

Э.В. Макиенко, Р.Ф. Рахимов, С.М. Сакерин, Д.М. Кабанов

## Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 29.06.2001 г.

Обсуждаются некоторые особенности формирования спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Показано, что наблюдаемое многообразие спектрального хода  $\tau(\lambda)$  формируется вследствие изменения оптического влияния по крайней мере трех фракций аэрозоля: аккумулятивной, среднедисперсной (СД) и специфической грубодисперсной. Причем каждая из выделенных фракций имеет свой своеобразный ритм развития и реакцию на суточные колебания метеорологических параметров. Согласно полученным данным оптическое проявление аккумулятивной фракции реагирует не только на изменение температуры и относительной влажности, но и согласуется с общим влагосодержанием в атмосфере. Установлено, что узкая мода среднедисперсных частиц свойственна не только чистому арктическому воздуху, но фиксируется в осредненном по толще спектре размеров и в обычных ситуациях. Дневные вариации СД-частиц в столбе атмосферы указывают на наличие полуденного максимума. Взаимно согласованная динамика изменения содержания частиц второй и третьей мод обнаруживает признаки устойчивого внутрисуточного кругооборота СД-частиц внутри атмосферного столба и по шкале размеров.

### Введение

В [1, 2] рассматривалась ситуация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы  $\tau(\lambda)$ , наблюдавшейся в Томске при вторжении чистого арктического воздуха. На основе микрофизического моделирования и решения обратной задачи было показано, что аномальная зависимость  $\tau(\lambda)$  обусловлена особенностями дисперсного состава аэрозоля, а именно дефицитом частиц аккумулятивной и грубодисперсной фракций и наличием узкой моды средней дисперсности (СД) с модальным радиусом  $\sim 0,5$  мкм. Именно частицы СД-фракции из-за возросшей оптической значимости определили нетипичный спектральный ход  $\tau(\lambda)$  в виде размытого максимума в «красной» части спектра. Указанная зависимость является обычной для Антарктиды и присутствует фоновому глобальному аэрозолю всей толщи атмосферы [3, 4]. В результате обращения средних спектров  $\tau(\lambda)$  антарктической атмосферы для модального радиуса частиц было получено значение  $0,5$  мкм [2]. Аналогичные данные ( $r_m \sim 0,5$  мкм) и тоже для Антарктиды приводятся в [5] на основе решения обратной задачи для ореольных индикатрис рассеяния.

В [1] была отмечена устойчивость «томской» аномальной спектральной зависимости  $\tau(\lambda)$  и соответствующей ей дисперсной структуры аэрозоля в течение нескольких суток. Однако, как показал последующий анализ, данный вывод верен как отражение общей тенденции межсуточного изменения микроструктуры дымки и данных оптических измерений, полученных в разные дни, но примерно в одно и то же время суток – в нашем случае в полдень. Более детальный анализ (внутрисуточной) изменчивости микроструктуры дымки обнаружил сложную динамику измене-

ния пропорций в содержании частиц аккумулятивной и СД-фракций. Именно это обстоятельство и предопределило содержание данной статьи.

При обращении оптических данных использовались среднечасовые спектры АОТ атмосферы с 23 по 29 июля 1997 г. Этот период включал как аномальную ситуацию, так и обычные условия. Кроме того, были привлечены данные для нескольких малооблачных июльских дней 1999 г. с подробными (по времени) измерениями  $\tau(\lambda)$  и метеорологических характеристик.

### 1. Межсуточная изменчивость

В интерпретации спектральных измерений АОТ применялась методика решения обратной задачи, кратко изложенная в [2]. Искомые распределения  $s_c(r)$  находились из решения системы уравнений вида

$$\int_{R_1}^{R_2} k_e(r, \lambda_i) s_c(r) dr = (\tau, \lambda_i), \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1)$$

где  $s_c(r) = \pi r^2 n_c(r)$ ,  $n_c(r)$  – распределение частиц по размерам в столбе атмосферы;  $k_e(r, \lambda_i)$  – фактор эффективности ослабления излучения, зависящий от комплексного показателя преломления частиц  $m = n - i\chi$ ;  $R_1$  и  $R_2$  – границы искомой функции  $s_c(r)$ . При обращении полагалось, что вещественная часть комплексного показателя преломления  $n = 1,45$  и мнимая часть  $\chi = 0,005$ .

Приведенные в статье примеры восстановленных распределений частиц по размерам даны в пределах правой границы  $R_2$ , соотношение для оценки которой дано в [2]. В большинстве реализаций полученная оценка  $R_2 \cong 1,0$  мкм и лишь в отдельных случаях достигала  $1,4$  мкм.

Для обращения использовались спектральные зависимости  $\tau(\lambda)$ , измеренные на 10 длинах волн спектрального диапазона 0,35–1,06 мкм. В предварительных численных экспериментах исследовалось влияние погрешности измерений АОТ на точность определения параметров микроструктуры аэрозоля. Некоторые результаты этих исследований представлены на рис. 1. При оценке влияния погрешности средневзвешенная зави-

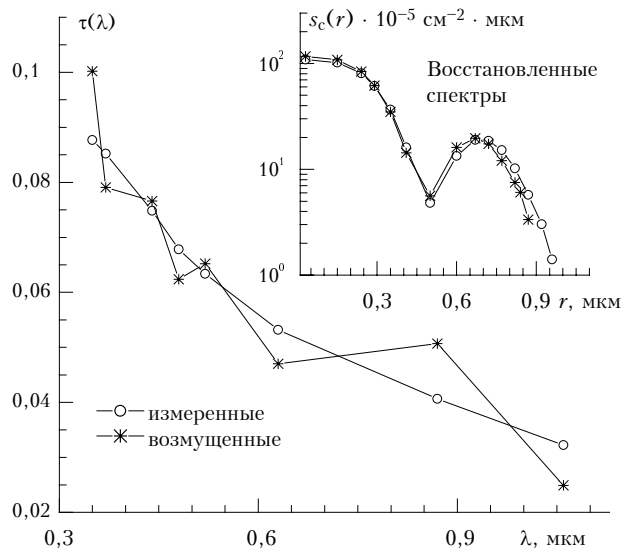


Рис. 1. Влияние погрешностей оптических измерений на точность решения обратной задачи

симость  $\tau(\lambda)$  в условиях стабильной атмосферы возмущалась осциллирующей погрешностью по соотношению

$$\tau^*(\lambda_i) = \tau(\lambda_i) + (-1)^{i+1} \delta_\tau(\lambda_i). \quad (2)$$

Погрешность определения АОТ  $\delta_\tau(\lambda_i)$  согласно оценкам [1] неравномерно распределена по спектральному диапазону, изменяясь в пределах 0,005–0,01 (рис. 1). Максимальная относительная погрешность приходится на длину волны 1,06 мкм и составляет в данном случае около 30% от измеряемой величины. Соответствующие погрешности определения суммарного геометрического сечения  $S$  и объема  $V$  частиц (всего субмикронного аэрозоля), и аналогичных величин аккумулятивной фракции  $S_1, V_1$  находятся на уровне 3–4%.

