

М.В. Панченко, С.А. Терпугова

ГОДОВОЙ ХОД СОДЕРЖАНИЯ СУБМИКРОННОГО АЭРОЗОЛЯ В ТРОПОСФЕРЕ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Анализируется годовой ход вертикального профиля коэффициентов рассеяния сухой основы субмикронных аэрозольных частиц. Данные получены в ходе нефелометрического зондирования атмосферы с борта самолета-лаборатории в диапазоне высот от 0 до 5 км над территорией Западной Сибири в период 1986–1988 гг.

Показано, что в весенний период на высотах свыше 2 км наблюдается повышенная замутненность атмосферы, связанная с дальним переносом примесей, высвобождающихся при таянии снегов в западных районах.

Рассмотрена изменчивость вертикального профиля содержания аэрозоля для четырех сезонов года. Предложена эмпирическая формула для оценки высоты слоя перемешивания по данным о средней температуре нижних слоев атмосферы, проанализирован среднерегionalный годовой ход высоты слоя перемешивания.

Главной целью сформированной научным сообществом Международной глобальной аэрозольной программы (IGAP) является <улучшение понимания роли атмосферного аэрозоля в механизмах воздействия на изменения глобального климата и геосферно-биосферные процессы> [1].

Среди огромного разнообразия размеров частиц, присутствующих в атмосфере, особое место занимают частицы субмикронной фракции, которые обладают наибольшим временем жизни и вовлечены практически во все атмосферные процессы [2, 3, 4]. Именно субмикронные частицы в основном определяют оптическое состояние атмосферы в видимой области спектра, в заметной степени обуславливают поглощение инфракрасной радиации [5, 6] и, являясь продуктом и участником всех превращений газ – частица, накапливают множество различных химических соединений и переносят их на большие расстояния.

Экспериментальной основой для изучения воздействия аэрозольных частиц на климатически и экологически значимые факторы и оценки неблагоприятных тенденций является исследование процессов их пространственно-временной изменчивости для различных климатических зон планеты. Понятно, что, учитывая время жизни субмикронных частиц в тропосфере, для их исследования наиболее оптимальна постановка наблюдений на региональном уровне [7].

В предлагаемой статье, которая основывается на результатах самолетного нефелометрического исследования характеристик аэрозоля [7, 8], рассматривается годовой ход изменчивости вертикального профиля коэффициентов рассеяния для Западной Сибири. Подчеркнем, что в данной статье рассматриваются вопросы, связанные только с субмикронным аэрозолем, поскольку применяемый для исследования нефелометрический метод обеспечивает достоверную информацию о частицах именно этого диапазона [7].

Подробное обсуждение методических аспектов измерений и обоснование пригодности сформированного массива наблюдательных данных для анализа процессов регионального масштаба проведено в [7].

Описывая основные факторы изменчивости аэрозоля на основе измерений коэффициентов рассеяния σ , напомним, что разработанные малопараметрические модели позволяют по известному значению σ восстановить большой набор оптических характеристик в диапазоне длин волн $\lambda \sim 0,5 - 0,8$ мкм [9 – 11] и некоторые интегральные параметры распределения по размерам, в том числе V – удельный объем частиц.

Применение средств активной нефелометрии [12] позволяет проанализировать изменчивость аэрозольных характеристик отдельно, выделив влияние относительной влажности воздуха, которая во многом маскирует действие географических процессов большего масштаба. Кратко поясним сущность такого подхода, используя формулу типа Кастена–Хенела [13]:

$$\sigma = \sigma_d (1 - f)^{-\gamma}, \quad (1)$$

где σ – коэффициент рассеяния *in situ*; σ_d – коэффициент рассеяния, обусловленный сухой основой аэрозольных частиц; γ – параметр конденсационной активности; f – величина относительной влажности воздуха.

Содержание субмикронной фракции аэрозоля (в нашем случае $\sigma_d \sim V_d$) зависит от всей совокупности процессов различного масштаба (от локальных до глобальных) (в теоретическом плане σ_d – есть функция времени жизни аэрозоля [3, 4]).

Параметр конденсационной активности γ зависит от материала частиц, главным образом – от соотношения растворимых и нерастворимых веществ в составе сухой основы аэрозоля [14] (следовательно, в общем случае зависит от процессов, определяющих σ_d).

Величина относительной влажности f в рамках конкретной воздушной массы напрямую не связана с содержанием аэрозольных частиц, а ее изменчивость [15] (наиболее заметно в приземном слое атмосферы) регулируется относительно быстро протекающими процессами (суточным ходом температуры, модуляцией радиационного потока облаками [16], наличием местных источников повышенной влаготдачи и т.п.). Поэтому в рамках данного подхода относительная влажность может быть отнесена к внутренним погодным факторам, влияние которых накладывается на более длительные атмосферные процессы.

