

М.В. Панченко, Ю.А. Пхалагов, Р.Ф. Рахимов, С.М. Сакерин, Б.Д. Белан

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНОЙ ПОГОДЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 20.07.99 г.

Обобщаются известные на сегодняшний день сведения об основных геофизических факторах, которые определяют изменчивость свойств аэрозоля (в первую очередь оптических) для Западной Сибири. Для изложения выбрана последовательность в соответствии с определенной иерархией процессов, которые обычно используются при описании погоды и климата в конкретном географическом районе.

На основе данных самолетных и наземных измерений оптических характеристик аэрозоля рассматривается межсезонная и внутрисезонная изменчивость, обусловленная сменой воздушных масс в регионе, и для каждого из сезонов анализируется их суточный ход.

Отмечена определенная межгодовая периодичность вариаций среднегодовых значений концентрации аэрозоля. В качестве гипотезы высказано предположение, что эта периодичность обусловлена циркуляционными процессами, выходящими за масштабы региона.

Показано, что в изменчивости аэрозольной погоды в конкретном регионе проявляется влияние практически всех значимых геофизических факторов, а именно межгодовых циклов, годового хода, процессов синоптического масштаба и внутрисуточной трансформации.

### 1. Введение

К настоящему времени накоплен большой объем сведений об оптических и микрофизических характеристиках аэрозоля, основных процессах его образования и трансформации практически во всем диапазоне высот, где присутствие частиц сказывается на оптических свойствах атмосферы [1–9].

В то же время сильная пространственно-временная изменчивость свойств аэрозоля и их связь со всеми атмосферными процессами обуславливают актуальность углубленного исследования всего многообразия состояний с целью изучения роли атмосферных частиц в изменении глобального климата, их воздействия на геосферно-биосферные процессы, совершенствования моделей оптических характеристик, необходимых для радиационных расчетов и оценки эффективности систем, работающих через атмосферу в оптическом диапазоне.

Бесспорный прогресс, достигнутый в развитии численных моделей общей циркуляции атмосферы, где радиационный блок является одним из наиболее важных элементов, диктует необходимость достижения и соответствующего уровня базовых сведений об основных оптических характеристиках аэрозоля. Понятно, что как бы ни были совершенны аналитические и численные методы радиационных задач, успешность прогноза климатических изменений в конечном итоге будет определяться надежностью и достоверностью сведений об оптических параметрах атмосферы и правильностью учета их изменчивости под влиянием внешних факторов. В частности, не исключено, что корректный учет оптических свойств аэрозоля и трендов их изменчивости (в особенности с учетом антропогенных источников) сможет компенсировать прогнозируемое в современных моделях потепление, обусловленное парниковыми газами [10].

Даже простое перечисление таких атмосферных ситуаций, как дымки, туманы, различные типы облаков

(жидкокапельные, кристаллические, смешанные), дымы лесных пожаров, выбросы промышленных предприятий, пыльные бури, извержения вулканов, осадки в виде дождя и снега и многие другие, в которых визуально обнаруживается присутствие частиц, дает представление о многообразии форм, физико-химических свойств и чрезвычайно широком диапазоне размеров частиц, присутствующих в атмосфере.

Наиболее типичной ситуацией в атмосфере является состояние аэрозоля (реализуется не менее чем в 90% случаев), которое, в соответствии с классификацией [11, 12], относится к классу дымков. Атмосферные дымки наблюдаются, когда относительная влажность воздуха не достигает 100% [8, 13].

В данной статье под термином «атмосферный аэрозоль» понимаются частицы, определяющие именно это состояние.

Поскольку мы имеем дело с реальной атмосферой, то практически любая задача по изучению аэрозоля представляет собой типичную мультидисциплинарную проблему, качественное решение которой трудно представить без использования методологии, принятой в метеорологических и климатических исследованиях.

В настоящей статье сделана попытка обобщить известные сведения об основных геофизических факторах, которые определяют изменчивость свойств аэрозоля (в первую очередь оптических) для Западной Сибири. Для этого была выбрана последовательность в соответствии с определенной иерархией процессов, которые обычно используются при описании погоды и климата в конкретном географическом районе. Как нам кажется, этот подход не только помогает удачно выстроить формальную схему подачи материала, но и имеет более глубокий смысл, присущий самому объекту исследования. Поэтому в названии статьи и был использован термин «аэрозольная погода».

По определению, «физическое состояние атмосферы в определенный момент или в конечный промежуток времени,

определяемое совокупностью метеорологических величин и атмосферными явлениями», называется погодой [14].

Аэрозоль является неотъемлемой составной частью атмосферы, во многом обуславливает ее оптическое состояние и в общем случае должен считаться одним из элементов, определяющих погоду. В то же время при рассмотрении «жизни» аэрозольных частиц в атмосфере и анализе факторов, обуславливающих их трансформацию, на наш взгляд, можно применить термин «аэрозольная погода».

Целесообразность использования такого термина продиктована следующими соображениями: конкретное состояние аэрозоля (которое может быть представлено как совокупность его характеристик) в атмосфере зависит от множества *собственно аэрозольных процессов*: мощности источников и пропускной способности стоков, преобразований в процессе рождения и жизни частиц в атмосфере, т.е. процессов, имеющих свои пространственно-временные масштабы изменчивости, определенная часть которых может быть и не связана с традиционно рассматриваемыми погодными факторами (особенно это касается антропогенной составляющей).

В свою очередь, известно, что большинство аэрозольных процессов в атмосфере во многом зависит и регулируется сложным комплексом практически всех геофизических, синоптических и метеорологических факторов (т.е. именно тех процессов, которые и определяют погоду).

Очевидно, что для исчерпывающего описания «аэрозольной погоды» необходимо знание достаточно большого набора величин, характеризующих микрофизические параметры частиц (распределение по размерам, форму, структуру, наличие электрических зарядов и т.д.) и их химический состав. На сегодняшний день различные характеристики аэрозоля изучены в разной степени, поэтому не представляется возможным с равной достоверностью охарактеризовать изменчивость всего необходимого комплекса его параметров под воздействием внешних геофизических факторов. Ориентируясь на основные направления исследований Института оптики атмосферы СО РАН, в данной статье главное внимание будет уделено оптическим характеристикам и некоторым параметрам микроструктуры аэрозоля, которые заметно определяют трансформацию оптического состояния атмосферы в регионе Западной Сибири (учитывая то обстоятельство, что рамки статьи не позволяют дать подробное описание всех процессов, ограничимся только основными аспектами проявления геофизических факторов, опуская доказательную часть, которая содержится в предыдущих публикациях).

## 2. Годовой ход изменчивости аэрозоля

На рис. 1 для разных высот даны среднемесячные значения коэффициента аэрозольного рассеяния  $\sigma_d(H)$  для сухой основы частиц [15] (т.е. значений, приведенных к нулевой относительной влажности воздуха) для Западно-Сибирского региона [17], полученные по данным самолетного зондирования. Для того чтобы оценить воздействие местных источников на характер формирования вертикального профиля, проведено сравнение среднемесячных значений  $\sigma_d$ , полученных на разных высотах отдельно для Томска и других географических пунктов исследуемого района [17]. Заметные отличия данных в этих массивах есть только в приземном слое атмосферы. Выше приземного слоя достоверных различий не наблюдается, что свиде-

тельствует об однородности (при среднемесячном усреднении) аэрозольных свойств для всего региона.

Высокие приземные значения  $\sigma_d$  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 [16] препятствует выносу аэрозоля в вышележащие слои атмосферы.

Большая наполненность атмосферы аэрозолями летом (в нашем массиве максимум приходится на август) может быть объяснена следующими факторами: наибольшей прогреваемостью подстилающей поверхности в это время года, обуславливающей вынос аэрозольных частиц до больших высот (и, следовательно, увеличивающей время их жизни в атмосфере), повышенной инсоляцией и длинным световым днем, определяющим интенсивность и длительность фотохимических процессов, а также преобладанием слабоподвижных малоградиентных барических образований [16], способствующих накоплению тропосферного аэрозоля. Максимальное содержание аэрозоля проявляется в августе, а не в июле, который по всем вышеперечисленным факторам превосходит август. По-видимому, это связано с тем, что в августе выпадает меньшее количество осадков [16]. 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 [16], способствующими очищению атмосферы и выключающими влияние подстилающей поверхности.

Таким образом, если для проанализированных выше трех сезонов года основные процессы, определяющие факторы изменчивости и действие источников аэрозоля, такие же, как и для больших территорий (по крайней мере, для зоны умеренного пояса Северного полушария), то некоторые особенности, наблюдающиеся в весенний период, требуют особого рассмотрения.