Наиболее высока погрешность определения суммарного объема частиц СД-моды  $V_2$ , которая составила в данном случае  $\pm 12\%$ . В целом численные оценки показывают, что случайные погрешности реального эксперимента не вносят принципиальных искажений в выводы по результатам обращения оптических данных.

На рис. 2, а приведена выборка аномальной и обычных спектральных зависимостей АОТ по наблюдениям в Томске в различные годы. Для исключения возможного проявления сезонных изменений были отобраны данные для одного месяца – июля. Из результатов обращения видно (рис. 2, б), что бимодальность в распределении частиц по размерам, оцениваемом по столбу атмосферы, проявляется не только в аномальных, но и в обычных ситуациях. Кроме того, полученные результаты указывают на относительно

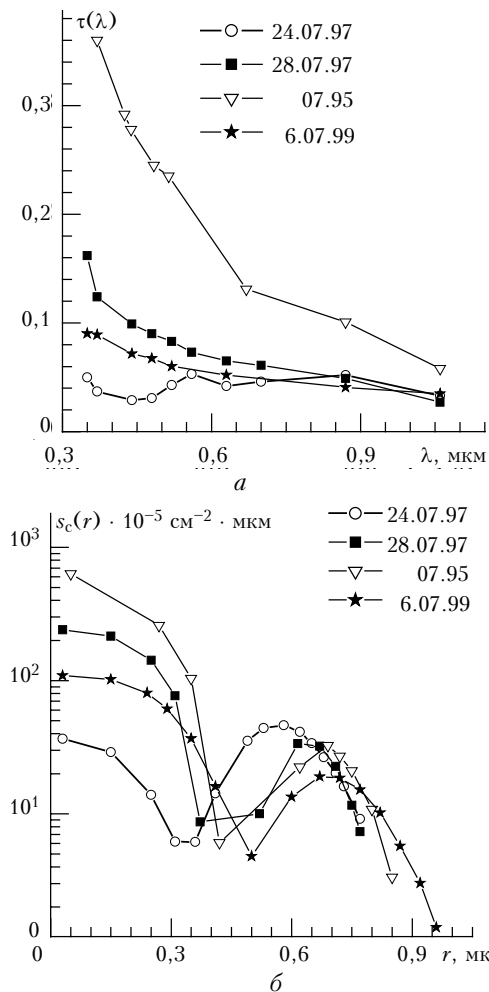


Рис. 2. Примеры средневзвешенных спектральных зависимостей АОТ атмосферы и результаты их обращения

самостоятельную динамику формирования спектра частиц в указанных подынтервалах размеров.

Заметные различия дифференциальных функций распределения  $s_c(r)$  видны в положении максимума второй моды. Для обычных ситуаций, относящихся к континентальным воздушным массам, максимум находится в интервале размеров частиц 0,65–0,7 мкм, а в условиях аномальной прозрачности СД-фракция включает в себя более мелкие частицы. Ее модальный радиус в этом случае находится в области значений 0,55–0,58 мкм. Анализ измеренных аномальных спектральных зависимостей АОТ, полученных в различных районах (Антарктида, Арктика (СП-22) [3], в п. Сосново Ленинградской области [6], в Рязани [7], в Томске [1], в Абастумани [8], и результаты их интерпретации [1] показывают, что чем больше спектральная АОТ атмосферы приближается к фоновому состоянию, тем менее выражена аккумулятивная фракция частиц и тем заметнее смещен модальный радиус СД-фракции в область  $r < 0,6$  мкм.

Из рис. 2 видно, что существует явно выраженная граница раздела аккумулятивной и среднедисперсной фракций, положение которой меняется с изменением атмосферных условий в интервале от 0,3–0,45 мкм. Граница раздела указанных фракций зависит главным

образом от правой границы аккумулятивной моды, которая может смещаться в зависимости от интенсивности генерации вторичных аэрозолей. С учетом этой границы и находились интегральные оценки параметров микроструктуры каждой фракции частиц. Оценки интегральных параметров находились также с использованием аппроксимации спектра размеров каждой фракции аналитической зависимостью (4-параметрическим гамма-распределением). Различия в оценках составляли 10–15%.

Средний радиус частиц аккумулятивной моды, определяемый по соотношению

$$r_{\text{ср}} = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^3 n(r) dr / \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 n(r) dr \quad (3)$$

для всех реализаций  $s_c(r)$  на рис. 2, находится в области значений 0,14–0,17 мкм.

Некоторые особенности трансформации микроструктуры аэрозоля в период с 23 по 29.07.97 представлены на рис. 3 в сопоставлении с динамикой приземной температуры  $T$  и общего влагосодержания ат-

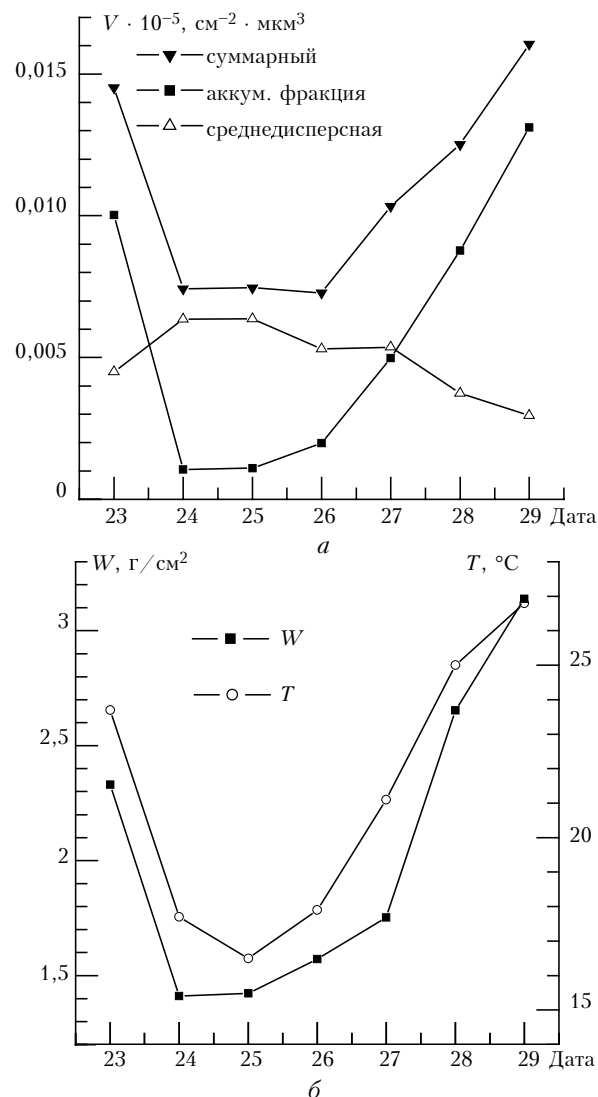


Рис. 3. Динамика средневзвешенных суммарных объемов частиц фракций аэрозоля, общего влагосодержания и приземной температуры

мосферы  $W$ . Напомним, что указанный временной интервал охватывает полный цикл процесса смены синоптической ситуации:

а) континентальный умеренный воздух сменяется 24 июля арктической воздушной массой с резким снижением температуры и влагосодержания;

б) в период с 24 по 26 июля, в условиях пониженных температур и влажностей, наблюдается аномальный спектральный ход АОТ;

в) 27 июля арктическая воздушная масса сменяется на континентальную умеренную с соответствующим повышением температур и влажностей.

