океанический, континентальный и т. п.) [27, 29].

Попытки согласовать изменчивость оптических характеристик, наблюдаемых в наших экспериментах (в первую очередь, коэффициента рассеяния и степени поляризации рассеянного излучения под углом 90°) с изменчивостью оптических характеристик, полученных путем теоретических расчетов с помощью данных [27–29, 31] о зависимости доли растворимых веществ от радиуса частиц, оказались неудачными.

На рис. 6 представлены зависимости степени линейной поляризации P (рис. 6, а), следующие из эмпирической модели прибрежных атмосферных дымок [9], и типичные зависимости P под углом 90° (рис. 6, б), полученные в наших экспериментах при искусственном увлажнении [33].

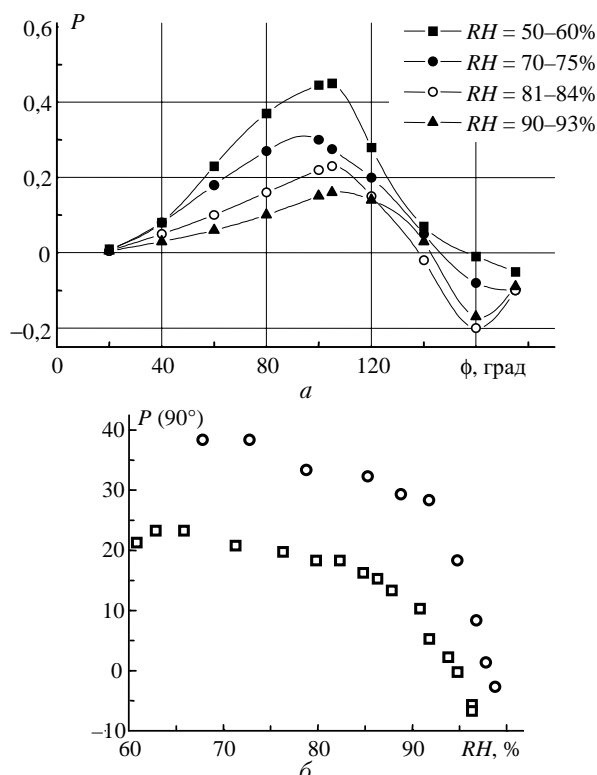


Рис. 6. Наиболее типичные зависимости: а – степени линейной поляризации P для эмпирической модели прибрежных атмосферных дымок [9]; б – типичные зависимости степени линейной поляризации P под углом 90° для экспериментов при искусственном воздействии влаги [33]

Расчеты показали, что в случае применения вида $E_v(r)$, соответствующего литературным данным [27–29, 31], при увеличении относительной влажности воздуха удается правдоподобно обеспечить только рост коэффициента рассеяния, а степень поляризации остается либо постоянной, либо возрастает, что противоречит результатам наблюдений.

Именно на этом этапе и проявились все дефекты аппроксимации функции распределения частиц по размерам в области самых малых частиц. Выяснилось, что при использованном нами широком логнормальном распределении частиц фракции A согласовать с экспериментальными данными темп роста коэффициента рассеяния и соответствующее падение величины поляризации удается только при формальном снижении конденсационной активности самых мелких аэрозольных частиц размерами меньше 0,1 мкм. Вид распределения в этой области размеров и их связь с внешними факторами еще слабо изучены (да и сама их конденсационная активность требует дальнейшей экспериментальной проработки), и для того чтобы использовать удобства простого представления в виде одновершинной широкой фракции A , было решено применить функцию $E_v(r)$, которая должна описывать зависимость объемной доли растворимых в воде веществ в качестве своеобразного фильтра. Этот фильтр будет, с одной стороны, без значительных искажений отображать воздействие влажности на оптически активные частицы в соответствии с хорошо известными экспериментальными данными, с другой стороны, уменьшать влияние на процесс реконструкции оптического образа погрешностей аппроксимации и неоднозначности в экспериментальных данных по конденсационной активности в области самых мелких частиц.

Для описания зависимости $E_v(r)$, используемой в качестве такого фильтра, было предложено воспользоваться одновершинным логнормальным распределением вида

$$E_v = y_0 + A \exp \left(-0,5 \left[\frac{\ln(r/x_c)}{\omega\omega} \right]^2 \right) \quad (3)$$

Далее на основе расчетов по теории Ми и сопоставления с экспериментальными данными методом подгонки был осуществлен выбор параметров этой функции [34]: $y_0 = 0$; $A = 0,4$; $x_c = 0,32$ мкм; $\omega\omega = 0,6$.