Отчетливый максимум коэффициента рассеяния наблюдается в апреле на высотах больше 2 км (рис. 1,  $\sigma - d$ ) [17]. Природа появления высокого содержания аэрозоля на этих высотах связана, во-первых, с повышенной динамикой атмосферной циркуляции, обусловленной большим контрастом альбедо при продвижении границы таяния снегов [18]. По этой же причине в весенний период должен наблюдаться и значительный пространственный контраст состояния и мощности источников частиц и паров аэрозолеобразующих соединений. И во-вторых, 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 освободилось от снежного покрова и под действием солнечной радиации способно поставлять в атмосферу пары аэрозолеобразующих соединений [12]).

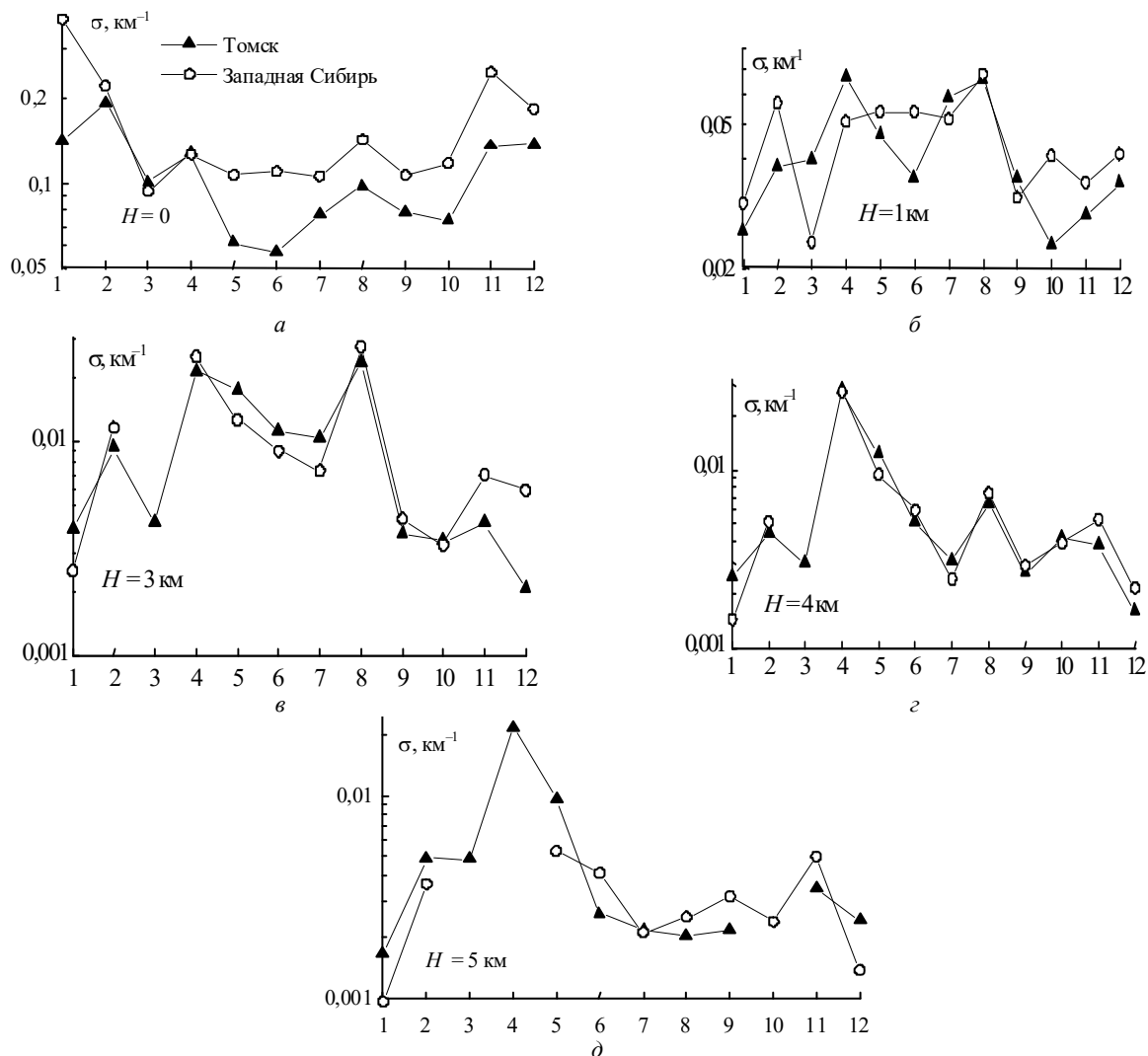


Рис. 1. Среднемесячные значения аэрозольного коэффициента рассеяния на разных высотах для Томска и остальных географических пунктов Западной Сибири

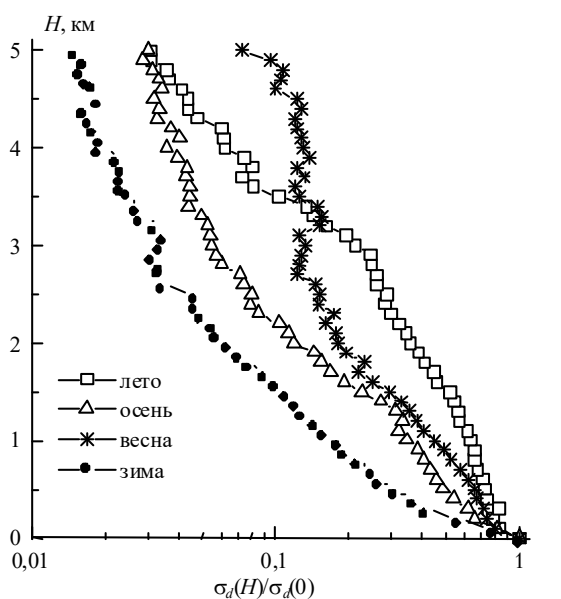


Рис. 2. Нормированные вертикальные профили аэрозольных коэффициентов рассеяния

*Сезоны.* Очевидно, что усреднение экспериментальных данных по календарным месяцам не может дать наиболее характерной картины основных особенностей формирования вертикального профиля и других оптических характеристик, поскольку среднемесячные значения даже традиционно измеряемых метеорологических параметров атмосферы от года к году заметным образом варьируют. Сезонное же усреднение вполне пригодно для анализа [17].

Как видим из рис. 2, где приведены среднесезонные профили, нормированные на значение приземного коэффициента рассеяния  $\sigma_a(0)$ , стратификация аэрозольных характеристик заметно меняется от сезона к сезону.

*Зимой* инверсный профиль температуры [16, 17] препятствует вертикальным движениям воздуха, и основная масса аэрозольных частиц сосредоточена в нижнем 200–500-метровом слое.

*Летом* высокая прогреваемость подстилающей поверхности и нижних слоев атмосферы обеспечивает хорошее перемешивание воздуха и аэрозольных частиц по вертикали. После небольшого уменьшения в приземном слое значения коэффициента рассеяния убывают незначительно вплоть до высоты  $\sim 3$  км, а затем следует быст-

рый спад  $\sigma_d(H)$  на отрезке 300–400 м и, наконец, выше начинается область значений, соответствующих свободной атмосфере [17].

Вертикальные профили  $\sigma_d(H)$  для *весеннего* и *осеннего* сезонов до высот  $\sim 2,5$  км близки друг к другу и занимают промежуточное положение между зимним и летним. Выше 2,5 км весной наблюдается уже упоминавшаяся повышенная заполненность атмосферы аэрозолем, которая обусловлена воздействием удаленных источников и не связана с термической стратификацией.

Результаты многочисленных приземных наблюдений, проводимых нами в регионе, не противоречат основным проявлениям внутригодового хода и сезонным особенностям, которые описаны выше по данным самолетных измерений и позволяют существенно расширить наши представления об оптических характеристиках в широком спектральном диапазоне.

### 3. Внутрисезонная изменчивость аэрозоля

#### 3.1. Статистические характеристики массивов коэффициентов аэрозольного ослабления в приземном слое атмосферы в разные сезоны года

На рис. 3–6 представлены результаты статистической обработки полученных массивов коэффициентов аэрозольного ослабления  $\alpha(\lambda)$  в области спектра 0,4–12 мкм. Содержание всех рисунков идентично и включает в себя усредненный спектральный ход коэффициентов  $\alpha(\lambda)$ , среднеквадратичное отклонение этих величин  $\sigma_\alpha(\lambda)$  и нормированные коэффициенты корреляции между аэрозольным ослаблением излучения в видимой и ИК-областях спектра  $\rho_{\alpha(0,48),\alpha(\lambda)}$ .

На рис. 3 приведены данные измерений в зимних условиях (декабрь 1992 г. [19]). Кривые 1 на этом рисунке соответствуют атмосферной дымке, а кривые 2 — ледяному туману. Уместно напомнить, что термин «ледяной туман» означает наличие в воздухе мельчайших ледяных кристаллов, образующихся при температурах ниже  $-12^\circ\text{C}$  в условиях ясной антициклональной погоды [20]. Наиболее крупные частицы ледяного тумана хорошо видны в лучах Солнца.