В динамике микроструктуры аэрозоля смена синоптических условий проявилась следующим образом. Суммарный объем частиц аккумулятивной фракции  $V_1$ , с приходом арктического воздуха, уменьшается в несколько раз и возвращается к прежним значениям лишь на второй день после прихода континентальной умеренной воздушной массы. Межсуточная динамика суммарного объема частиц СД-фракции в этот же период была незначительной. Некоторое увеличение средневзвешенных значений  $V_2$  24 и 25 июля может быть связано с погрешностями измерений и решения обратной задачи, а также с малым количеством данных в вечернее время из-за плохих погодных условий (облачность).

Представляет интерес оценить оптический вклад двух фракций в АОТ для крайних случаев (24.07 и 28.07) – при переходе от аномальной прозрачности к обычной. С этой целью были рассчитаны значения  $\tau(r)$  на длине волны 0,55 мкм как функции верхнего предела интегрирования в (1). Из рис. 4 видно, что в типичной ситуации величину средневзвешенных значений

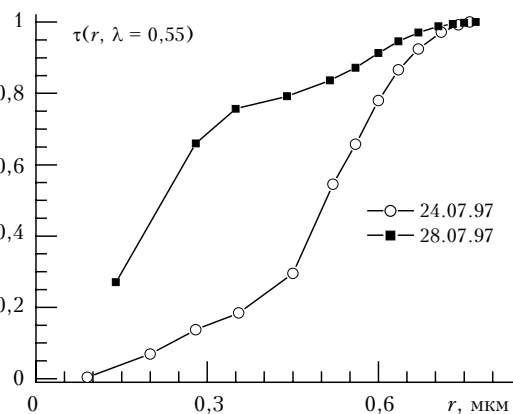


Рис. 4. Относительный оптический вклад аэрозолей разных размеров в аномальной (24.07.97) и обычной ситуациях (28.07.97) по спектральным измерениям АОТ в Томске

АОТ на 80% определяет аккумулятивная фракция аэрозоля. Напротив, в аномальном случае преобладает оптический вклад среднедисперсных частиц, составляющих около 70%.

## 2. Дневная динамика

Внутрисуточная изменчивость спектрального хода АОТ (рис. 5) носит сложный характер и не позволяет

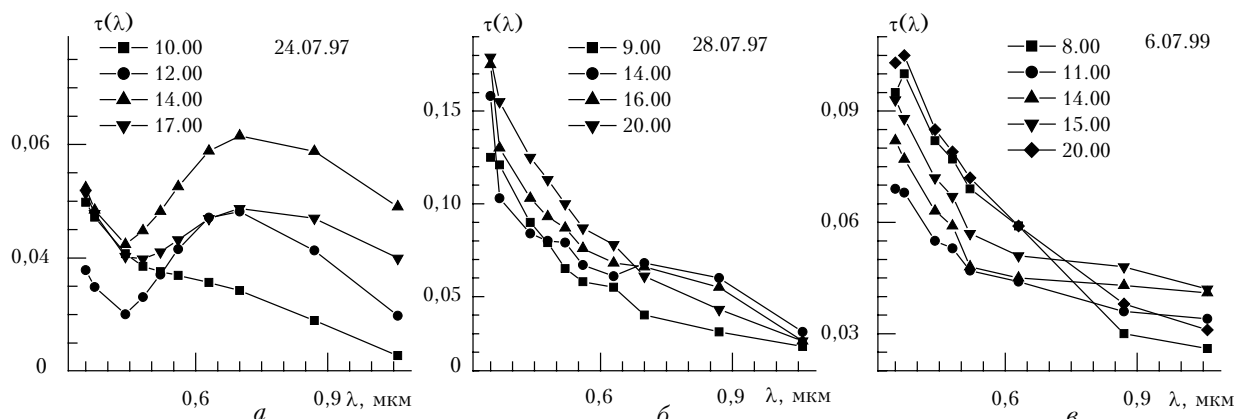


Рис. 5. Примеры изменчивости в течение дня спектральной зависимости АОТ в различных атмосферных условиях арктической (24.07.97) и континентальной (28.07.97, 6.07.99) воздушных масс

дать однозначную интерпретацию даже для ограниченного набора атмосферных ситуаций. Результаты решения обратной задачи показывают, что такое поведение  $\tau(\lambda)$  в значительной степени обусловлено тем, что процессы, определяющие механизм и ритм внутрисуточной изменчивости содержания частиц аккумулятивной и среднедисперсной фракций в столбе атмосферы заметно различаются. Это и предопределяет разную реакцию частиц аккумулятивной и среднедисперсной фракций на изменение метеорологических условий.

Из представленных на рис. 5 экспериментальных данных видно, что и в обычных (не аномальных) ситуациях для многих реализаций  $\tau(\lambda)$  характерны заметные локальные отклонения от ангстремовской зависимости. Численный анализ показывает, что эти отклонения нельзя игнорировать, поскольку они обусловлены реальными спектрами размеров аэрозолей, более сложными, чем простые аналитические модели типа Юнге или одномодального логнормального закона. Следует отметить, что попытки использовать модельные стилизации (отражающие лишь общую тенденцию изменения дисперсной структуры атмосферных аэрозолей) для описания конкретных спектров не всегда оправданны.

Кроме того, данные на рис. 5 обнаруживают не только разный темп изменения  $\tau(\lambda)$  на разных длинах волн, но и взаимно противоположные тенденции, что свидетельствует о наличии относительной независимости механизма формирования аэрозольных подфракций в подынтервалах 0,08–0,35 и 0,45–0,9 мкм. Авторы подчеркивают, что обнаруженное своеобразие является особенностью осредненного по всей толще атмосферы спектра размеров аэрозолей. В приземном слое под интенсивным воздействием большого числа источников субмикронных аэрозолей структура спектра размеров в анализируемом интервале сглаживается.

Завышенные величины АОТ в красной части спектра относительно значений, которые дает экстраполяция по формуле Ангстрема оптических характеристик, измеренных в более коротковолновом диапазоне, позволяют сделать заключение о наличии выделенной фракции среднедисперсных частиц, что и выявляет решение обратной задачи.

В отдельные дни объем аккумулятивной фракции  $V_1$  (рис. 6, а) следует за утренним уменьшением приземной относительной влажности (рис. 6, в). При этом одновременно уменьшается средний размер частиц  $r_{ср1}$  аккумулятивной фракции (рис. 6, б), что свидетельствует о потере влаги аэрозолем. В то же время в некоторых случаях наблюдается увеличение объема частиц аккумулятивной фракции начиная с утренних часов. Вместе с тем наблюдаемое разнообразие тенденций дневного изменения  $V_1$  достаточно устойчиво согласуется с изменением влагосодержания атмосферной толщи (см. рис. 6, а). Отдельные отклонения от согласованной динамики этих величин связаны, как правило, с изменением состояния атмосферы, например появлением 23.07 визуально наблюдаемой дымки (13 ч), прохождением облака с кратковременным дождем (14 ч).