Из такого представления об основных (временных и пространственных) масштабах изменчивости аэрозольных характеристик следует целесообразность раздельного изучения параметров σ_d и γ .

Дальнейший анализ в работе будет проведен для коэффициентов рассеяния сухой основы аэрозольного вещества σ_d (изучение факторов изменчивости параметра конденсационной активности при такой постановке представляет собой вполне самостоятельную задачу и выходит за рамки настоящего сообщения).

И если для приземного слоя атмосферы имеются ряды наблюдений σ_d и проведен анализ факторов, определяющих его изменчивость [17 – 20], то сведения о вертикальном профиле этой величины в нижней тропосфере практически отсутствуют.

Приступая к обсуждению, уточним используемую нами терминологию. Под стратификацией будем понимать характер изменения профилей в зависимости от высоты (например, нормированный профиль $\sigma(H)/\sigma(0)$). Абсолютное значение величины σ_d будем называть аэрозольной <наполненностью>, поскольку именно этот параметр характеризует общее содержание частиц в воздушной массе и связан с ее предысторией, с природой и мощностью источников аэрозоля.

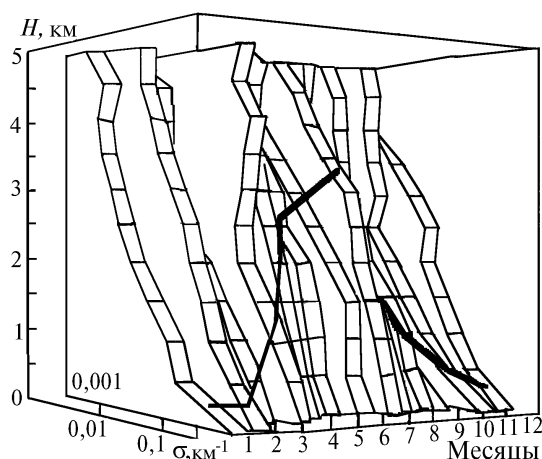


Рис. 1. Среднемесячные вертикальные профили коэффициента рассеяния сухой основы аэрозольных частиц. Сплошной линией показан годовой ход высоты слоя перемешивания для анализируемого массива

На рис. 1 приведены среднемесячные профили аэрозольного коэффициента рассеяния $\sigma_d(H)$ для Западно-Сибирского региона [7]. Видим, что в течение года и стратификация профиля, и аэрозольная наполненность претерпевают значительные изменения. Для того чтобы оценить воздействие местных источников на характер формирования вертикального профиля, на рис. 2, а – д проведено сравнение среднемесячных значений σ_d , полученных на разных вы-

сотах отдельно для Томска и остальных географических пунктов исследуемого района. Заметные отличия данных в этих массивах наблюдаются только в приземном слое атмосферы. Выше приземного слоя достоверных различий не наблюдается, что свидетельствует об однородности аэрозольных свойств для всего региона и, в дополнение к [7], еще раз подтверждает пригодность используемого нами массива экспериментальных данных для анализа факторов регионального масштаба. Здесь же на рис. 2, *e* представлены среднемесячные значения массы субмикронных частиц в нижнем 5-километровом слое атмосферы, приходящейся на 1 м² поверхности (расчет выполнен по следующему соотношению:

$$M = C \int_0^{5\text{км}} \sigma_d(H) dH, \quad (2)$$

где $C = 0,45 \text{ г/м}^2$. Переход от σ_d к удельному объему осуществлен с использованием эмпирического соотношения [10, 11]; плотность аэрозольного вещества $\rho = 2 \text{ г/см}^3$.