Из рис. 3 видно, что характерный для зимней дымки спектральный ход коэффициентов  $\alpha(\lambda)$  полностью сохраняется и в ледяном тумане. Это свидетельствует об устойчивости спектра распределения по размерам и концентрации частиц дымочной фракции в зимний период. Появление ледяного тумана лишь создает повышенное аэрозольное ослабление (примерно на  $0,20\text{--}0,25 \text{ км}^{-1}$ ), обусловленное ледяными кристаллами, но совершенно не влияет на оптические свойства мелкодисперсной фракции атмосферного аэрозоля.

Изменчивость коэффициентов  $\alpha(\lambda)$ , характеризующаяся величинами  $\sigma_\alpha(\lambda)$ , в видимой области спектра для зимней дымки выражена сильнее по сравнению с ситуацией ледяного тумана, а для ИК-диапазона спектра наоборот.

На рис. 4 приведено сравнение статистических характеристик аэрозольного ослабления в дымках, полученных в декабре 1992 г. (кривые 2) и в июне 1995 г. (кривые 1). Из рисунка видно, что в зимний период аэрозольное ослабление и его изменчивость в несколько раз больше по сравнению с теплым временем года во всем спектральном диапазоне. Корреляционная связь  $\rho_{\alpha(0,48),\alpha(\lambda)}$  для весны разрушается до уровня 0,5–0,4, в ближней ИК-области спектра — около длин волн 0,87–1,06 мкм, а для зимы такой уровень корреляции наблюдается только для  $\lambda > 8$  мкм.

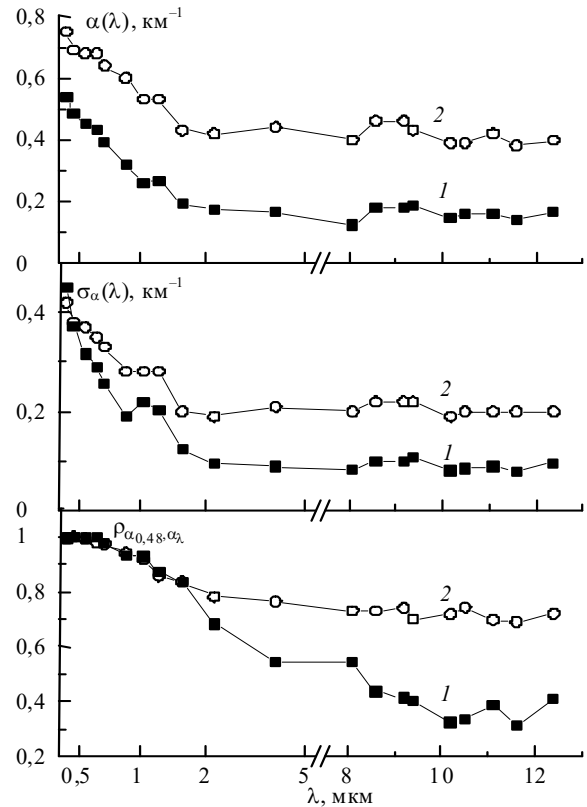


Рис. 3. Статистические характеристики массивов коэффициентов аэрозольного ослабления, полученных в зимних условиях для дымки (кривые 1) и ледяного тумана (кривые 2). Измерения 1992 г.

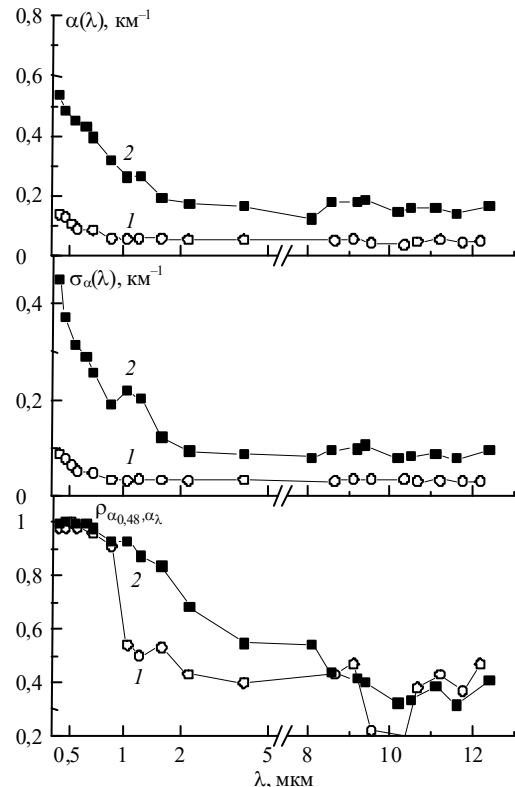


Рис. 4. Статистические характеристики массивов коэффициентов аэрозольного ослабления, полученных в условиях весенних (кривые 1) и зимних (кривые 2) дымок. Измерения 1992 и 1995 гг.

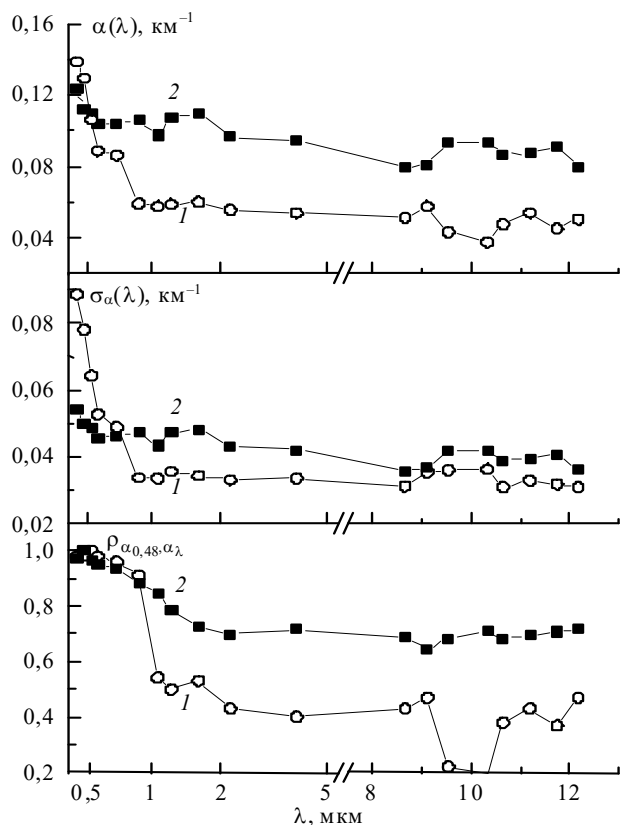


Рис. 5. Статистические характеристики массивов коэффициентов аэрозольного ослабления, полученных в условиях весенних (кривые 1) и летних (кривые 2) дымок. Измерения 1995 г.

На рис. 5–6 приведено сравнение статистических характеристик аэрозольного ослабления для условий летней (кривые 2) и весенне-осенней (кривые 1) дымок.

Из рисунков видно, что для летних условий в ИК-области спектра наблюдается устойчивое повышение величины аэрозольного ослабления и его изменчивости по сравнению с июньскими измерениями 1995 г. (около двух раз) и с осенними данными 1998 г. (в полтора раза). Кроме того, в летних дымках в видимой области спектра наблюдается более пологий спектральный ход коэффициентов  $\alpha(\lambda)$ , что, видимо, обусловлено уменьшением роли субмикронного аэрозоля в условиях повышенных температур и пониженной относительной влажности воздуха.

### 3.2. Влияние воздушных масс

Внутри каждого из сезонов наибольшую изменчивость аэрозольного состояния атмосферы обуславливают процессы синоптического масштаба [21], главным образом чередование воздушных масс. Действительно, уже в самом начале регулярных наблюдений метеорологи обратили внимание на то, что различные воздушные массы отличаются по цвету воздуха и дальности видимости [22]. Однако до настоящего времени, кроме результатов оптических измерений в приземном слое атмосферы (см., например, [23]) и измерений спектральной оптической толщи  $\tau(\lambda)$  [24], сведений об аэрозольных характеристиках для разных воздушных масс имеется явно недостаточно.

Погоду в Западно-Сибирском регионе определяют два основных типа воздушных масс: континентальная арктическая и континентальная умеренная [16].