Подчеркнем, что речь идет только об устойчивой согласованности изменения обсуждаемых параметров, которая проявилась во многих случаях дневной и межсуточной динамики (см. рис. 3, б, а, б) и, как правило, внутри одной воздушной массы. Маловероятно, что при произвольном наборе данных наблюдаемая согласованность являлась случайным стечением обстоятельств. Этот факт, скорее, говорит о наличии некоторого механизма зависимости аккумулятивной фракции от содержания водяного пара. Хорошо известно, что чистый арктический воздух, по крайней мере в летний период, отличается крайне низким содержанием аэрозоля [12]. Дефицит вторичного аэрозоля в значительной степени обусловлен обедненным составом аэрозолеобразующих газов и водяного пара. Движение арктического воздуха в глубь континента сопровождается обогащением газового состава, повышением температуры, влажности, инсоляции, т.е. наряду с процессом перемешивания воздуха создаются благоприятные условия для дополнительного развития аккумулятивной фракции до «нормального» уровня.

Конечно, несколько примеров недостаточно для обоснования указанной взаимосвязи. Необходимы дополнительные исследования с целью выяснения конкретного механизма влияния состояния увлажненности воздушной массы на содержание в ней аккумулятивной

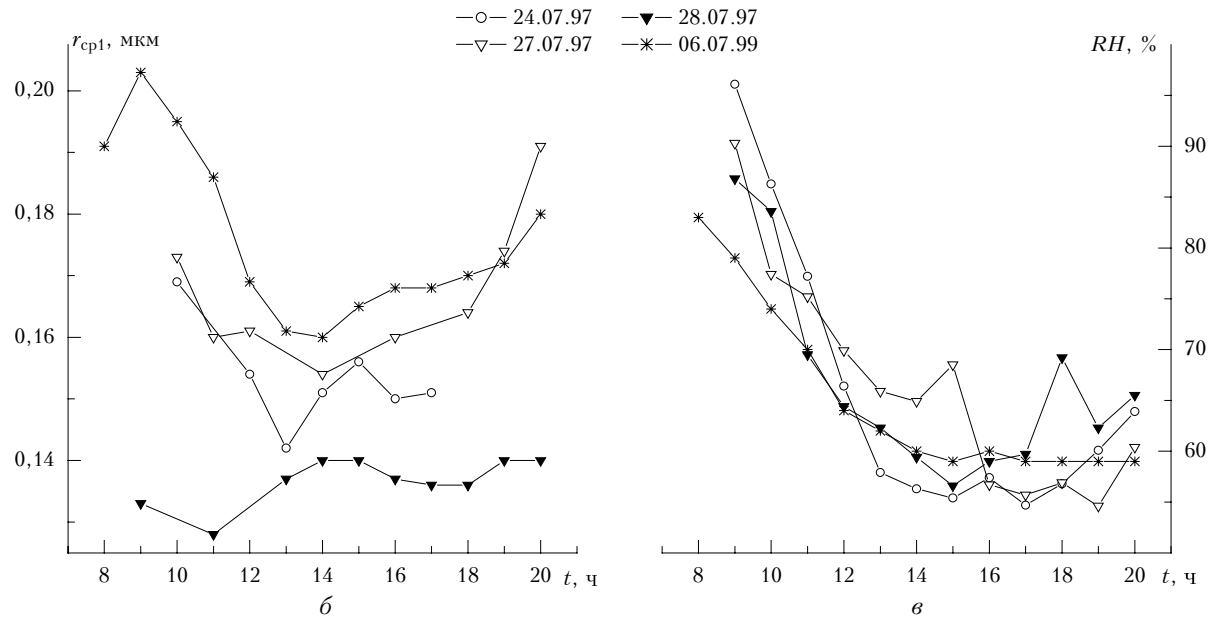
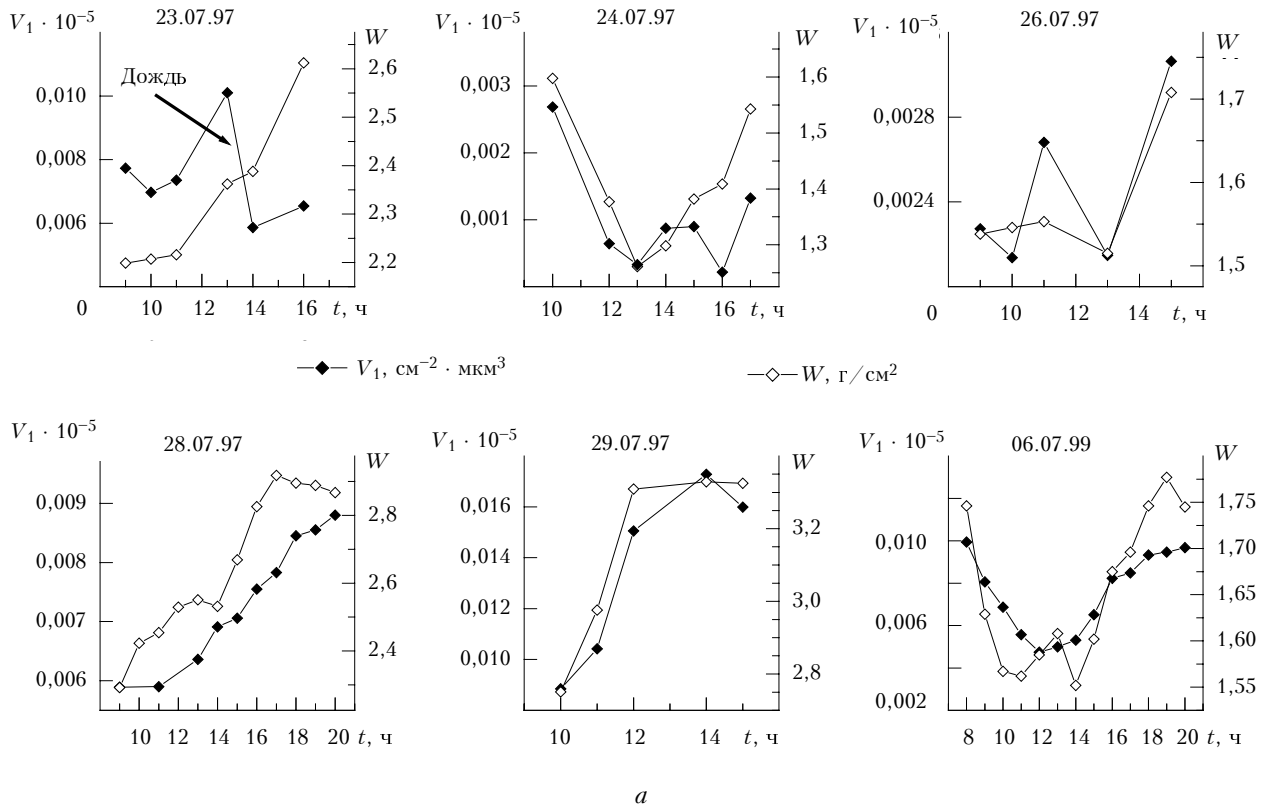