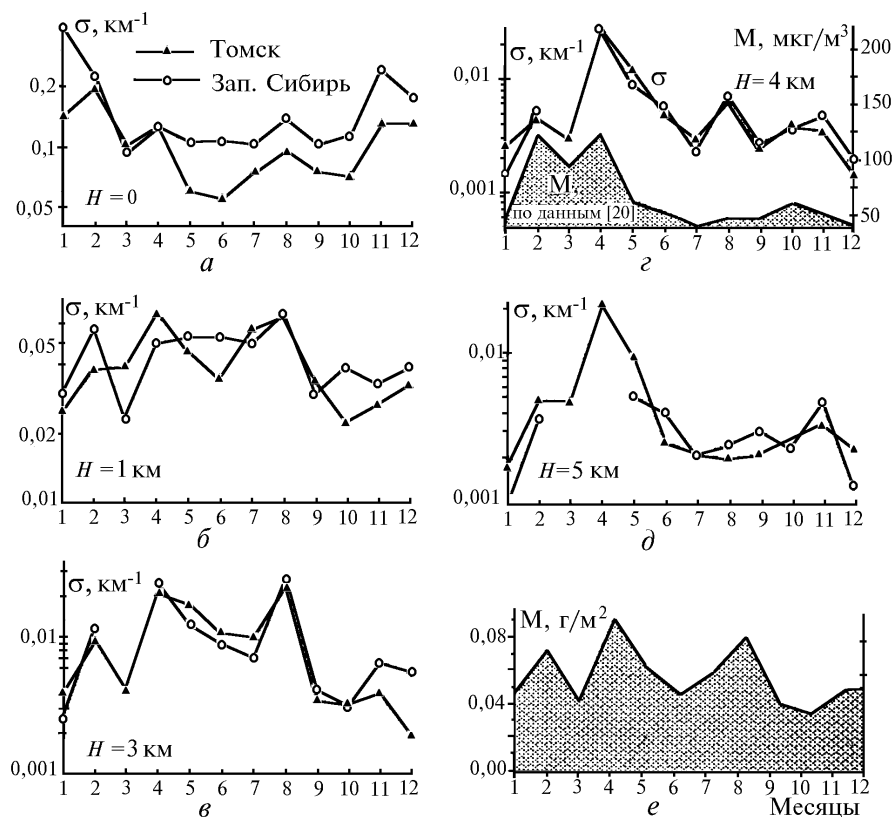


Рис. 2. Среднемесячные значения аэрозольного коэффициента рассеяния на разных высотах для Томска и остальных географических пунктов Западной Сибири (*a – d*) и годовой ход массы субмикронных аэрозольных частиц в нижнем 5-км слое атмосферы на 1 м² поверхности (*e*)

Высокие приземные значения для зимних месяцев вполне объяснимы значительной интенсификацией действия антропогенных источников (в период отопительного сезона) и тем обстоятельством, что характерный для этого периода инверсный профиль температуры в приземном слое [21] препятствует выносу аэрозоля в вышележащие слои атмосферы.

Отчетливо проявляющаяся на вертикальном профиле для всех высот и в интегральном содержании большая наполненность атмосферы аэрозолем во второй половине лета (в нашем массиве максимум приходится на август) вполне может быть объяснена следующими факторами: наибольшей прогреваемостью атмосферы в это время года, обуславливающей вынос аэрозольных частиц с поверхности до больших высот (и, следовательно, увеличивающей время их жизни в атмосфере), повышенной инсоляцией и длинным световым днем, определяющим ин-

тенсивность и длительность фотохимических процессов, а также преобладанием слабоподвижных малоградиентных барических образований [21], способствующих накоплению тропосферного аэрозоля. Максимальное содержание аэрозоля проявляется в августе, а не в июле, хотя в июле значения всех перечисленных параметров выше. По-видимому, это связано с тем, что в августе выпадает меньшее количество осадков [21]. Дополнительными источниками аэрозольных частиц могут служить и очаги лесных пожаров, как правило, возникающих в это время года в исследуемом регионе.

В осенние месяцы наблюдается уменьшение общего содержания аэрозоля, по-видимому, за счет снижения роли факторов, характерных для летнего периода, и большего по сравнению с другими сезонами количества дней с туманами, моросью и обложными осадками [21], способствующими очищению атмосферы и <выключающими> воздействие подстилающей поверхности.

И если для всех трех проанализированных выше сезонов основные процессы, определяющие факторы изменчивости и действие источников аэрозоля, подобны для больших территорий (по крайней мере, для зоны умеренного пояса северного полушария), в т.ч. существуют и на внутрорегиональном уровне, то ситуации, наблюдающиеся в весенний период, требуют особого рассмотрения.

Обратим внимание на отчетливый максимум коэффициента рассеяния, наблюдающийся в апреле на высотах $H > 2$ км (рис. 2, в, г, д). Существование этого максимума в столь явном виде нами обнаружено впервые (причем вклад аэрозоля на этих высотах проявляется и в общем содержании частиц во всем 5-км слое атмосферы, рис. 2, е).

Попытки понять природу появления повышенного содержания аэрозоля на этих высотах могут основываться на следующих рассуждениях. Быстрое изменение высоты положения солнца и большой контраст альбедо и термического состояния подстилающей поверхности, связанный с продвижением границы таяния снегов в весенний период на территории северного полушария, в заметной степени обуславливают повышенную динамику атмосферной циркуляции [22]. По этим же причинам в весенний период должен наблюдаться и значительный пространственный контраст состояния и мощности источников частиц и паров аэрозолеобразующих соединений.