Для расчета оптических характеристик по теории Ми действительная часть комплексного показателя преломления частиц рассчитывалась по формуле Хенела [18, 30]:

$$n_{RH} = 1,33 + 0,17(r_0/r_{RH})^3. \quad (4)$$

Мнимая часть комплексного показателя преломления бралась как для аэрозолей конденсационного происхождения в моделях Л.С. Ивлева и Г.М. Кривога [17]. Микроструктура аэрозоля задавалась в соответствии с предложенной моделью, и основной числительный эксперимент осуществлялся для следующих параметров распределения (Западная Сибирь, лето, средняя высота 0,08 км):

$$V_A = 0,75 \cdot 5,775; \quad V_B = 0,814 \cdot 5,775; \quad V_C = 0,003 \cdot 5,775;$$

$$\ln \sigma_A = 0,8; \quad \ln \sigma_B = 0,65; \quad \ln \sigma_C = 0,22;$$

$$r_A = 0,093 \text{ мкм}; \quad r_B = 2,0 \text{ мкм}; \quad r_C = 0,61 \text{ мкм}.$$

Для относительной влажности воздуха $RH = 70, 80$ и 90% по формуле (2) рассчитывались значения радиусов при неизменной общей концентрации частиц. На рис. 7 для сравнения представлены типичные экспериментальные зависимости $E_v(r)$ [27–29, 35].

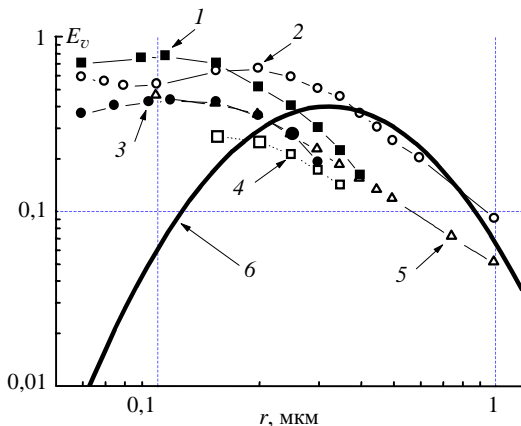


Рис. 7. Наиболее типичные экспериментальные зависимости $E_v(r)$: 1 – городской аэрозоль [28]; 2 – сельский аэрозоль, Венгрия [27]; 3 – зимний аэрозоль, Торонто (Канада) [35]; 4 – летний аэрозоль, ЕТС [29]; 5 – по данным измерений под Звенигородом [28]; 6 – предложенная нами зависимость [34]

Как видим, основные различия наблюдаются только в диапазоне самых мелких частиц.

Поскольку в настоящее время нет достаточной экспериментальной информации о функции распределения микродисперсных частиц и ее трансформации в вертикальном профиле для разных сезонов года, то на основании наших расчетных экспериментов не следует делать вывод об их слабой конденсационной активности. В то же время отметим, что и сами экспериментальные данные о влиянии влажности на эти частицы весьма немногочисленны и необходима дальнейшая глубокая проработка вопроса о роли микродисперсных частиц в конденсационных процессах. Именно поэтому предлагаем воспринимать полученный нами вид функции $E_v(r)$ как некоторый формальный прием, который позволяет при восстановлении оптических характеристик на базе предложенной микроструктурной модели обеспечить согласие рассчитанных и экспериментальных результатов при вариациях относительной влажности воздуха.

На рис. 8 приводятся функции распределения для «осушенного» и увлажненного аэрозоля ($RH = 70, 80, 90\%$), которые принимались для расчета оптических характеристик. На рис. 9 представлены расчетные и экспериментальные данные для угловой зависимости степени поляризации излучения на длине волны $\lambda = 0,56$ мкм при различных значениях относительной влажности воздуха RH , а на рис. 10 – расчетные и экспериментальные данные спектрального хода аэрозольного коэффициента рассеяния $\beta_{рас}$,

нормированного на значения $\beta_{сух}$ сухого аэрозоля при $\lambda = 0,56$ мкм, также для разных значений RH .