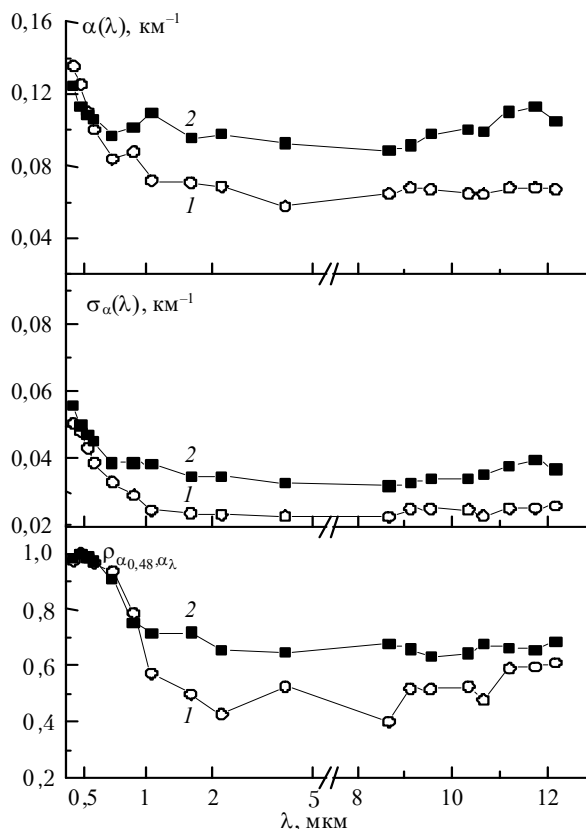


Рис. 6. Статистические характеристики массивов коэффициентов аэрозольного ослабления, полученных в условиях осенних (кривые 1) и летних (кривые 2) дымок. Измерения 1998 г.

На рис. 7 приведены результаты сравнения вертикального профиля  $\sigma_d$  для умеренной и арктической воздушных масс в каждом из сезонов года [25]. Привычное представление о том, что арктические воздушные массы приносят в район измерений чистый прозрачный воздух, оказывается справедливым только для летних условий (рис. 7,а), где почти во всем диапазоне высот аэрозольная наполненность умеренной воздушной массы выше, чем арктической. Осенью достоверных различий во всем вертикальном профиле (рис. 7,б) между двумя типами воздушных масс не наблюдается.

Зимой же (рис. 7,а), начиная с высот ~500 м, арктический воздух содержит в среднем большее количество аэрозольных частиц по сравнению с умеренными воздушными массами. Весной на высотах выше 2,5 км сохраняются различия, наблюдаемые в зимних условиях, в то время как в нижнем километровом слое атмосферы характер различий начинает приближаться к летнему. Эти факты [25], на первый взгляд, являются неожиданными, поэтому рассмотрим их более подробно.

Систематическое изучение арктического аэрозоля было начато с 1972 г., хотя еще в 50-х гг. отмечалось явление «арктической дымки» [26, 27]. В настоящее время к аэрозольным проблемам арктического воздуха привлечено внимание широкого круга специалистов, работы которых обобщены в обзорах И.Н. Соколик и А.А. Виноградовой [28, 29]. На основе данных [29] становятся понятны причины зимне-весеннего накопления аэрозоля в арктическом воздухе. Арктические воздушные массы отделены от более теплого воздуха умеренных широт арктическим фронтом, который является мощным препятствием для проникнове-

ния аэрозоля с юга, поскольку сам фронт представляет собой зону осадков и эффективного перемешивания.

С осени, по мере охлаждения земной поверхности и атмосферы, арктический фронт начинает перемещаться на юг. В зимний период и в начале весны арктические воздушные массы располагаются над большей частью покрытых снегом материков Северной Америки и Евразии [30]. По мере весеннего прогрева граница арктического фронта начинает

смещаться на север, и к концу лета арктические воздушные массы сосредотачиваются над приполярными областями [28, 30]. Состояние подстилающей поверхности и атмосферы в Арктике в зимний период способствует накоплению аэрозоля, поскольку в темной, холодной атмосфере высоких широт химические реакции замедлены, фотохимические практически отсутствуют, а частые приземные инверсии препятствуют стоку аэрозоля на поверхности [28].

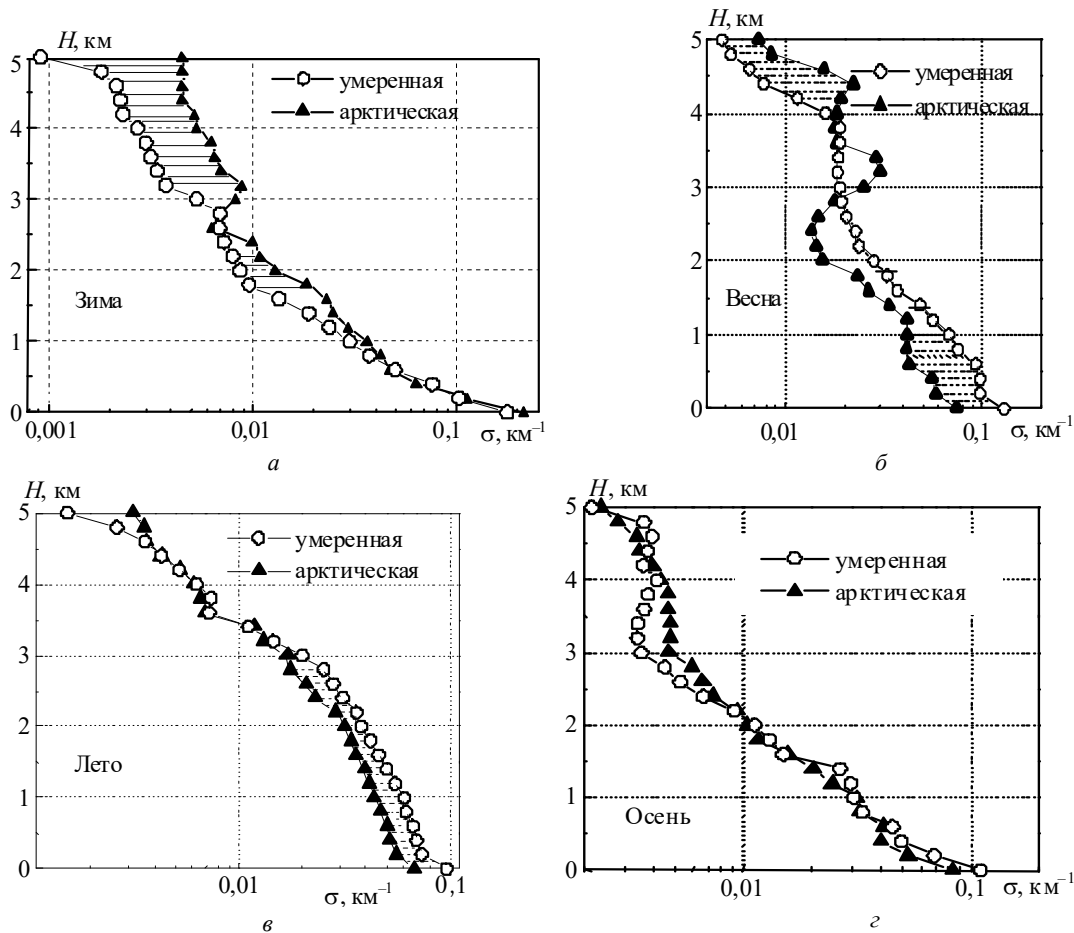


Рис. 7. Сравнение вертикальных профилей  $\sigma_d$  для умеренной и арктической воздушных масс в каждом из сезонов года

Именно такой процесс наблюдается на рис. 7, если сравнить средние вертикальные профили  $\sigma_d(H)$  для арктических воздушных масс в разные сезоны года. Видим, что, начиная с осени, на высотах выше слоя перемешивания аэрозольная наполненность возрастает и достигает своего максимального значения в весенний период.

Зимой умеренные континентальные воздушные массы осуществляют занос аэрозоля в Арктику. Накапливаясь там, он затем возвращается на территорию Западной Сибири с арктическим воздухом. Именно поэтому практически во всем диапазоне высот выше слоя перемешивания ( $> 500$  м) арктические воздушные массы имеют большую аэрозольную наполненность, чем умеренные. Весной, по мере прогрева, усиливается роль подстилающей поверхности как источника аэрозоля и увеличивается высота слоя перемешивания, поэтому повышенное содержание аэрозоля в арктическом воздухе по сравнению с умеренным наблюдается на высотах свыше 3 км. Ниже этого уровня отличия в коэффициентах рассеяния между двумя типами

воздушных масс начинают приобретать летний характер. Летом, как уже отмечалось, поступление континентального аэрозоля в Арктику затруднено, поэтому и арктические воздушные массы на всех высотах (0–5 км) содержат меньшее количество аэрозольных частиц, чем наблюдается в умеренных континентальных массах. Осенью, с ее частыми осадками и влажной подстилающей поверхностью, различий между арктическими и умеренными воздушными массами не наблюдается [16].

