

**Ю.С. Балин, А.Д. Ершов**

## **ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 1995 ГОДА В РАЙОНЕ Г. ТОМСКА**

Обсуждаются особенности формирования вертикальной структуры аэрозольных полей на основе анализа изменений значений коэффициентов рассеяния, усредненных за период наблюдений, и характера поведения высотного хода автокорреляционных матриц.

Экспериментальные данные получены в процессе лазерного зондирования атмосферы в дневное время до высот 1,5 ~ 2 км в течение июня–июля 1995 г.

В указанные месяцы обнаружены отличия в поведении дневного хода коэффициентов рассеяния и степени их вертикальной взаимосвязи, что объясняется реализуемой синоптической обстановкой и типом воздушных масс.

Как известно, основная и наиболее динамичная во времени и пространстве масса атмосферного аэрозоля сосредоточена в нижних слоях атмосферы. Формирование вертикальной структуры и оптических свойств аэрозольных полей происходит под воздействием многих физических процессов, имеющих различные временные и пространственные масштабы: от микрометеорологической до синоптической областей спектра.

Сравнительно медленное воздействие оказывают геофизические факторы, обусловленные синоптическими процессами со сменой воздушных масс. Гораздо более быстропротекающими являются суточные изменения термического состояния атмосферы. Эти процессы, в свою очередь, определяют динамику возникновения и распада температурных инверсий и суточный ход относительной влажности воздуха, непосредственно влияющей на оптические характеристики аэрозоля.

Экспериментальной основой изучения вертикальной структуры аэрозольных полей в настоящее время является самолетное [1, 2] и лазерное зондирование атмосферы [3, 4].

Цель настоящей работы заключается в лидарных исследованиях поведения вертикальных профилей коэффициентов рассеяния в нижней тропосфере в различное время суток и при изменении синоптических условий.

Измерение профилей коэффициентов рассеяния проводилось с использованием сканирующего одночастотного лидара ЛОЗА-3 [5] на длине волны 0,53 мкм в дневное время в июне–июле 1995 г.

Лидар располагался на холме восточной окраины г. Томска, что позволяло зондировать атмосферу как в вертикальном направлении, так и под различными зенитными углами. Для этого в память бортовой персональной ЭВМ были заложены координаты трасс зондирования, которые соответствовали углам места – 1, 40 и 80° (направление на город) и затем при переходе через вертикаль – 80, 40, 20, 2° (противоположное направление на лесные массивы). Такая схема эксперимента помогала обеспечивать контроль влияния примесей промышленного происхождения.

Измерения осуществлялись циклически в дневное время суток, с периодичностью 2 ч, в интервале с 8 до 20 ч. Таким образом, за одни сутки регистрировалось 7 высотных профилей коэффициентов рассеяния и за весь период проведения эксперимента был получен массив данных из 160 реализаций.

Лидар регистрировал вертикальную стратификацию аэрозольных полей до дальностей 2–3 км в горизонтальном направлении и до высоты 1–2 км под углами, близкими к зениту. В случае появления облачных образований потолок зондирования увеличивался до 5–7 км. Пространственное разрешение составляло 7,5 м, а угловое 10 угл.мин.

Каждый акт зондирования оформлялся в отдельный файл, которому присваивался соответствующий паспорт с необходимой служебной информацией (дата и время, характеристики трассы, пространственное разрешение и т.д.).

Рассмотрим кратко особенности синоптических и метеорологических условий атмосферы в период проведения эксперимента.

Временной ход основных метеопараметров:  $T$  – температуры,  $f$  – относительной влажности,  $W$  и  $\theta$  – скорости и направления ветра, а также  $\sigma$  – коэффициента рассеяния, измеренного в приземном слое атмосферы трассовым фотометром на длине волны 0,5 мкм, представлен на рис. 1. Временная диаграмма особенностей синоптической обстановки показана на рис. 2. Как видно из диаграммы, погоду на указанный временной период в основном определяют арктическая и умеренная воздушные массы. При этом в первой половине июня основную долю составляет арктическая воздушная масса (60%), умеренная соответственно 40%. В июле доля умеренной воздушной массы возрастает до 57% и процентное содержание субтропической массы увеличивается до 18%. Вклад арктической воздушной массы уменьшается до 36%.