Поскольку общий западный перенос является характерным для умеренных широт, можно полагать, что в атмосферу над Западной Сибирью 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. Возможно, определенный вклад в формирование аэрозольного состава вносят и продукты жизнедеятельности пробуждающейся растительности (к апрелю большинство хвойных деревьев уже освобождены от снежного покрова и под действием солнечной радиации способны поставлять в атмосферу пары аэрозолеобразующих соединений [23]).

Забегая вперед, отметим, что и арктические воздушные массы, приходящие на территорию Западной Сибири в зимний и весенний периоды, содержат повышенное количество аэрозоля на этих высотах, причем максимум приходится именно на весну. (Этот вопрос более подробно будет обсуждаться в следующей работе). Нельзя исключить также действие и иных, пока не известных нам механизмов, обуславливающих наличие этого максимума. Однако, поскольку наибольшая заполненность наблюдается именно на высотах свыше 2 км, можно полагать, что в этот период основная масса субмикронного аэрозоля поступает в атмосферу Западной Сибири от удаленных источников. (В пользу этого вывода, по-видимому, говорит и удивительное сходство годового хода содержания субмикронных частиц в приземном слое атмосферы, полученного в Подмоскowie [20], и наших данных на высотах свыше 2 км. Данные из [20] представлены на рис. 2, д).

Рассмотрим теперь вопросы, связанные с годовым ходом вертикальной стратификации аэрозоля. Стремясь к получению наиболее характерных закономерностей формирования вертикального профиля, целесообразно рассмотреть его изменчивость на сезонных ансамблях, которые, как показано в [7], по синоптическим и метеорологическим признакам близки к средним климатическим данным для исследуемого региона. На рис. 3 представлены гистограммы коэффициента рассеяния сухой основы аэрозоля σ_d для четырех сезонов года. Сплошными линиями показаны средние значения. Как видим, вариации коэффициента рассеяния во всем анализируемом диапазоне высот составляют более чем порядок величины. В большинстве конкретных реализаций вертикальный профиль $\sigma_d(H)$ имеет слоистый характер, что неодно-

кратно отмечалось во многих исследованиях (см., например, [23–25]). Как правило, слои располагаются вблизи уровней, где наблюдается чередование устойчивых и неустойчивых микрообластей ($\Delta H=100\div 200$ м) в стратификации температуры, а их высота и выраженность варьируют от случая к случаю. Среднесезонные профили $\sigma_d(H)$ достаточно гладкие, что указывает на отсутствие высот преимущественного расположения слоев.

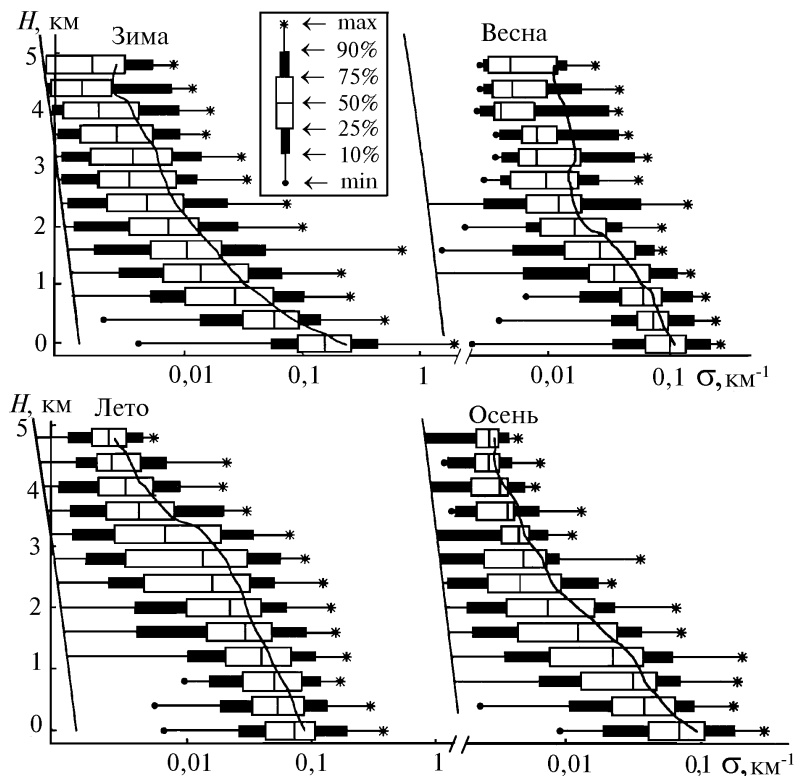


Рис. 3. Гистограммы аэрозольных коэффициентов рассеяния на разных высотах

Вертикальная стратификация аэрозольных характеристик заметно меняется от сезона к сезону. Это более наглядно видим из рис. 4, где приведены среднесезонные профили, нормированные на значение приземного коэффициента рассеяния $\sigma_d(0)$.