Рис. 6. Дневной ход объема  $V_1$ , среднего радиуса  $r_{cp1}$  частиц аккумулятивной фракции, общего влагосодержания атмосферной толщи  $W$  и приземной относительной влажности воздуха  $RH$

фракции аэрозоля. Отметим также, что приведенная гипотеза не противоречит более раннему заключению о неоднозначной зависимости АОТ от влагосодержания атмосферы [13]. Кинетика формирования дисперсного состава аккумулятивной фракции, которая частично обсуждалась нами ранее в [2], протекает на фоне разнообразных воздействий метеорологических факторов. Поэтому степень коррелированности изме-

нения  $V_1$  и  $W$  при анализе данных, полученных на значительном временном интервале, заметно падает.

Представленные результаты лишь подтверждают вывод о том, что предыстория развития воздушной массы, траектория ее регионального движения, взаимодействие с другими воздушными массами играют немаловажную роль в формировании спектра размеров аккумулятивной фракции. То, что было завуалировано

или неоднозначно в предыдущем анализе механизма формирования интегральной оптической характеристики  $\tau(\lambda)$  [13], проявилось при анализе взаимосвязей отдельных фракций аэрозоля. Иными словами, пофракционный анализ характеристик дисперсного состава и тенденций относительной изменчивости (а не корреляций с  $\tau(\lambda)$ ) открывает дополнительные подходы к прояснению конкретных механизмов трансформации аэрозоля под воздействием изменяющихся внешних условий.

Интегральные параметры распределения по размерам среднедисперсных частиц ( $S_2$ ,  $V_2$ ) для рассмотренных реализаций  $\tau(\lambda)$  (в том числе в ситуациях аномальной прозрачности) изменяются аналогично дневному ходу суммарной солнечной радиации  $Q$  (рис. 7). Объем и геометрическое сечение частиц этой фракции до полудня возрастают, достигая максимума

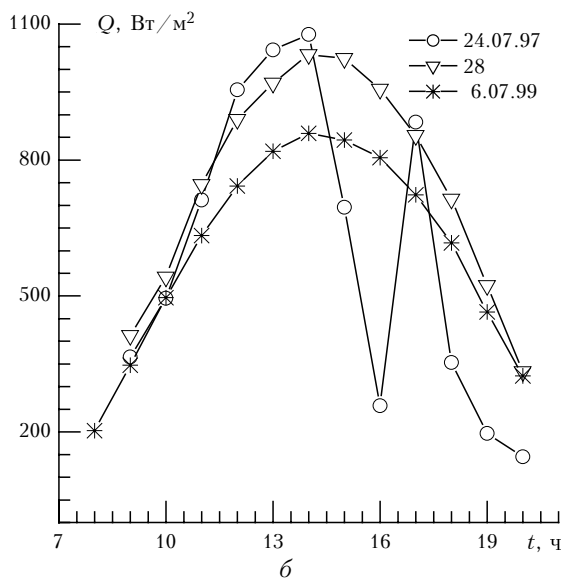
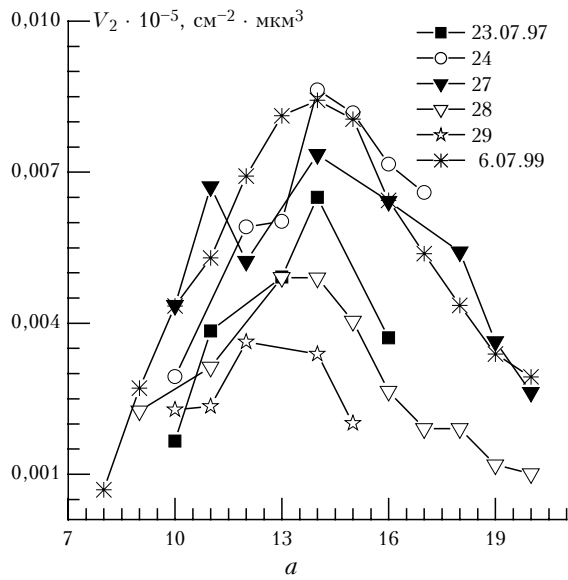


Рис. 7. Дневная динамика объема частиц среднедисперсной фракции аэрозоля ( $V_2$ ) и суммарной солнечной радиации

в 13–14 ч, а затем монотонно снижаются. При обычном спектральном ходе АОТ доля  $V_2$  в общем объеме субмикронного аэрозоля возрастает от 25% утром до 40–45% к полудню и падает до 10% в вечернее время. Дневной ход прозрачности атмосферы в видимом диапазоне длин волн в этом случае формируется под преобладающим влиянием аккумулятивной фракции. Оптический вклад среднедисперсных частиц на длине волны 0,55 мкм не превышает 10% утром (9 ч) и вечером (20 ч) и возрастает к полудню до 25%.

В условиях аномальной спектральной зависимости АОТ соотношение между объемами аккумулятивной и СД-фракций существенно меняется в течение дня. Основные тенденции дневной изменчивости восстановленных распределений  $v_c(r)$  в этом случае можно увидеть из рис. 8. В утренний период (9–10 ч) суммарные объемы частиц аккумулятивной и СД-фракций

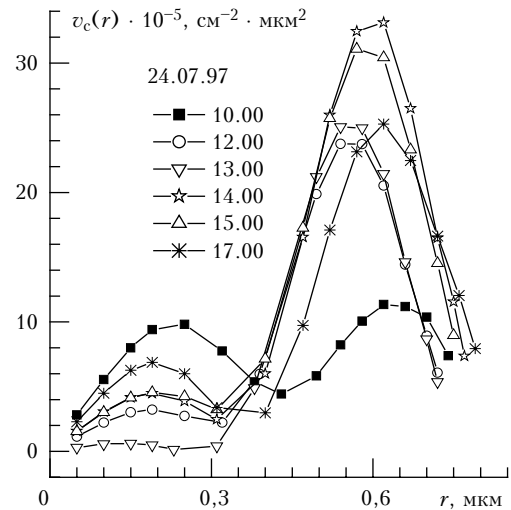


Рис. 8. Изменение плотности объемного распределения частиц дымки по размерам  $v(r)$  в течение дня (24.07.97) в условиях аномальной прозрачности атмосферы

близки по величине и их оптический вклад на длине волны 0,55 мкм составляет около 50%. Такое соотношение фракций приближает спектральную зависимость  $\tau(\lambda)$  к обычно наблюдаемой (см. рис. 5). В результате существенного роста объема  $V_2$  на фоне некоторого снижения  $V_1$  к полудню оптический вклад среднедисперсных частиц становится доминирующим, что приводит к аномальной спектральной зависимости с более высокими значениями АОТ в красной части спектра (см. рис. 5, а).