По данным многолетних наблюдений на территории Западной Сибири, основную долю (~60%) в формировании синоптической обстановки вносит континентальный умеренный тип воздушной массы [6]. Указанной статистике соответствует разделение воздушных масс в июле. В то же время в июне преобладающим типом является арктическая воздушная масса, что объясняет почти ежедневное прохождение осадков в июне и малый процент безоблачных дней. Синоптическая диаграмма этого не показывает (верхняя часть рис. 2), но это отчетливо следует из лидарных данных, представленных в обобщенном виде за июнь на рис. 3, а. В верхней части рисунка выделены дни, в которые проводились измерения. Представленная форма записи информации позволяет путем перемещения курсоров в вертикальной и горизонтальной плоскостях получить данные о профиле коэффициента рассеяния за любой день измерений (правая часть рисунка) и на любой высоте в течение всего периода измерений (нижняя часть рисунка). Величины коэффициентов рассеяния соотнесены с градацией шкалы почернений, помещенной в верхней части рисунка.

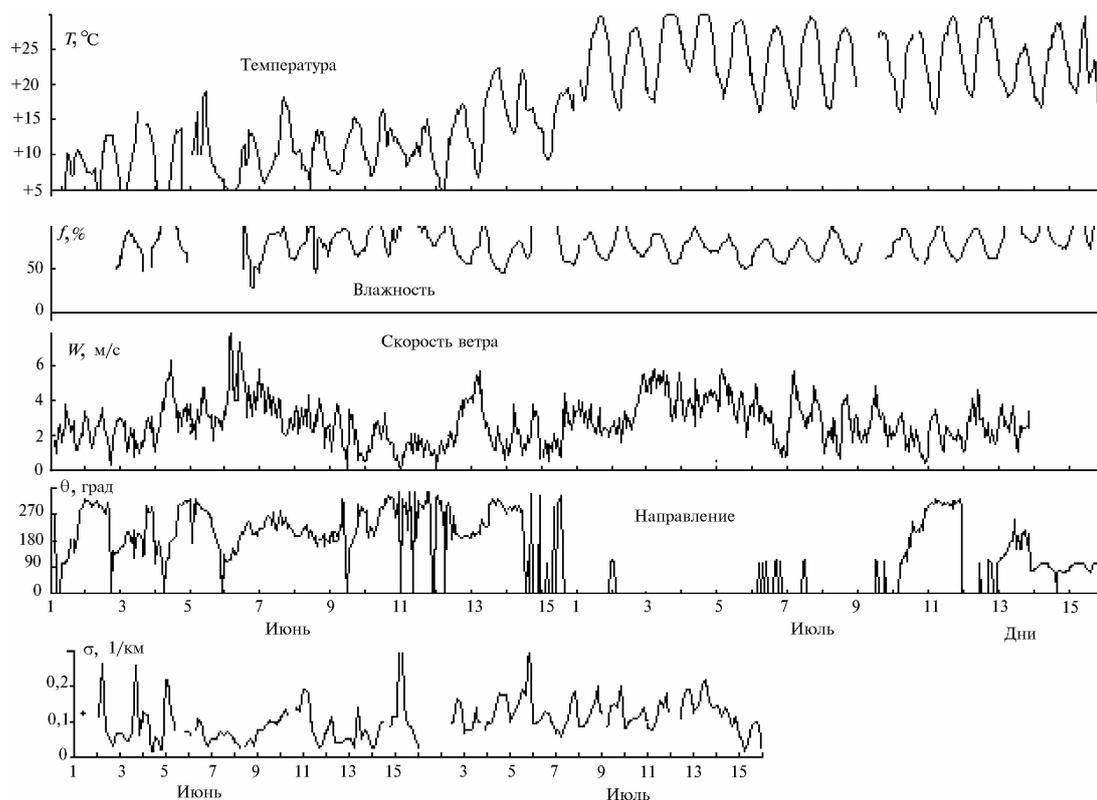


Рис. 1. Временной ход основных метеопараметров в июне-июле 1995 г.

В анализируемом периоде за 1995 г. наблюдалась обратная тенденция. В июне значения коэффициентов рассеяния в 12 и 14 ч. превышали аналогичные характеристики за июль, хотя температура воздуха (см. рис. 1) в июле была примерно в два раза выше и тем самым должна

была обеспечивать более активный конвекционный режим и лучшее перемешивание аэрозоля по вертикали, что привело бы к увеличению абсолютного значения коэффициентов рассеяния в нижних слоях атмосферы. Тем не менее этого не происходит. Для объяснения такого факта проанализируем высотные автокорреляционные матрицы аэрозольных коэффициентов рассеяния за различные периоды измерений.