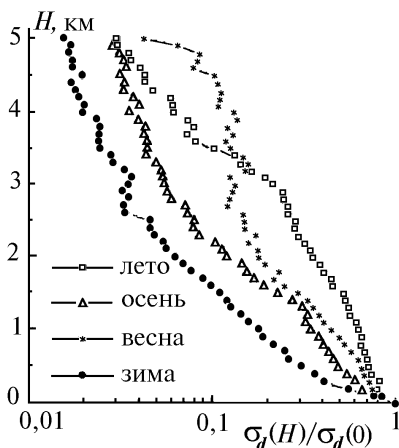


Рис. 4. Нормированные вертикальные профили аэрозольных коэффициентов рассеяния

Ясно, что основной характер формирования вертикального профиля во многом обусловлен термическим режимом атмосферы. И действительно, максимальные различия в стратификации оптических характеристик наблюдаются для наиболее контрастных сезонов (зима – лето).

Зимой в атмосфере Западной Сибири, как правило, наблюдается инверсный профиль температуры [21], и, как следствие этого, основная масса аэрозольных частиц от приземных источников сосредоточена в нижнем 200 – 500-м слое, причем в этом диапазоне высот наблюдается и наиболее быстрый спад содержания аэрозоля с высотой. В среднем экспоненциальное убывание вертикального профиля коэффициента рассеяния продолжается вплоть до высоты порядка 2,5 км, после которой наблюдается почти постоянное значение $\sigma_d(H)$, характерное для свободной атмосферы [25].

Летом высокая прогреваемость подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы обеспечивает хорошее перемешивание воздуха и аэрозольных частиц по вертикали. После небольшого уменьшения в приземном слое (~ 100 м) значения коэффициента рассеяния убывают незначительно вплоть до высоты ~ 3 км, а затем следует быстрый спад $\sigma_d(H)$ на отрезке 300 – 400 м и выход на режим свободной атмосферы.

Вертикальные профили $\sigma_d(H)$ для весеннего и осеннего сезонов до высот ~2,5 км близки друг к другу и занимают промежуточное положение между зимним и летним (как и следует из температурной стратификации). Выше 2,5 км весной наблюдается уже упоминавшаяся повышенная наполненность атмосферы аэрозолями, которая обусловлена воздействием удаленных источников и не связана с термической стратификацией.

Как видим, основные закономерности изменчивости $\sigma_d(H)$ в сезонных ансамблях неплохо укладываются в представление о трехслойном распределении аэрозоля по высоте (см., например, [26, 27]). В рамках предложенного в [24] подхода и в соответствии с принятой метеорологической терминологией здесь можно выделить следующие диапазоны высот: 0 – H_1 – приземный слой; H_2 – пограничный слой или слой активного турбулентного обмена, выше H_2 – слой свободной атмосферы.

Из приведенных на рис. 4 данных следует, что основная динамика внутригодовой изменчивости стратификации $\sigma_d(H)$ разыгрывается в слое до высоты H_2 (определенное исключение здесь составляют весенние ситуации, где влияние дальнего переноса примесей не только существенно изменяет наполненность атмосферы аэрозольным веществом, но и меняет характер вертикального профиля в диапазоне высот выше 2,5 км).

Для оценки высоты слоя H_2 , который зачастую называют слоем перемешивания, в метеорологии приняты различные методики, и этот вопрос неоднократно обсуждался в публикациях, посвященных аэрозольным процессам. Однако при определении его высоты через активность турбулентного обмена (что с точки зрения основного механизма абсолютно верно) возникает ряд проблем, поскольку на процессы турбулентного обмена по вертикали сильно влияет суточный ход температуры и подстилающей поверхности, а также постепенный межсуточный нагрев (или выхолаживание) всей нижней тропосферы. Аэрозольные процессы гораздо более инерционны, и высота H_2 обусловлена сравнительно длительным перемешиванием частиц по вертикали [24], происходящим в течение времени жизни данной воздушной массы.

Отсюда понятно, что имеется возможность в качестве параметра, реагирующего на интенсивность и длительность нагрева (или охлаждения), использовать интегральные характеристики температуры в нижнем слое тропосферы в целом.