В дневном ходе параметров СД-фракции, наблюдавшемся в условиях безоблачной атмосферы 28.07.97 (рис. 9, а), можно увидеть еще одну особенность. Одновременно с утренним возрастанием  $V_2$  модальный радиус СД-фракции последовательно смещается в область меньших размеров. Причем аналогичная тенденция утреннего изменения среднего радиуса частиц СД-фракции ( $r_{cp2}$ ) охватывает весь период с 24 по 29.07.97, включая ситуацию аномальной прозрачности (рис. 9, б). Другой тип временного хода  $r_{cp2}$  наблюдался 6.07.99. Возрастание среднего размера

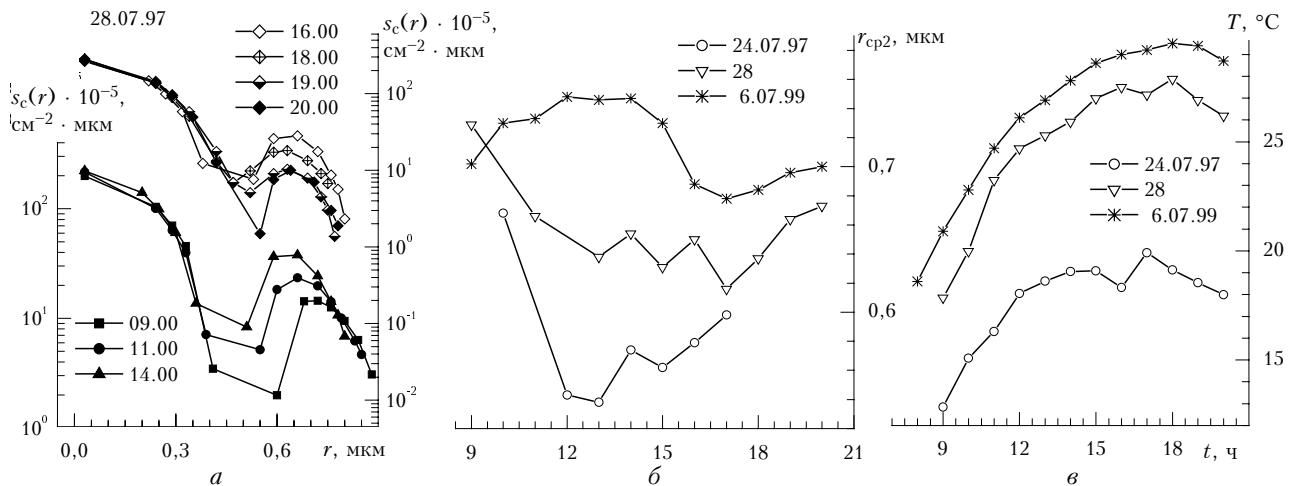


Рис. 9. Пример дневной динамики распределения  $s(r)$ , среднего радиуса частиц второй моды  $r_{cp2}$  и приземной температуры  $T$  при аномальном и обычном спектральном ходе АОТ

частиц в утренние часы в этом случае указывает, по-видимому, на дополнительную (относительно периода 24–29.07.97) генерацию среднedisперсных частиц, интенсивность которой падает с уменьшением градиента нарастания температуры воздуха (рис. 9, в). В качестве предварительной гипотезы можно предположить, что дополнительным источником в данном случае является разрушение частиц грубодисперсного диапазона. Основанием для такого предположения является повышенное содержание частиц в интервале радиусов 1–1,5 мкм, наблюдавшееся в утренние часы 6.07.99. Отметим также, что при повышении температуры воздуха до 15 ч суммарный объем частиц убывал согласованно с увеличением  $r_{cp2}$ .

Численные оценки показывают, что суммарный оптический вклад грубодисперсных аэрозолей в данном случае много меньше уровня погрешности измерений даже на длинах волн 0,87 и 1,06 мкм. Однако при разрушении вклад этих частиц может проявиться в красной части спектра. О возможности действия механизма дезагрегации крупных частиц при определенной температуре воздуха с одновременным появлением дополнительного числа мелких частиц говорят, в частности, результаты экспериментов в замкнутом объеме с использованием фотоэлектрического счетчика и фильтровой ловушки [9]. Однако для получения более обоснованных выводов относительно видоизменения спектра размеров грубодисперсной фракции необходимо при решении обратной задачи для реальной атмосферы несколько расширить спектральный диапазон измерений АОТ в ИК-область.

Некоторые признаки процесса дезагрегации можно проследить и по нашим результатам, представленным на рис. 10.

Спектральная динамика для  $v(r)$  получена по данным измерений 23.06.99. Во-первых, обращает на себя внимание, что осредненное по толще содержание грубодисперсной фракции аэрозолей в течение дня постепенно уменьшается, и к вечеру эти частицы с точки зрения их оптического вклада в спектральную зависимость АОТ практически исчезают из спектра.

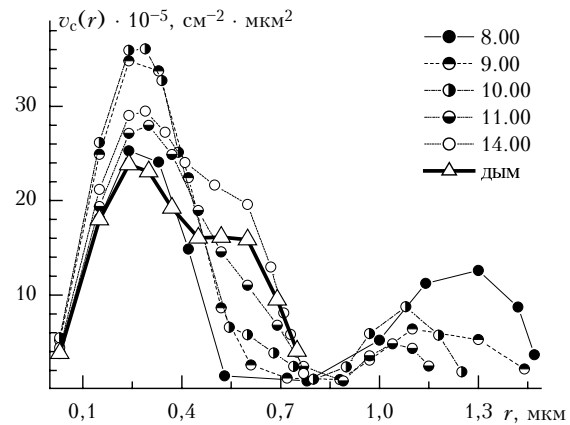


Рис. 10. Дневная динамика плотности объемного распределения  $v(r)$  частиц дымки по размерам, восстановленная по данным измерений АОТ от 23.06.99

Во-вторых, в течение того же дня наблюдается необычное по сравнению с другими эпизодами измерений увеличение содержания частиц размерами 0,4–0,75 мкм, что примерно в 2–2,5 раза меньше характерного размера частиц грубодисперсной фракции. Фактически заполняемый в течение дня интервал размеров является промежуточным между аккумулятивной и среднedisперсной фракциями дымки. Причем отмеченная особенность деформации спектра размеров наблюдалась лишь в единичном случае – во множестве других эпизодов сохранялось четкое разделение двух фракций.

Наиболее вероятной причиной обнаруженной особенности, по-видимому, является активизация некоего дополнительного, локального источника генерации аэрозолей данного диапазона размеров, например дымовых аэрозолей. На это указывают результаты оптических измерений и теоретические оценки [10, 11]. В частности, согласно теоретическим оценкам [11] при термической возгонке горючих материалов достигается высокая счетная концентрация тонкодисперсных аэрозолей с  $r \sim 0,01–0,05$  мкм, которые в процессе коагуляции весьма эффективно трансформируются во фракцию аэрозолей с характерным размером

0,25–0,35 мкм. При ординарном уровне содержания тонкодисперсных аэрозолей заметные деформации в спектре размеров аккумулятивной фракции возникают лишь в связи с изменением общего влагосодержания внутри воздушной массы или относительной влажности в приземном слое.