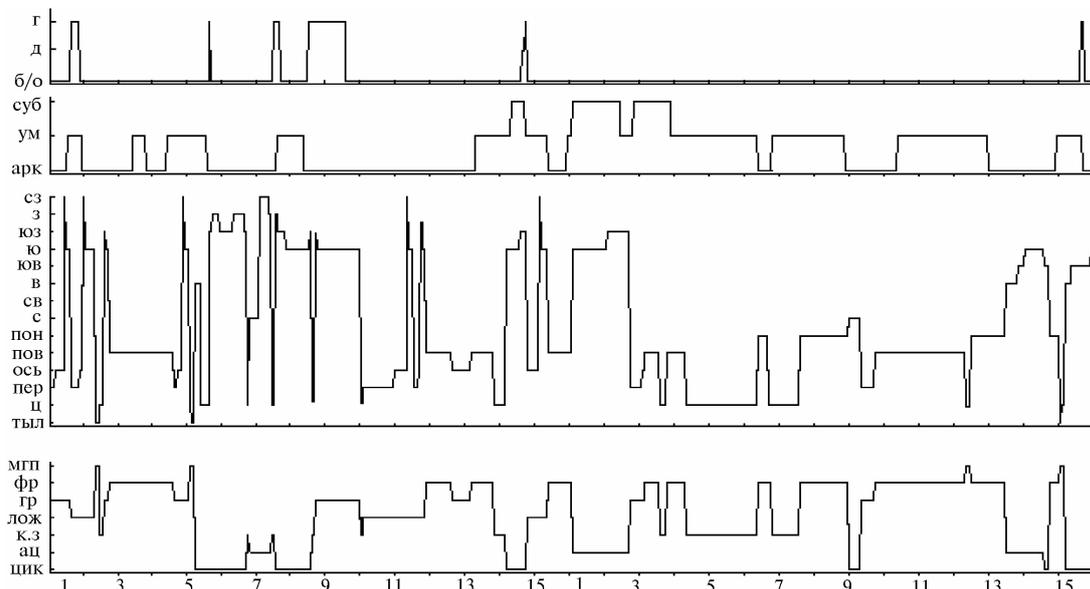


Рис. 2. Временная диаграмма синоптической обстановки в июне-июле 1995 г.

Пояснения: г – град; д – дождь; б/о – без особенностей; суб – субтропический тип воздушной массы (ТВМ); ум – умеренный ТВМ; арк – арктический ТВМ; сз – северо-запад; з – запад; юз – юго-запад; ю – юг; юв – юго-восток; в – восток; св – северо-восток; с – север; пон – пониженный; пов – повышенный; ось – ось; пер – передний; ц – центр; тыл – тыл; мгп – малоградиентное поле; фр – фронт; гр – гребень; лож – ложбина; к.з – контрольная зона; ац – антициклон; цик – циклон

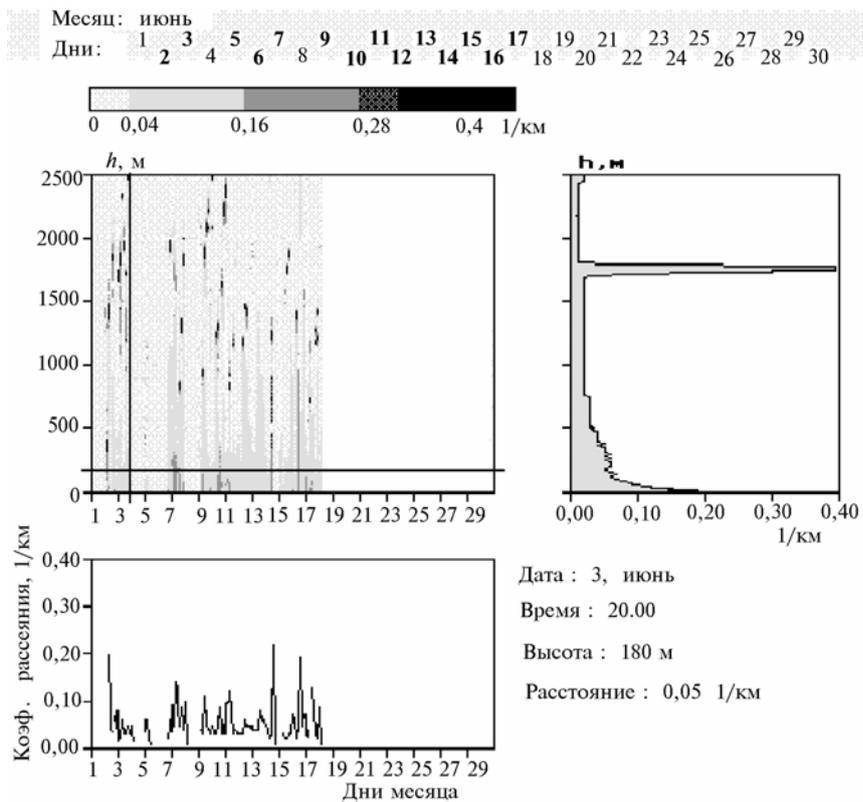
Как видно из представленных данных, участки почернений, соответствующие облачным образованиям, присутствуют практически в любом дне измерений. Основной высотный диапазон расположения облаков соответствует 1000–2000 м. Другая картина наблюдается в июле (рис. 3, б). В указанном высотном диапазоне облака практически отсутствуют, и за весь июльский период выпадение осадков наблюдалось в последний день измерений.