Следующий вопрос, который необходимо решить для параметризации связи термического состояния атмосферы и стратификации аэрозольных характеристик, связан с объективностью оценки высоты слоя перемешивания. Критерий оценки H_2 , основанный на нахождении высоты нарушения корреляционной связи, был предложен в [28]. Однако и этот подход содержит некоторые недостатки, поскольку при таком определении существует произвол в выборе степени нарушения корреляции, и при работе с эмпирическими данными подобного рода задачи в строгом смысле относятся к классу некорректных [29].

Совершенствуя этот подход, проанализируем автокорреляционные матрицы аэрозольных коэффициентов рассеяния для сезонных ансамблей (рис. 5). Примем в качестве критерия для оценки искомой высоты, которую обозначим H_c , ту высоту, на которой коэффициент корреляции $r(\sigma_0, \sigma_H)$ падает до уровня 0,5.

Как видно из рис. 5 (особенно это хорошо проявляется на автокорреляционной матрице для летнего сезона), в районе высоты, где $r(\sigma_0, \sigma_H)$ достигает значения 0,5, наблюдается сгущение линий, т.е. внутри всего этого слоя значения $\sigma_d(H)$ на всех высотах коррелированы между собой. И

какую бы начальную высоту внутри этого слоя мы не рассматривали, коэффициент корреляции достигает значения 0,5 на том же самом уровне. Выше этого слоя наблюдается быстрый спад коэффициентов корреляции с изменением высоты [$r(\sigma_0, \sigma_H)$ уменьшается до уровня 0,5 через 200 – 500 м]. Исключение по-прежнему составляют весенние ситуации, где можно выделить две области хорошей коррелированности: от 0 до ~1,5 км и на высотах свыше 3 км, что еще раз подтверждает воздействие удаленных источников на формирование вертикального профиля аэрозоля выше слоя перемешивания.

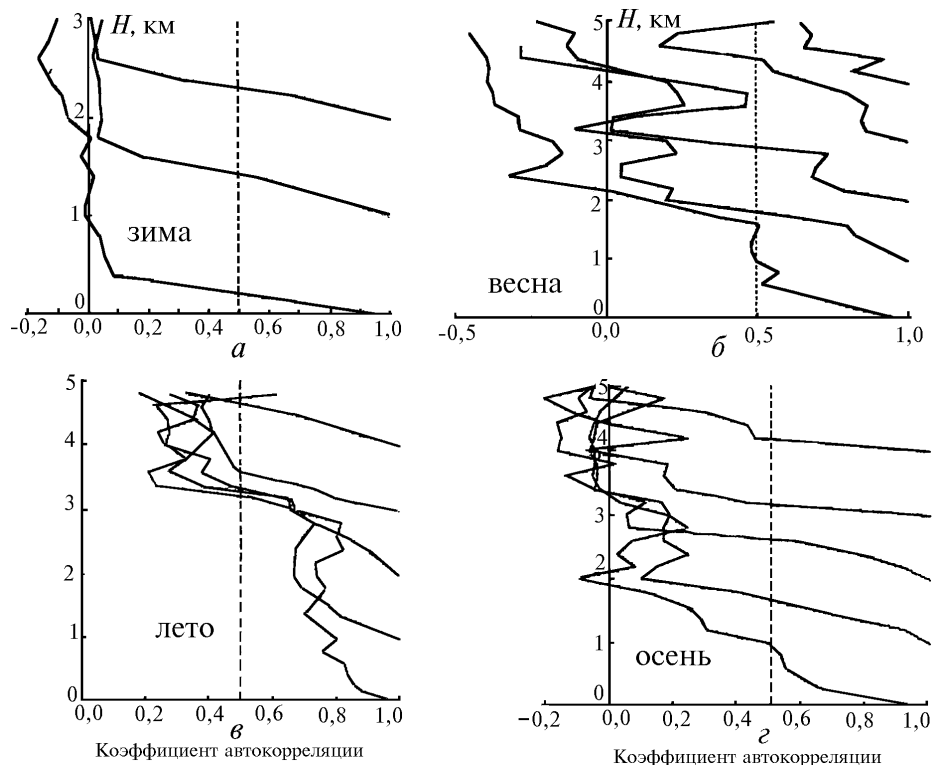


Рис. 5

Исходя из способа оценки H_k и характера корреляционных связей внутри этого слоя следует назвать H_k <высотой слоя коррелированности>.