Данные самолетных наблюдений и основные выводы о характере различий оптического состояния атмосферы при смене воздушных масс подтверждаются и результатами приземных измерений спектральных коэффициентов ослабления и аэрозольной оптической толщи для отдельных сезонов.

На представительных массивах данных сезонов 1992 и 1995 гг. было показано, что спектральная структура коэффициентов аэрозольного ослабления в летних дымках в значительной мере определяется типом господствующей

воздушной массы. Так, например, арктическая воздушная масса, пришедшая в Сибирь в июне, задержала цветение хвойных и лиственных деревьев и обусловила низкий уровень коэффициентов аэрозольного ослабления в инфракрасном диапазоне длин волн. А в июле, с приходом воздушных масс из умеренных и субтропических широт, в условиях высокой прозрачности атмосферы уровень коэффициентов аэрозольного ослабления в инфракрасном диапазоне длин волн значительно увеличился. Обнаружено также, что в отличие от летних условий в зимних дымках с приходом арктических воздушных масс в среднем наблюдаются довольно большие значения коэффициентов аэрозольного ослабления. Для более наглядной иллюстрации обсуждаемых результатов в верхней части на рис. 8 представлена температурная (фактически межсезонная) зависимость усредненных коэффициентов аэрозольного ослабления в ИК-области спектра на длине волны  $\lambda = 3,9$  мкм и параметра  $\Delta\alpha = \alpha_{0,44} - \alpha_{3,9}$  в приземных дымках.

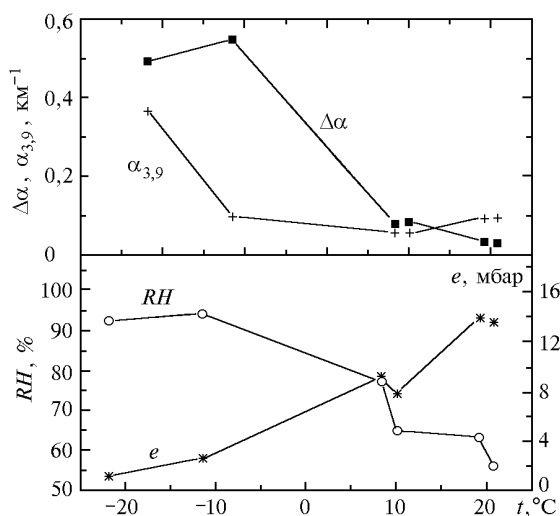


Рис. 8. Зависимость относительной влажности воздуха ( $RH$ ), парциального давления паров воды ( $e$ ), коэффициента аэрозольного ослабления  $\alpha_{3,9}$  и параметра  $\Delta\alpha = \alpha_{0,44} - \alpha_{3,9}$  от температуры воздуха

Параметр  $\Delta\alpha$  характеризует ослабление радиации субмикронным аэрозолем в диапазоне размеров примерно от 0,1 до 1 мкм, в то время как величина  $\alpha_{3,9}$  характеризует, в основном, ослабление оптического излучения грубодисперсным аэрозолем. Из рисунка видно, что вклад субмикронного аэрозоля в ослабление оптического излучения максимален зимой и минимален летом.

### 3.3. Вариации аэрозольной оптической толщины при смене воздушных масс

Аэрозольная оптическая толщина  $\tau^A$  является одной из основных оптических характеристик, которая непосредственно влияет на поступление прямой и рассеянной солнечной радиации. В области спектра менее 1 мкм зависимость  $\tau^A(\lambda)$  проявляется, как правило, в монотонном спаде с ростом длины волны и описывается формулой Ангрстрема:  $\tau^A(\lambda) = \beta\lambda^{-\chi}$  ( $\chi$  – параметр Ангрстрема, характеризующий относительную селективность спектрального хода;  $\beta$  – коэффициент мутности, величина которого близка к  $\tau^A$  в области 1 мкм). Реже спектральный ход в области  $\lambda < 1$  мкм имеет квазинейтраль-

ный характер. В длинноволновой области спектральный ход  $\tau^A(\lambda)$  близок к нейтральному.

Рассмотрим особенности изменчивости  $\tau_1^A$  по материалам наблюдений в районе Томска в летние периоды 1992–1997 гг. [31–33].

Анализ имеющихся данных показывает, что наибольшие изменения  $\tau_1^A$  и параметра  $\alpha$  происходят в масштабе синоптических колебаний. Причем именно смена воздушных масс, которые сформировались в районах, различающихся по источникам аэрозоля и климатическим условиям, оказывает основное влияние на прозрачность атмосферы. Вследствие чередования типичных для региона воздушных масс, умеренных и арктических, межсуточная изменчивость  $\tau_1^A$  может достигать 0,2 и более. Даже средняя амплитуда синоптических колебаний (в качестве аналога можно взять удвоенное значение  $\sigma_z$ ) соизмерима или превышает сезонные и межгодовые изменения.

При смене воздушных масс изменяется не только  $\tau_1^A$ , но и параметр Ангрстрема. На рис. 9 иллюстрируется область совместных значений  $\tau_1^A$  и  $\chi$ .

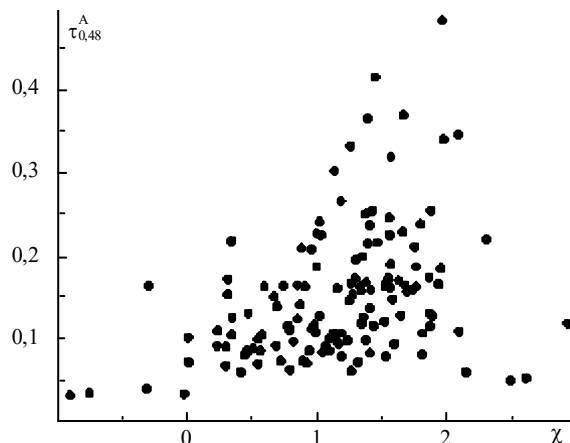


Рис. 9. Корреляционная диаграмма усредненных за день значений  $\chi$  и  $\tau_{0,48}^A$

Малые значения  $\chi < 0,5$  (квазинейтральная зависимость  $\tau^A(\lambda)$ ) реализуются, как правило, в условиях арктического воздуха, причем величина  $\tau_{0,48}^A$  не превышает 0,2. Общее число таких ситуаций составляет  $\sim 15\%$ . В отдельных случаях наблюдаются даже аномальные зависимости  $\tau^A(\lambda)$  (отрицательные  $\chi$ ) с максимумами в «красной» и УФ-области спектра [41]. Для больших атмосферных замутнений ( $\tau_{0,48}^A > 0,3$ ) характерна только высокая селективность спектрального хода ( $\chi = 1,2 \div 2$ ), т.е. преобладающую роль в формировании больших замутнений играет мелкодисперсный аэрозоль и в летних условиях его содержание больше в умеренных воздушных массах.

### 4. Суточный ход изменчивости аэрозоля

Как уже было показано, наряду с изменчивостью аэрозольных характеристик, обусловленной процессами синоптического масштаба, состояние аэрозоля также подвержено и более быстрым вариациям на суточном и внутрисуточном уровнях.

Из всего спектра аэрозольной изменчивости наиболее хорошо изучены основные процессы, определяющие су-

точный ход содержания аэрозоля и трансформации его оптических свойств (см., например, [34–36]).

В то же время при попытках количественного описания суточного хода любой из аэрозольных характеристик для конкретных условий на первый план выходит геофизическая сущность аэрозоля и появляется необходимость учета всего разнообразия внешних синоптических, метеорологических и локальных факторов, предыстории данной воздушной массы, состояния подстилающей поверхности, характера инсоляции и т.д. Отсюда, на сегодняшнем уровне знаний, возможность создания чисто теоретической (количественной) модели, описывающей все это многообразие факторов в их взаимосвязи, даже для описания суточного хода весьма проблематична. Поэтому по-прежнему более реальным представляется их описание на основе данных экспериментальных наблюдений.

#### 4.1. Вертикальный профиль коэффициента рассеяния

Разбиение массивов данных на «утро», «день», «ночь» и «вечер» проводилось в зависимости от времени восхода и захода Солнца на широте данного географического пункта для каждого месяца, а затем усреднялось для каждого из сезонов [37].