Взаимосогласованная динамика изменения содержания среднедисперсных и грубодисперсных частиц прослеживается и по результатам измерений 6.07.99 (рис. 11, а). Нетрудно видеть, что до 14 ч наблюдается существенное увеличение содержания СД-фракции,

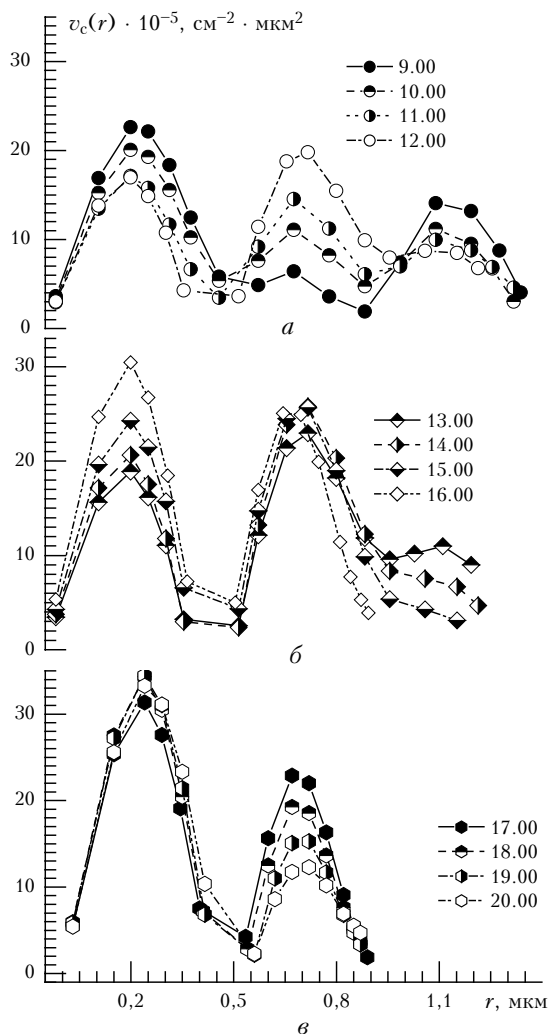


Рис. 11. Дневная динамика плотности объемного распределения  $v(r)$  частиц дымки по размерам, восстановленная по данным измерений АОТ от 6.07.99

которое сопровождается практически полным исчезновением частиц грубодисперсной фракции (рис. 11, б и таблица). В то же время по мере повышения приземной температуры и понижения относительной влажности спектр размеров аккумулятивной фракции сужается, уменьшается средний радиус (см. рис. 6, б), несколько падает и удельное содержание.

Общая динамика изменения среднего радиуса частиц СД-фракции представлена на рис. 9, б. Причем интересно отметить (см. таблицу), что количественно

увеличение объема среднедисперсной фракции с 10 до 14 ч –  $\Delta V_2$  составляет  $430 \text{ мкм}^3/\text{см}^2$ , что неплохо согласуется с интегральным объемом частиц третьей моды, зафиксированным утром, и их исчезновением из осредненного спектра размеров после 15 ч. Дневная динамика трансформации спектра указывает на противофазное изменение содержания частиц второй и третьей мод.

Время, ч	$V_1 \cdot 10^{-5}, \text{ см}^{-2} \cdot \text{мкм}^3$	$V_2 \cdot 10^{-5}, \text{ см}^{-2} \cdot \text{мкм}^3$	$V_3 \cdot 10^{-5}, \text{ см}^{-2} \cdot \text{мкм}^3$
9	0,00737	0,00171	0,0042
10	0,00647	0,00320	0,00319
11	0,00519	0,00415	0,00309
12	0,00496	0,00546	0,00252
13	0,00518	0,00694	0,00245
14	0,00564	0,00752	0,00147
15	0,00707	0,00722	$6 \cdot 10^{-4}$
16	0,00823	0,00644	$10^{-4}$

Вечерний средневзвешенный по толще спектр размеров частиц атмосферной дымки имеет характерную бимодальную структуру (рис. 11, в). Однако в отличие от данных 23.06.99 заполнение межфракционного интервала в данном случае, как и в большинстве других измерений, уже не наблюдается. Иными словами, эпизоды расширения спектра размеров аккумулятивной фракции и их слияние с модой среднедисперсной фракции при пониженной мутности атмосферы достаточно редки и наблюдаются при активной генерации тонкодисперсных аэрозолей, например дымовых.

Обращает на себя внимание разное поведение двух фракций субмикронного аэрозоля в послеполуденный период. В отличие от аккумулятивной, в содержании частиц СД-фракции наблюдается хорошо выраженный спад к вечеру. Причины более эффективного уменьшения содержания среднедисперсных частиц не совсем ясны. Из-за малого размера такое изменение нельзя объяснить процессом седиментации. Эффективность стокового оседания СД-частиц хотя и несколько выше, чем аккумулятивной фракции ( $\sim 2 \cdot 10^{-4} \text{ см/с}$ ), однако очень мала ( $\sim 3 \cdot 10^{-3} \text{ см/с}$ ) и намного ниже эффективной скорости сухого осаждения обеих фракций ( $\sim 3-9 \cdot 10^{-2} \text{ см/с}$ ) [14].

По совокупности обнаруженных закономерностей просматриваются две рабочие гипотезы. По первому механизму, после полудня, процесс конвективного заполнения пограничного слоя СД-частицами достигает высот формирования облачных структур. По достижении некоторого максимума содержания СД-частиц в пограничном слое после полудня постепенно усиливается и их сток в зону активного облакообразования. Попадая в указанный интервал высот, СД-частицы вовлекаются в структуру облачных капель как на стадии гетерогенной конденсации, так и при дальнейшем движении внутри облачного слоя. Активной миграции СД-частиц к облачным каплям способствуют тепловое перемешивание, форетические силы, а также силы электрического взаимодействия. Таким образом, внутри облачных капель могут собираться несколько СД-частиц. Величина скорости потерь аэрозолей за счет



внутриоблачных процессов трудно поддается оценке, однако согласно данным [15] жидкокапельная фаза обладает достаточно большой эффективностью удаления нерастворимых частиц  $\sim 10^3\text{--}10^6$  на  $1\text{ см}^3$ . При испарении капель эти частицы агрегируются поверхностным натяжением капель в непрочно связанные структуры и могут иметь первоначальный размер порядка 2–3 характерных размеров среднедисперсной фракции. Возможно, именно они в некоторых утренних реализациях  $\tau(\lambda)$  проявляются в виде третьей моды спектра размеров. Подчеркнем, что в большинстве рассмотренных дней наблюдалось послеполуденное формирование облаков и измерения проводились в промежутках между ними.