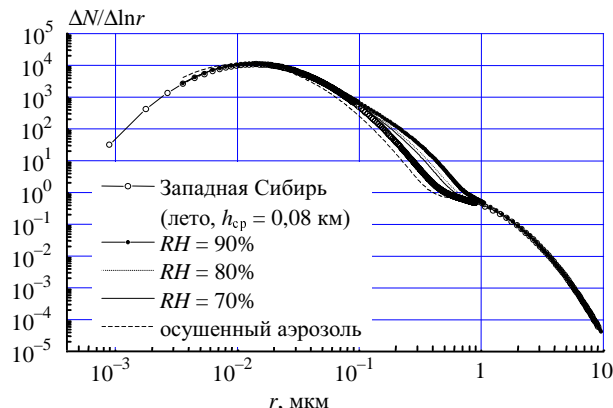


Рис. 8. Функции распределения для «осушенного» и увлажненного аэрозоля, которые принимались для расчета оптических характеристик

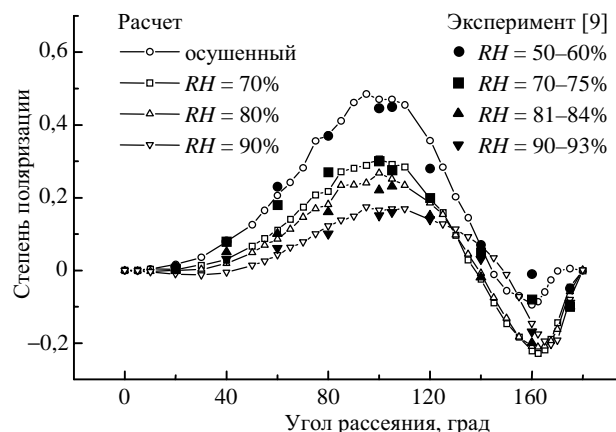


Рис. 9. Расчетные и экспериментальные данные для угловой зависимости степени поляризации излучения на длине волны $\lambda = 0,56$ мкм при различных значениях относительной влажности воздуха RH

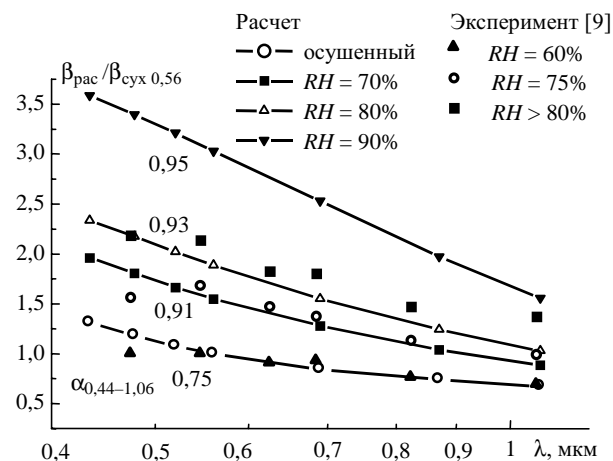


Рис. 10. Расчетные и экспериментальные данные спектрального хода аэрозольного коэффициента рассеяния $\beta_{рас}$, нормированного на значения $\beta_{сух}$ сухого аэрозоля при $\lambda = 0,56$ мкм для разных значений относительной влажности воздуха RH

На рис. 10 для каждой спектральной кривой приводятся значения показателя Ангстрема α . Как видим, расчетные и экспериментальные данные неплохо согласуются между собой в видимой области спектра (до 0,7 мкм), что дает основание рекомендовать реконструированное представление о микроструктуре аэрозоля в качестве блока модели вертикального профиля, обеспечивающего оценку оптических характеристик.

Заключение

Итак, отметим, что предложенная микрофизическая модель основана на реконструированном по данным измерений фотоэлектрическим счетчиком представлении о функции распределения частиц по размерам. На данном этапе наших знаний ее можно применять для оценки оптических характеристик в видимой области спектра. Модель позволяет использовать результаты непосредственных измерений счетной концентрации частиц и относительной влажности воздуха. Модель можно совершенствовать при получении надежной экспериментальной информации о внутригодовом ходе конденсационной активности аэрозоля и путем углубления знаний о микродисперсных частицах. Пути и методы расширения спектрального диапазона модели предполагаем обсудить в следующей публикации, посвященной модели оптических характеристик.

1. Панченко М.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г., Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М. Методические аспекты самолетных нефелометрических исследований тропосферного аэрозоля в региональном масштабе // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1022–1032.
2. Панченко М.В., Терпугова С.А. Годовой ход содержания субмикронного аэрозоля в тропосфере над Западной Сибирью // Оптика атмосфер. и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1033–1044.
3. Панченко М.В., Терпугова С.А. Внутрисезонные факторы изменчивости характеристик субмикронного аэрозоля. 1. Воздушные массы // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8. № 12. С. 1761–1766.
4. Панченко М.В., Терпугова С.А. Внутрисезонные факторы изменчивости характеристик субмикронного аэрозоля. 2. Суточный ход (вертикальный профиль) // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 735–742.
5. Панченко М.В., Терпугова С.А. Схема восстановления коэффициентов рассеяния в нижней тропосфере // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 12. С. 1562–1572.
6. Панченко М.В., Терпугова С.А., Полькин В.В. Эмпирическая модель оптических характеристик аэрозоля нижней тропосферы Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. № 6. С. 615–624.
7. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.
8. Козлов В.С., Фадеев В.Я. Таблицы оптических характеристик светорассеяния мелкодисперсного аэрозоля с логнормальным распределением по размерам / Препр. / Ин-т оптики атмосферы АН СССР (Томск). 1981. № 31. 65 с.
9. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретеников В.В., Ужegov В.Н., Фадеев В.Я. Оптические

свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.

10. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 224 с.
11. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
12. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольные модели атмосферы. Л.: Наука, 1981. 104 с.
13. Дябин Ю.П., Танташев М.В., Марусяк В.Д., Мирумянц С.О. Сезонные вариации вертикальных профилей атмосферного аэрозоля в нижней тропосфере // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1977. Т. 13. № 11. С. 1205–1211.
14. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Терзи В.Ф. Моделирование оптических характеристик атмосферного аэрозоля над континентом // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 1. С. 814–817.
15. Фарапонова Г.П. О связи прозрачности атмосферы с некоторыми метеорологическими характеристиками // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1965. Т. 1. № 6. С. 605–614.
16. Козлов В.С., Полькин В.В., Фадеев В.Я. Влияние неопределенности оптических постоянных на точность фотоэлектрических счетчиков аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18. № 4. С. 428–431.
17. Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 280 с.
18. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 198 с.
19. Козлов В.С., Панченко М.В., Полькин В.В., Пхалагов Ю.А. О влиянии относительной влажности воздуха на концентрацию аэрозоля по данным фотоэлектрических счетчиков частиц // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1987. Т. 23. № 3. С. 286–292.
20. 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.
21. Розенберг Г.В. Кинетическая модель обезвоженного тонкодисперсного аэрозоля в атмосфере // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1983. Т. 19. № 3. С. 241–254.
22. Кабанов М.В., Панченко М.В. Рассеяние оптических волн дисперсными средами. Ч. III. Атмосферный аэрозоль. Томск: Изд. ТФ СО АН СССР, 1984. 189 с.
23. Козлов А.С., Анкилов А.Н., Бакланов А.М., Власенко А.Л., Еременко С.И., Малышкин С.Б., Пашенко С.Э. Экспериментальная оценка относительного вклада гомогенного механизма образования аэрозоля в Западной Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 12. С. 1098–1104.
24. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д. Суточный ход концентрации мелкодисперсной фракции аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 11. С. 983–990.
25. 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 атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 813–818.
26. Сакерин С.М., Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть II. Особенности дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 819–825.

27. *Meszaros A.* On the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles under rural conditions // *Atmos. Environ.* 1978. V. 12. N 12. P. 2425–2428.
28. *Лактионов А.Г.* Равновесная гетерогенная конденсация. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 160 с.
29. *Лактионов А.Г.* Содержание растворимых в воде веществ в частицах атмосферного аэрозоля // *Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана.* 1972. Т. 8. № 4. С. 389–395.
30. *Hanel G.* The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air // *Adv. in Geophys.* 1976. V. 19. P. 74–183.
31. *Юнге Х.* Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., 1965. 423 с.
32. *Junge C.* // *Ann. Meteorol.* 1952. Bd 5. S. 142–151.
33. *Панченко М.В., Тумаков А.Г., Терпугова С.А.* Аппаратура дистанционного зондирования параметров атмосферы. Томск: Изд. ТФ СО АН СССР, 1987. С. 40–46.
34. *Полькин В.В., Панченко М.В.* Учет характера зависимости доли растворимых веществ в частицах континентального аэрозоля от их размера / V Рабочая группа «Аэрозоли Сибири»: Тезисы докл. Томск, 1998. С. 91–93.
35. *Leitch R., Megaw W.J.* Investigation of atmospheric CCN using the diffusion tube // *Indojaras.* 1981. V. 86. N 2–4. P. 217–225.

M.V. Panchenko, V.V. Polkin. **Concept of the microstructure of tropospheric aerosol in Siberia based on photoelectric counter measurements.**

This work is a step in creation of a dynamical regional model of optical characteristics of the tropospheric aerosol of Siberia based on many-year airborne measurements. The presented model of the aerosol microstructure is constructed based on the measurements obtained with a photoelectric particle counter. The foundation of the experimental data approximation is a concept of the particle size distribution as a superposition of three lognormal distributions. The model provides reconstruction of optical characteristics in the visible spectral range.