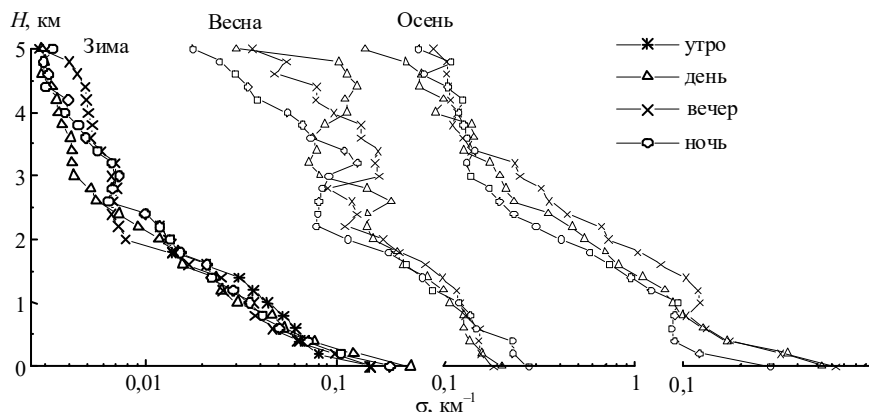


Рис. 10. Суточный ход вертикального профиля коэффициента рассеяния сухой основы аэрозольных частиц

Весна и осень характеризуются повышенной динамикой межсуточной изменчивости всех атмосферных процессов (частые смены воздушных масс, значительное число дней с осадками и т.д.), что во многом затрудняет анализ и затушевывает характерные особенности суточного хода. Внутрисуточная трансформация вертикального профиля  $\sigma_d(H)$  весной и осенью в основных чертах напоминает летний суточный ход, но амплитуда вариаций выражена гораздо слабее.

Наиболее ярко суточный ход вертикального профиля аэрозоля проявляется летом. Усредненный массив летних данных  $\sigma_d(H)$  представлен на рис. 11.

Летом, начиная с вечера, в течение ночи, как правило, происходит образование приземной температурной инверсии, высота которой к утру может достигать 400–500 м. Это приводит к снижению общего содержания аэрозоля в подинверсионном слое (100 – 400 м). Минимальные значения на высоте ~ 300 м наблюдаются в утренние часы.

В результате прогрева подстилающей поверхности и атмосферы в течение дня происходят увеличение высоты слоя перемешивания и его наполнение аэрозолем. С наступлением вечера вынос аэрозоля из приземного слоя прекращается и нижние слои атмосферы (по средним данным с

На рис. 10 для этих массивов приведены вертикальные профили коэффициентов рассеяния  $\sigma_d(H)$  сухой основы аэрозольных частиц для зимнего, весеннего и осеннего сезонов.

В зимних условиях закономерной трансформации содержания аэрозоля по вертикали в течение суток практически не наблюдается. Несмотря на существование суточного хода температуры в нижних (< 1 км) слоях атмосферы, в среднем температурный профиль сохраняет инверсный характер и это, как уже отмечалось, в значительной мере подавляет аэрозольный обмен между высотами. Что касается данных приземных измерений, то для зимних месяцев в настоящий момент о суточном ходе говорить преждевременно. Отметим только, что зачастую наблюдается дневной максимум содержания сухого аэрозоля. Но поскольку наши наземные наблюдательные станции расположены вблизи города, то не исключено, что появление дневного максимума для наших условий обусловлено приходом городского воздуха в пункт наблюдения. Следовательно, для решения этого вопроса необходима постановка зимнего многоточечного эксперимента (для летних условий подобный эксперимент показал хорошее согласие данных в нашей точке наблюдения и в фоновом районе [38]), что и намечается в дальнейшем.

$H \sim 1,5$  км) начинают опустошаться. Выше, вплоть до  $H \sim 3,5$  км, в вечерние часы продолжается некоторое увеличение высоты слоя перемешивания.

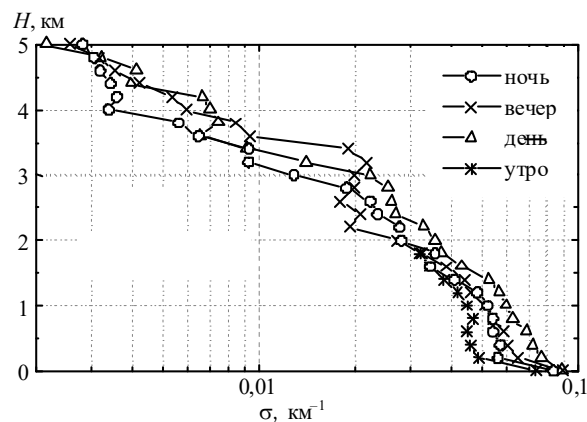


Рис. 11. Суточный ход вертикального профиля коэффициента рассеяния сухой основы аэрозольных частиц летом



#### 4.2. Дневной ход аэрозольной оптической толщи атмосферы для летних условий

Для определения собственно дневного хода аэрозольной мутности использовались среднечасовые значения  $\tau_1^A$ , нормированные на среднедневные значения для каждого дня измерений [32, 33].

Из рис. 12,а видно, что в дневной зависимости  $\tau_{0,48}^A$  можно выделить три участка: 1) утренний период до ~ 11 ч среднего солнечного времени характеризуется небольшими значениями  $\tau_{0,48}^A$  и малой изменчивостью; 2) на дневном участке до ~ 16 ч наблюдается непрерывный рост замутнения, составляющий около 3% в час; 3) в вечерний период происходит спад  $\tau^A$  до среднедневного уровня. Амплитуду дневной изменчивости можно оценить величиной ~ 0,03, а относительное изменение – не менее 15%.

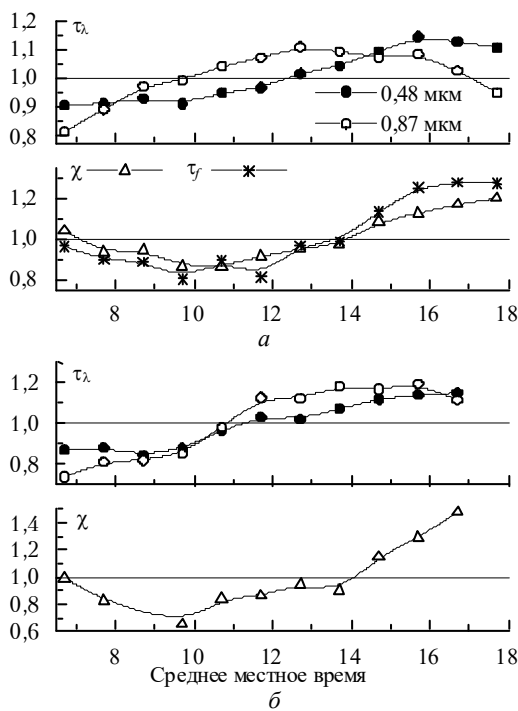


Рис. 12. Дневной ход  $\tau_1^A$ ,  $\chi$  и «мелкодисперсной» составляющей оптической толщи  $\tau_f = \tau_{0,48}^A - \tau_{0,87}^A$  в районе Томска (а) и лесной зоны (б)

Похожие закономерности проявляются и на других длинах волн, но в ИК-диапазоне спектра (0,87 мкм) максимум наступает раньше и более выражен. Следствием спектральных различий является дневной ход параметра  $\chi$ , с характерным минимумом в полдень (дневное изменение  $\chi$  около 25%). Статистическая различимость выявленных экстремумов подтверждается достоверными вероятностями, рассчитанными по критерию Стьюдента (в большинстве случаев ее величина не менее 0,999).

Такое поведение аэрозольной оптической толщи объясняется разной дневной трансформацией мелко- и грубодисперсного аэрозоля. Изменение  $\tau_{0,48}^A$  происходит преимущественно под влиянием подъема с подстилающей поверхности крупных частиц в результате дневной динамики конвекции и турбулентности. Изменение  $\tau_{0,48}^A$  в

большей степени определяется мелкодисперсной фракцией, поведение которой зависит от других факторов. После восхода Солнца начинается дневной рост содержания аэрозоля в результате усиления промышленной активности и включения механизма фотохимической генерации. В то же время под действием дневного уменьшения относительной влажности происходит «обсыхание» аэрозоля. По-видимому, встречное действие двух процессов приводит к тому, что мелкодисперсная фракция до полудня оказывает небольшое влияние на изменение оптической толщи. Позже влияние влажности ослабляется и происходит увеличение относительного вклада мелких частиц. Вечером, с уменьшением конвекции, дневное наполнение атмосферы аэрозолем прекращается и начинает преобладать процесс его стока. При этом крупные частицы оседают быстрее, вызывая вечерний рост параметра Ангстрема  $\chi$ .

Для оценки влияния городских условий на формирование дневного хода  $\tau^A$  дополнительно были проанализированы результаты, полученные в лесной зоне. Из рис. 12,б следует, что, несмотря на некоторые отличия из-за разных сроков и продолжительности наблюдений в двух районах, общая закономерность дневного хода  $\tau_1^A$  сохраняется.

#### 4.3. Суточный ход коэффициентов аэрозольного ослабления излучения на приземных трассах

На рис. 13 и 14 приведен суточный ход оптических характеристик  $\Delta\alpha$  и  $\alpha_{3,9}$ , а также основных метеопараметров атмосферы, усредненных примерно за 50 дней.