Другим активным механизмом стока СД-частиц может быть процесс сухого осаждения на поверхности растительности (трава, листва, крона деревьев). Добавим, что и в этом случае ночное выхолаживание и образование росы также способствуют их частичному агрегированию и переходу нескольких СД-частиц во взаимосвязанное состояние с характерным размером частиц третьей моды. Попадая в конвективный поток в связанном состоянии, с повышением температуры к полудню эти непрочно связанные агрегаты, обсыхая, распадаются.

В случае подтверждения выдвинутых гипотез можно говорить о том, что частицы второй и третьей моды тоже вовлечены в длительный процесс вторичной внутриатмосферной трансформации. Если бы частицы третьей моды имели первичное (почвенное) происхождение, то дневная динамика их содержания должна была бы соответствовать развитию конвекции и максимуму прогревания почвы. Однако рассмотренные результаты не согласуются с простым сценарием конвективного выноса и оседания. Другими словами, в динамике аэрозоля дисперсности 0,4–1,7 мкм наблюдаются признаки внутрисуточного кругооборота СД-частиц.

## Заключение

Завершая обсуждение проблемы в целом, можно сделать вывод, что локализация (или проявление) СД-фракции в осредненной по всей толще дисперсной структуре атмосферной дымки не является редкостью, свойственной только чистому арктическому воздуху. Узкая СД-мода наблюдается в спектре частиц и в обычных ситуациях, но становится приоритетной (определяющей) в оптическом проявлении именно в условиях, близких к «фоновым».

Анализ динамических характеристик аэрозоля в период «аномалии» показал, что при сохранении доминирующей роли СД-фракции дисперсная структура не оставалась консервативной. Под воздействием внешних условий каждая фракция испытывала свою внутри- и межсуточную изменчивость. Многообразие спектральных зависимостей АОТ (включая аномальную) в диапазоне длин волн 0,35–1,06 мкм формируется как следствие изменения оптического влияния аккумулятивной (правая граница распределения  $s(\tau)$ ,  $r_2 \approx 0,3\text{--}0,4$  мкм) и среднедисперсной ( $r_2 \leq 1$  мкм)

фракций аэрозоля. Самостоятельные ритмы внутрисуточной динамики каждой из этих фракций свидетельствуют о различной совокупности процессов, преимущественно влияющих на содержание в столбе атмосферы субмикронных частиц различной дисперсности.

В частности, оптическое проявление аккумулятивной фракции согласуется не только с изменениями температуры и относительной влажности, но и с влажгосодержанием во всей толще атмосферы, поскольку именно эти факторы формируют конкретные условия перехода паров аэрозолеобразующих соединений в тонкодисперсную фазу, из которой впоследствии формируются оптически активные аэрозоли.

В то же время, как показывают полученные оценки, дневные вариации содержания в столбе атмосферы СД-частиц и параметров их распределения по размерам согласуются с изменением условий конвективного подъема и эффективности их выноса в свободную атмосферу, в зону облакообразования, а также сухого осаждения.

Что касается выводов относительно оптического проявления в АОТ частиц грубодисперсной фракции, то полученные оценки следует пока рассматривать, как предварительные. Хотя даже эти предварительные оценки по динамике содержания третьей фракции являются достаточно интересными и заслуживают внимания. Данный вопрос предполагается изучить более подробно с расширением спектрального интервала измерений АОТ в ближний ИК-диапазон.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 01-05-65197, 00-03-32422-а).

1. Сакерин С.М., Рахимов Р.Ф., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть I. Формальный анализ ситуации // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 813–819.
2. Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Макиенко Э.В., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть II. Особенности дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13. № 9. С. 820–825.
3. Бартенева О.Д., Никитинская Н.И., Сакунов Г.Г., Веселова Л.К. Прозрачность толщи атмосферы в видимой и ИК-области спектра. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 224 с.
4. Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 542 с.
5. Shaw G.E. Consideration on the Origin and Properties of Antarctic Aerosol // Rev. of Geophys. and Space Phys. 1979. V. 17. N 8. P. 1983–1999.
6. Никитинская Н.И., Бартенева О. Д., Веселова Л. К. Об изменчивости спектральной оптической аэрозольной толщи атмосферы в условиях высокой прозрачности // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1973. Т. 9. N 4. С. 437–442.
7. Артемкин Е.Е. Спектральные оптические толщи континентального и морского аэрозоля // Аэрозольная оптика. Рязань: Изд-во Рязанского гос. пед. ин-та, 1978. С. 3–16.
8. Кузнецов Г.И. Многоволновая методика и аппаратура для исследования атмосферного озона и аэрозоля // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1975. Т. 11. N 6. С. 647–651.

9. Меликов С.Г. Результаты исследований трансформаций оптических свойств аэрозоля в поле переменной температуры // Тр. конф. молодых ученых и специалистов. Гл. геофиз. обсерватория им. А.Н.Воейкова. Ленинград, 6–8 апреля 1987 г. Л., 1988. С. 190–198.
10. Исаков А.А. Некоторые результаты исследований оптических и микрофизических характеристик дымов // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12. № 1. С. 23–29.
11. Рахимов Р.Ф., Козлов В.С., Панченко М.В., Тумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Микроструктурные изменения дымовых аэрозолей в замкнутом объеме // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 323–329.
12. Кондратьев К.Я., Поздняков Д. В. Аэрозольные модели атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
13. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Еремина Т.А., Рассказчикова Т.М., Турчинович С.А. О маломасштабной пространственно-временной изменчивости прозрачности атмосферы и радиации // Оптика атмосф. и океана. 1998. Т. 11. № 10. С. 1049–1054.
14. Chamberlain A.C. Radioactive aerosols and vapors // Contemporary Phys. 1967. V. 8. P. 561–581.
15. Rosinski J., Kerrigan T.C. The role of aerosol particles in the formation of raindrops and hailstones in severe thunderstorms // J. Atmos. Sci. 1969. V. 26. P. 695–715.

*E.V. Makienko, R.F. Rakhimov, S.M. Sakerin, D.M. Kabanov.* **Interpretation of the anomalous spectral dependence of the aerosol optical thickness of the atmosphere. Part III. Dynamics of disperse structure of aerosol.**

Some peculiarities of formation of the spectral dependence of the aerosol optical depth are discussed. It is shown that the observed variety of the spectral behaviors of  $\tau(\lambda)$  is formed due to the change of the optical effect of, at least, three aerosol fractions: accumulative, moderately dispersed (MD) and specific coarse. Each of the aforementioned fractions has its peculiar rhythm of development and response to on the diurnal variations of meteorological parameters. According to the data obtained, optical manifestation of the accumulative fraction reacts not only on the change of temperature and relative humidity, but also is in agreement with the columnar water vapor of the atmosphere. It is revealed that the narrow mode of moderately dispersed particles is characteristic of not only clean arctic air, but is also observed in the columnar mean size spectrum under ordinary conditions. Diurnal variations of MD particles in the atmospheric column are evidence of the presence of maximum near noon. Correlated dynamics of variations of the second and third modes shows a stable diurnal circulation of MD particles inside the atmospheric column and a change of their size.