Для параметризации связи H_k и интегральной прогремости нижних слоев атмосферы были использованы массивы полученных данных, сформированных для сезонов, месяцев и различных воздушных масс (всего 24 массива). По ним были рассчитаны автокорреляционные матрицы $r(\sigma_0, \sigma_H)$ и средняя температура \bar{T}_i слоев высотой в 1, 2, 3, 4 и 5 км. Связь между H_k и \bar{T}_i для слоев разной высоты определялась в следующем виде

$$\ln(H_k) = A_i \bar{T}_i + B_i. \quad (3)$$

Зависимость эмпирических коэффициентов A_i и B_i от высоты слоя осреднения температуры оказалась близка к линейной, что позволило для оценки H_k предложить следующую единую зависимость:

$$H_k = 0,75 \exp [(4,5 \cdot 10^{-3} \bar{H} + 6,5 \cdot 10^{-2}) \bar{T}_{\bar{H}} + 0,2 \bar{H}], \quad (4)$$

где $\bar{T}_{\bar{H}}$ – средняя температура слоя атмосферы, имеющего высоту \bar{H} . Среднеквадратическая ошибка определения H_k по этой формуле оказалась равна ~ 50 м (что дает погрешность ~ 20% для зимнего сезона и ~ 5% для летнего).

С помощью выражения (4) была проведена оценка среднего годового хода высоты <слоя коррелированности> для исследуемого региона (конкретный годовой ход H_k по нашему массиву приведен на рис. 1). Для расчета H_k были привлечены данные аэрологического зондирования температуры по станциям Западной Сибири [30]. Высота H_k определялась исходя из средней температуры \bar{T}_3 нижнего 3-километрового слоя атмосферы (до поверхности $P=700$ мбар). На рис. 6, а представлен годовой ход высоты <слоя коррелированности> для исследуемого региона.

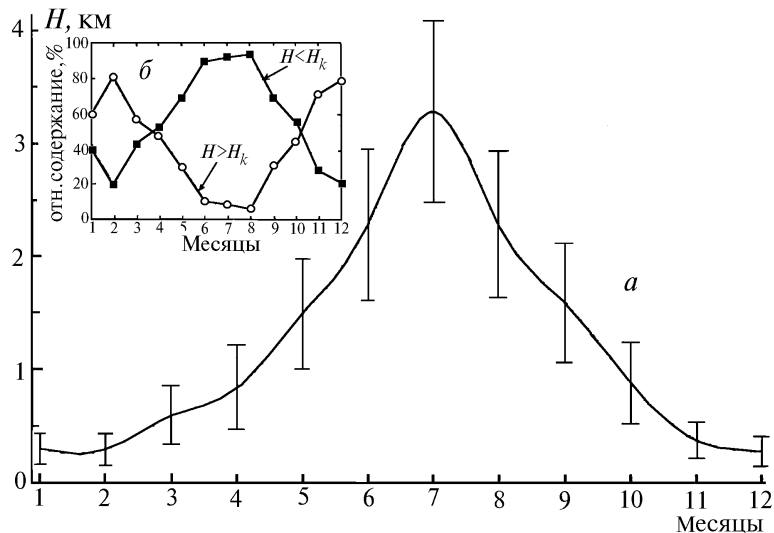


Рис. 6

Среднеквадратический разброс значений \bar{T}_3 , обусловленный ее пространственной изменчивостью между разными станциями, не превышает 2°C для каждого из месяцев. Для анализа межгодовой изменчивости температуры были использованы данные о среднемесячных температурах в г. Томске за период 1972 – 1992 гг. (данные были любезно предоставлены А.И. Кусковым). Межгодовой разброс \bar{T}_3 оказался равным $\sim 5^\circ\text{C}$ для зимних месяцев и $\sim 2^\circ\text{C}$ для летних. Суммируя дисперсии пространственной и межгодовой изменчивости \bar{T}_3 и дополняя погрешностью, вносимой аппроксимационной формулой (4), была проведена оценка вариаций годового хода <слоя коррелированности> для Западно-Сибирского региона. Среднеквадратическое отклонение ΔH_k составило около 40 % для зимнего периода и 20 – 25 % для летнего.

Для того чтобы проанализировать роль слоя перемешивания (в нашем случае <слоя коррелированности>) в формировании вертикального профиля аэрозоля, на рис. 6, б приведен годовой ход относительного содержания субмикронных частиц выше и ниже этого слоя. Эти кривые дают наглядное представление и о возможности использования результатов измерения аэрозольных характеристик в приземном слое для восстановления их вертикального профиля в разрабатываемых эмпирических моделях.

В заключение авторы считают своим приятным долгом отметить, что настоящая работа выполнена при финансовой поддержке US Man and Biosphere Program Grant No. 1753–300221 (US Department of State), Специального молодежного фонда РАН и индивидуальных грантов Международного научного фонда.