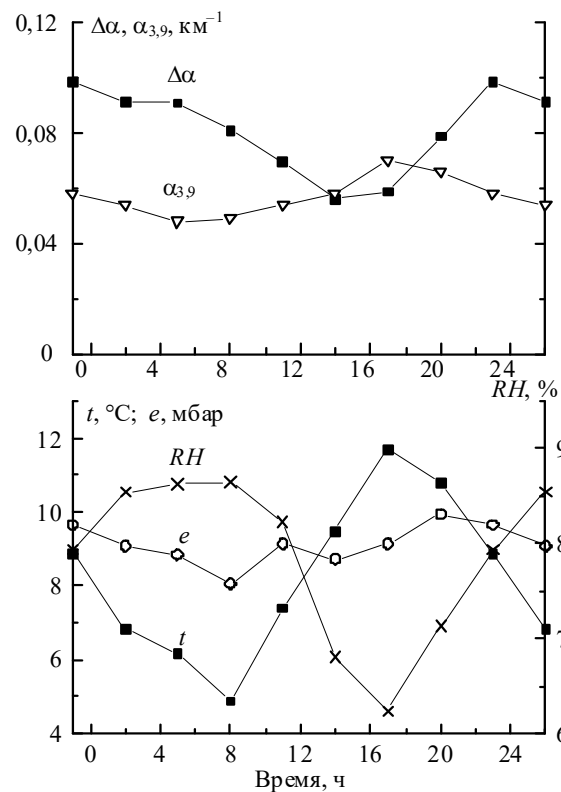


Рис. 13. Суточная изменчивость коэффициентов аэрозольного ослабления, обусловленных грубодисперсной фракцией аэрозоля (кривая  $\alpha_{3,9}$ ), субмикронной фракцией (кривая  $\Delta\alpha$ ), и метеопараметров атмосферы (осень 1998 г.)

Из рисунков видно, что величина  $\Delta\alpha$  связана в основном с относительной влажностью воздуха, а коэффициент  $\alpha_{3,9}$  синхронно повторяет суточный ход температуры воздуха, причем для летних данных этот факт проявляется ярче. Интенсивный прогрев почвы в дневное время летом способствует образованию конвективных потоков воздуха и турбулентной диффузии, что приводит к усилению выноса мелкодисперсного аэрозоля в

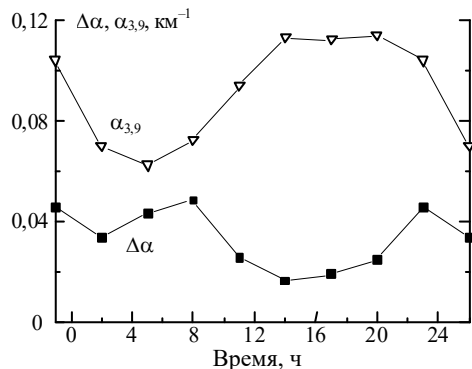


Рис. 14. Суточная изменчивость коэффициентов аэрозольного ослабления, обусловленных грубодисперсной фракцией аэрозоля (кривая  $\alpha_{3,9}$ ), субмикронной фракцией (кривая  $\Delta\alpha$ ), и метеопараметров атмосферы (лето 1998 г.)

В осенний период, с уменьшением нагрева почвы, конвекция и турбулентная диффузия ослабевают, что приводит к уменьшению выноса мелкодисперсного аэрозоля из приземного слоя по сравнению с летними условиями. Одновременно с этим уменьшается поступление в атмосферу грубодисперсного почвенного аэрозоля, так как в это время года в районе измерений довольно часто идут дожди. В результате одновременного проявления этих факторов спектральную структуру коэффициентов  $\alpha$  в осенний период в отличие от летнего формируют как крупные, так и мелкие частицы.

### 5. О межгодовой изменчивости свойств аэрозоля

В настоящее время из-за ограниченности срока наблюдений в исследуемом регионе выводы о межгодовой изменчивости, которые могли бы иметь климатическую значимость, на наш взгляд, делать преждевременно. В то же время обратим внимание на ряд интересных результатов, которые могут быть полезны для дальнейших исследований. Сначала несколько слов о хорошо известных фактах.

Самые заметные межгодовые изменения свойств аэрозоля наблюдаются в стратосфере и связаны с извержениями вулканов [39]. Оставляя в стороне вопрос о конкретных изменениях стратосферного аэрозоля, который представляет

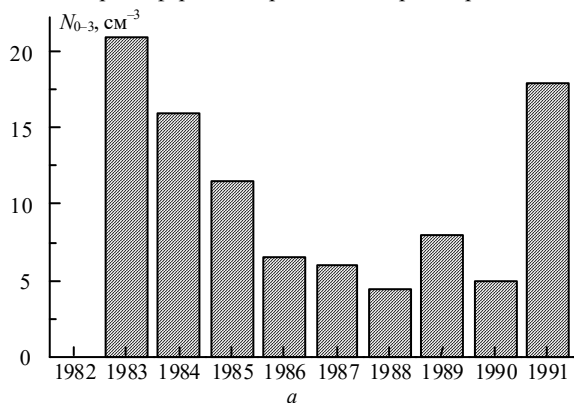
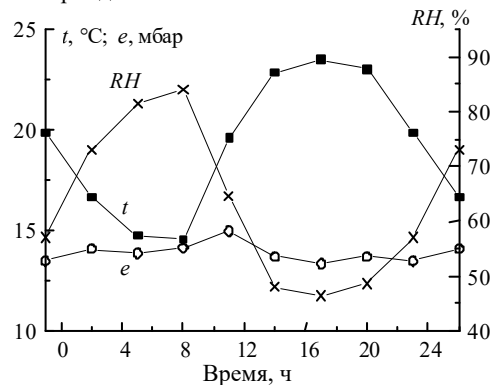


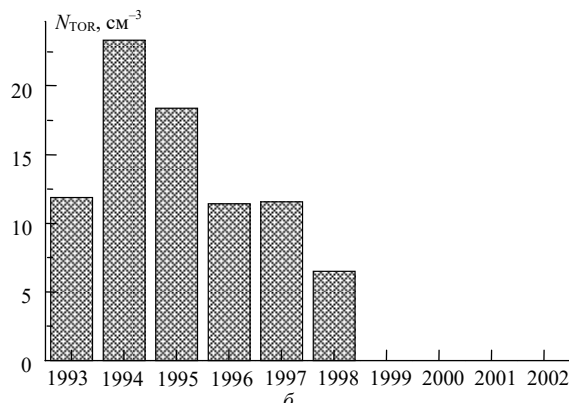
Рис. 15. Среднегодовая изменчивость счетной концентрации аэрозоля диаметром  $> 0,4$  мкм: *a* — по данным самолетного зондирования в слое 0–3 км; *б* — по данным мониторинга аэрозоля в приземном слое атмосферы на TOR-станции ИОА

более высокие слои атмосферы. Одновременно в приземном слое увеличивается концентрация наиболее крупных частиц, которые поступают с поверхности почвы и, вследствие своих размеров, не выносятся на большие высоты. В результате именно эти частицы формируют более пологий спектральный ход коэффициентов аэрозольного ослабления в приземной дымке в летний период.



отдельный интерес, отметим, что при мощных вулканических воздействиях вклад стратосферного аэрозоля проявляется и в интегральных оптических характеристиках. Проиллюстрируем это на примерах межгодовой изменчивости оптической толщи  $\tau_1^A$  в районе Томска.

Рассмотрим особенности изменчивости  $\tau_1^A$  по материалам наблюдений в районе г. Томска в летние периоды 1992–1997 гг. [31–33]. Статистика спектральных зависимостей  $\tau^A(\lambda)$  и их вариаций в различных атмосферных условиях Томска представлена в таблице. Заметим, что статистические характеристики параметра  $\beta$  дают ориентировочное представление о вариациях грубодисперсной фракции аэрозоля, а параметр  $\chi$  связан с относительным содержанием мелкодисперсной фракции. По статистическим данным хорошо видно уменьшение аэрозольного замутнения в исследуемый период. В какой-то степени явный спад  $\tau_1^A$  мог быть связан со снижением промышленной деятельности с начала 90-х гг. Но учитывая, что в 1991 г. было извержение вулкана Пинатубо, есть основание считать отрицательный тренд  $\tau_1^A$  следствием возвращения атмосферы к фоновому состоянию. Вулканическую добавку можно оценить величиной  $\sim 0,1$ , а ее относительный вклад изменялся за три года от 40 до 20% [33].



Более интересным и требующим своего объяснения является межгодовой ход концентрации частиц аэрозоля больших 0,2 мкм по радиусу, наблюдавшийся в нижних слоях атмосферы в период с 1983 по 1998 г. [42], который представлен на рис. 15.

Как видно из приведенных среднегодовых значений, концентрация аэрозоля от года к году изменяется весьма заметно и в какой-то степени можно говорить о проявляю-

щейся межгодовой периодичности. В качестве гипотезы можно предположить, что эта периодичность обусловлена циркуляционными процессами, выходящими за масштабы региона [40] (не исключено, что роль регулятора могут играть и извержения вулканов [39]). Но как уже отмечалось, более определенные выводы могут быть получены при дальнейшем наборе статистики и только совместными усилиями исследователей разных специальностей.

Выборочная статистика среднедневных значений  $\tau_1^{\wedge}$  ( $\cdot 10^3$ ) и параметров  $\chi$ ,  $\beta$  в районе г. Томска

Время	Параметр	$\lambda$ , мкм					$\chi$	$\beta$
		0,44	0,48	0,55	0,67	0,87		
Лето 1992	$\bar{\tau}$	283	263	232	192	162	0,81	0,14
	$\sigma_{\tau}$	094	084	068	053	041	0,28	0,14
	$V_{\tau}$	333	319	293	276	255	0,35	0,26
	Max	571	528	452	336	259	1,37	0,22
	Min	143	147	129	092	079	0,27	0,07
Зима 1992	$\bar{\tau}$	228	237	224	192	180	0,40	0,17
	$\sigma_{\tau}$	082	080	074	060	065	0,26	0,06
	$V_{\tau}$	360	336	330	312	360	0,65	0,35
	Max	351	356	327	267	303	0,71	0,29
	Min	089	010	094	085	086	0	0,08
Весна 1993	$\bar{\tau}$	261	237	203	149	110	1,43	0,09
	$\sigma_{\tau}$	118	107	095	075	066	0,42	0,06
	$V_{\tau}$	453	450	471	511	602	0,30	0,63
	Max	557	515	449	326	270	2,52	0,23
	Min	091	086	062	047	023	0,57	0,02
Лето 1993	$\bar{\tau}$	284	250	190	148	129	1,14	0,10
	$\sigma_{\tau}$	134	121	089	066	044	0,39	0,04
	$V_{\tau}$	472	484	469	448	341	0,34	0,37
	Max	612	551	401	279	209	1,76	0,17
	Min	114	101	069	052	039	0,48	0,03
Лето 1994	$\bar{\tau}$	164	150	116*	086	064	1,28	0,05
	$\sigma_{\tau}$	076	066	051	033	024	0,43	0,02
	$V_{\tau}$	466	452	440	389	365	0,34	0,36
	Max	393	339	260	177	111	1,84	0,09
	Min	073	060	048	034	027	0,34	0,02
Лето 1995	$\bar{\tau}$	167	152	124	094	088	1,08	0,07
	$\sigma_{\tau}$	068	057	041	038	052	0,44	0,04
	$V_{\tau}$	406	375	328	399	591	0,41	0,51
	Max	356	301	217	197	280	1,76	0,16
	Min	062	070	039	045	041	0	0,04
Лето–осень 1997	$\bar{\tau}$	110	091	079	059	046	1,05	0,04
	$\sigma_{\tau}$	060	047	033	022	016	0,69	0,01
	$V_{\tau}$	543	513	420	369	345	0,66	0,31
	Max	192	172	134	098	079	2,02	0,07
	Min	029	026	027	021	013	-0,27	0,01

\* Значение интерполировано.

## 6. Заключение

Суммируя результаты работы, отметим, что в изменчивости аэрозольной погоды в конкретном регионе проявляется влияние практически всех значимых геофизических факторов, а именно межгодичных циклов, годового хода, процессов синоптического масштаба и внутрисуточной трансформации.

Значительная часть результатов, представленных в настоящей статье, получена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 93-05-14103, 94-05-16403а, 95-05-16562; 95-05-14195, 98-05-65206, 97-05-65994, междисциплинарного гранта СО РАН, экспедиционных грантов СО РАН, а также гранта R25 Госдепартамента США по программе «Человек и биосфера», гранта NY 2000 Международного

научного фонда, гранта NY 2300 Международного научно-фонда и правительства РФ.

1. Розенберг Г.В., Сандомирский А.Б. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1971. Т. 7. № 7. С. 737–749.
2. Розенберг Г.В. // УФН. 1960. Т. 71. Вып. 2. С. 173–213.
3. Розенберг Г.В. // Актинометрия и атмосферная оптика. Л.: Гидрометеоздат, 1961. С. 9–15.
4. Bullrich K. // Advances in Geophys. 1964. V. 10. P. 99–260.
5. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965. 424 с.
6. Зуев В.Е. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей. М.: Сов. радио, 1966. 317 с.
7. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1967. Т. 3. № 9. С. 936–949.
8. Розенберг Г.В. // УФН. 1968. Т. 95. Вып. 1. С. 159–208.

9. *Атмосферный аэрозоль и его влияние на перенос излучения* / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 119 с.
10. Бudyко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 160 с.
11. Горчаков Г.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1973. Т. 9. № 2. С. 204–210.
12. Розенберг Г.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1983. Т. 19. № 1. С. 21–35.
13. Голованов В.А., Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Сидоров В.К. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1971. Т. 7. № 12. С. 1318–1322.
14. *Атмосфера: Справочник* // Под ред. Ю.С. Седунова. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
15. Панченко М.В., Терпугова С.А., Тумаков А.Г. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1022–1032.
16. *Климат Томска* / Под ред. С.Д. Кошинского, Л.И. Трифионовой, Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 176 с.
17. Панченко М.В., Терпугова С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 8. С. 1033–1044.
18. Галин В.Я. Моделирование апрельской циркуляции. М., 1991. (Препринт/Отдел вычислительной математики АН СССР, № 281).
19. Пхалазов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 5. № 6. С. 667–671.
20. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 1353–1356.
21. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
22. Блютген И. География климатов. Т. I. М.: Прогресс, 1972. 428 с.
23. *Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы*. Ч. 2. М., 1992. 94 с. (Препринт / Ин-т физики атмосферы РАН, № 9).
24. Гуцин Г.П. Методы, приборы и результаты измерения спектральной прозрачности атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 200 с.
25. Панченко М.В., Терпугова С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 12. С. 1761–1766.
26. Hoff R.M., Leaithe W.R., Fellin P., Barrie L.A. // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 10947–10956.
27. Hogan A.W., Barnard S.C., Kebschull K. et al. // J. Aeros. Sci. 1984. V. 15. № 1. P. 13–33.
28. Виноградова А.А. Арктический аэрозоль: загрязнения, микроструктура и оптические свойства (обзор). М., 1992. (Препринт/ИФА АН СССР, № 2).
29. Соколик И.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1992. Т. 28. № 7. С. 675–688.
30. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
31. Сакерин С. М., Кабанов Д. М., Еремينا Т.А. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 10. С. 1049–1054.
32. Zuev V.V., Panchenko M.V., Sakerin S.M. et al. // Proceed. 8-th ARM Science Team Meeting, Tucson, 1998. P. 865–869.
33. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 727–734.
34. Сидоров В.Н., Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1984. Т. 20. № 12. С. 1156–1164.
35. Ивлев Л.С. // Проблемы физики атмосферы, Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. Вып 8. С. 125–160.
36. Ивлев Л.С., Андреев С.Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 360 с.
37. Панченко М.В., Терпугова С.А. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 6. С. 735–742.
38. Панченко М.В., Полькин В.В., Терпугова С.А. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 7. С. 1112–1114.
39. Асатуров М.Л., Бudyко М.И., Винников К.Я. и др. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
40. Виноградова Г.М., Завалишин Н.Н., Кузин В.И., Пушистов П.Ю. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 6. С. 494–499.
41. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. // V Раб. гр. «Аэрозоли Сибири»: Тезисы докл. Томск, 1998. С. 38–39.
42. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Складнева Т.К. // V Раб. гр. «Аэрозоли Сибири»: Тезисы докл. Томск, 1998. С. 15.

*M.V. Panchenko, Yu.A. Pkhalagov, R.F. Rakhimov, S.M. Sakerin, and B.D. Belan. Geophysical Factors of the Aerosol Weather Formation in Western Siberia.*

This paper generalizes the available data on basic geophysical factors which determine the variability of aerosol properties (optical, first of all) in Western Siberia. They are described following the hierarchy of the processes routinely used for description of the weather and climate in the specific geographical regions.

The seasonal variability of aerosol optical characteristics, their variations caused by a change of air masses in the region, and the diurnal behavior are considered based on airborne and ground-based measurements.

The inter-annual periodic variations of the annual means of the aerosol number density is revealed. The hypothesis is posed that this periodicity is caused by circulation processes on the scale more than the regional.

It is shown that the effect practically of all significant geophysical factors is observed in the variability of the aerosol weather. They are the inter-annual cycles, annual behavior, the processes of synoptical scale and diurnal transformation.