1. The International Global Aerosol Program (IGAP). Ed. by P.V. Hobbs, 1994. 82 с.
2. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовева Ю.С. // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–256.
3. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. N 1. С. 21–35.
4. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. N 3. С. 241–254.
5. Розенберг Г.В., Георгиевский Ю.С., Капустин В.Н. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т. 13. N 11. С. 936–949.

6. Панченко М. В. // Оптика атмосферы, 1988. Т. 1. N 4. С. 25–29.
7. Панченко М. В., Терпугова С. А., Тумаков А. Г. и др. // Оптика атмосферы и океана, 1994. Т. 7. N 8. С. 1022–1032.
8. Панченко М. В., Терпугова С. А., Тумаков А. Г., Польшкин В. В. // В сб.: Результаты комплексных экспериментов <Вертикаль-86> и <Вертикаль-87>, Томск: ТНЦ СО АН СССР, 1989. С. 18–28.
9. Горчаков Г. И., Свириденков М. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. N 1. С. 53–59.
10. Веретенников В. В., Кабанов М. В., Панченко М. В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1986. Т. 22. N 10. С. 1042–1049.
11. Горчаков Г. И., Емиленко А. С., Свириденков М. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. N 1. С. 35–49.
12. Панченко М. В., Тумаков А. Г., Терпугова С. А. // Аппаратура дистанционного зондирования параметров атмосферы. Томск: ТНЦ СО АН СССР, 1987. С. 40–46.
13. Hanel G. // Adv. in Geophys. 1976. V. 19. P. 73–188.
14. Горчаков Г. И., Сидоров В. Н., Свириденков М. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1982. Т. 18. N 9. С. 997–1000.
15. Георгиевский Ю. С., Розенберг Г. В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. N 2. С. 126–137.
16. Бейкер М., Емиленко А. С., Розенберг Г. В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. N 8. С. 855–865.
17. Свириденков М. А., Сидоров В. Н., Горчаков Г. И. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. N 11. С. 1225–1231.
18. Тумаков А. Г., Ювженко А. В. // В сб.: Результаты комплексного эксперимента <ОДАЭКС-87>. Томск: ТНЦ СО АН СССР, 1989. С. 102–110.
19. Сидоров В. Н., Горчаков Г. И., Емиленко А. С., Свириденков М. А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1984. Т. 20. N 12. С. 1156–1164.
20. Сидоров В. Н. // Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. Часть II. М. 1992 (Препринт / Ин-т физики атмосферы РАН, N 9).
21. Климат Томска / Под ред. С. Д. Кошинского, Л. И. Трифионовой, Ц. А. Швер. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 176 с.
22. Галин В. Я. Моделирование апрельской циркуляции. М. 1991. (Препринт / Отдел вычислительной математики АН СССР, N 281).
23. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 368 с.
24. Дябин Ю. П., Танташев М. В., Мирумянц С. О., Марусьяк В. Д. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т. 13. N 11. С. 1205–1211.
25. Максимюк В. С., Татьянин С. В. // В сб.: Оптические свойства земной атмосферы. Томск: ТФ СО АН СССР, 1988. С. 41–44.
26. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 256 с.
27. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 224 с.
28. Белан Б. Д., Задде Г. О., Панченко М. В. и др. // В сб.: Оптические свойства земной атмосферы. Томск: ТФ СО АН СССР, 1988. С. 45–51.
29. Тихонов А. Н., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1974. 222 с.
30. Новый аэроклиматический справочник свободной атмосферы над территорией СССР / Под ред. И. Г. Гутермана. М.: Гидрометеоздат, 1980.

Институт оптики атмосферы
СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
10 мая 1994 г.

M. V. Panchenko, S. A. Terpugova. Annual Behavior of the Submicron Aerosol Fraction in the Troposphere over West Siberia.

In this paper we present an analysis of the annual behavior of the vertical profile of scattering coefficients of the dry matter of submicron aerosol particles. Experimental data analyzed have been obtained from nephelometric airborne sounding of the atmosphere over West Siberia in 1986–1988. Sounding was carried out at altitudes from 0 to 5 km.

It is shown in the paper that in spring time there was observed an enhanced atmospheric turbidity at altitudes above 2 km that was caused by the long-range transport of aerosol produced in the western regions of Siberia after snow thawing.

We also consider in this paper the variability of the vertical profile of aerosol content for four seasons. Based on data on mean temperature of the low atmospheric layers we propose an empirical formula for estimating the mixing layer height. Annual behavior of the mixing layer height is analyzed.