Для сравнения на рис. 4, а, б показан суточный ход поведения высотного хода коэффициентов рассеяния, усредненный за весь период измерений в июне и июле 1995 г. Картины поведения профилей за указанные месяцы в целом аналогичны. Наибольший градиент, как и следовало ожидать, наблюдался в самом нижнем слое атмосферы протяженностью ~150 м. В дальнейшем градиент изменения коэффициента рассеяния плавно уменьшается до высот 500–700 м, а затем его значения остаются практически постоянными.

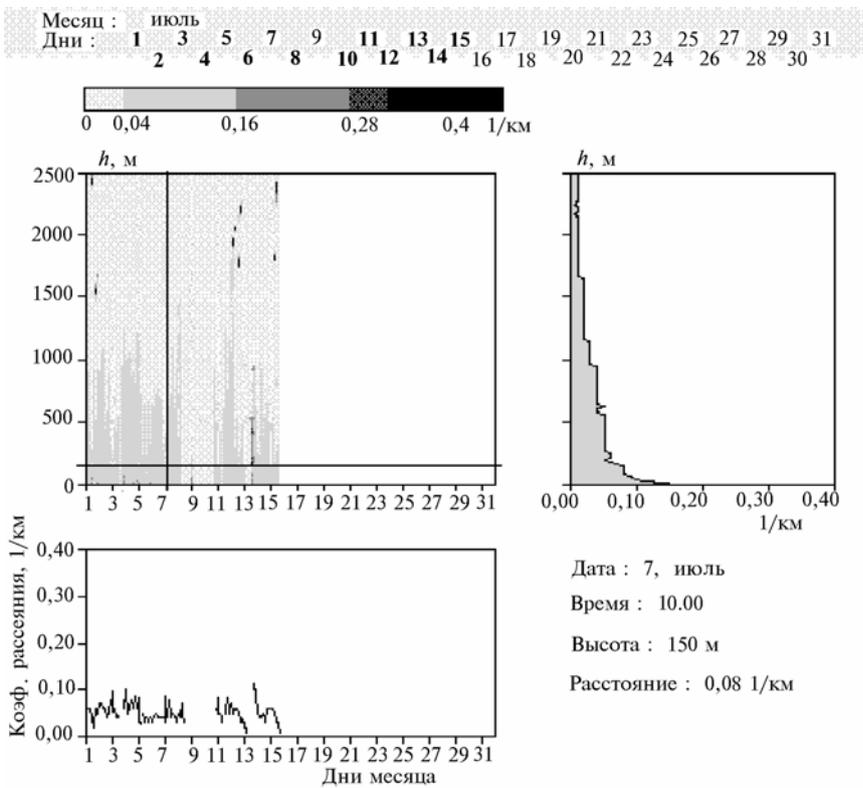
Что касается суточного хода коэффициента рассеяния, то в июне наблюдалось увеличение коэффициентов рассеяния в околополуденные часы, что следует объяснять изменением суточного термического режима атмосферы.

Подобное поведение коэффициента рассеяния было отмечено нами ранее при проведении программы «SATOR-93» (апрель–июнь 1993 г.) [7], что говорит о некоторой стабильности формирования высотной стратификации аэрозольного поля в обследуемые сезоны.

В то же время, по сравнению с результатами «SATOR-93» (сравнение с этим периодом проводится, поскольку он наиболее статистически обеспечен, было проведено 700 измерений), наблюдаются некоторые отличия в суточных ходах. А именно, в [7] было отмечено, что содержание аэрозоля в нижних слоях атмосферы повышается от апреля к июню, т.е. по мере повышения температуры воздуха.



a



b

Рис. 3. Общая картина профилей коэффициентов рассеяния: а – июнь, б – июль

Особенности формирования вертикальной структуры аэрозольных полей

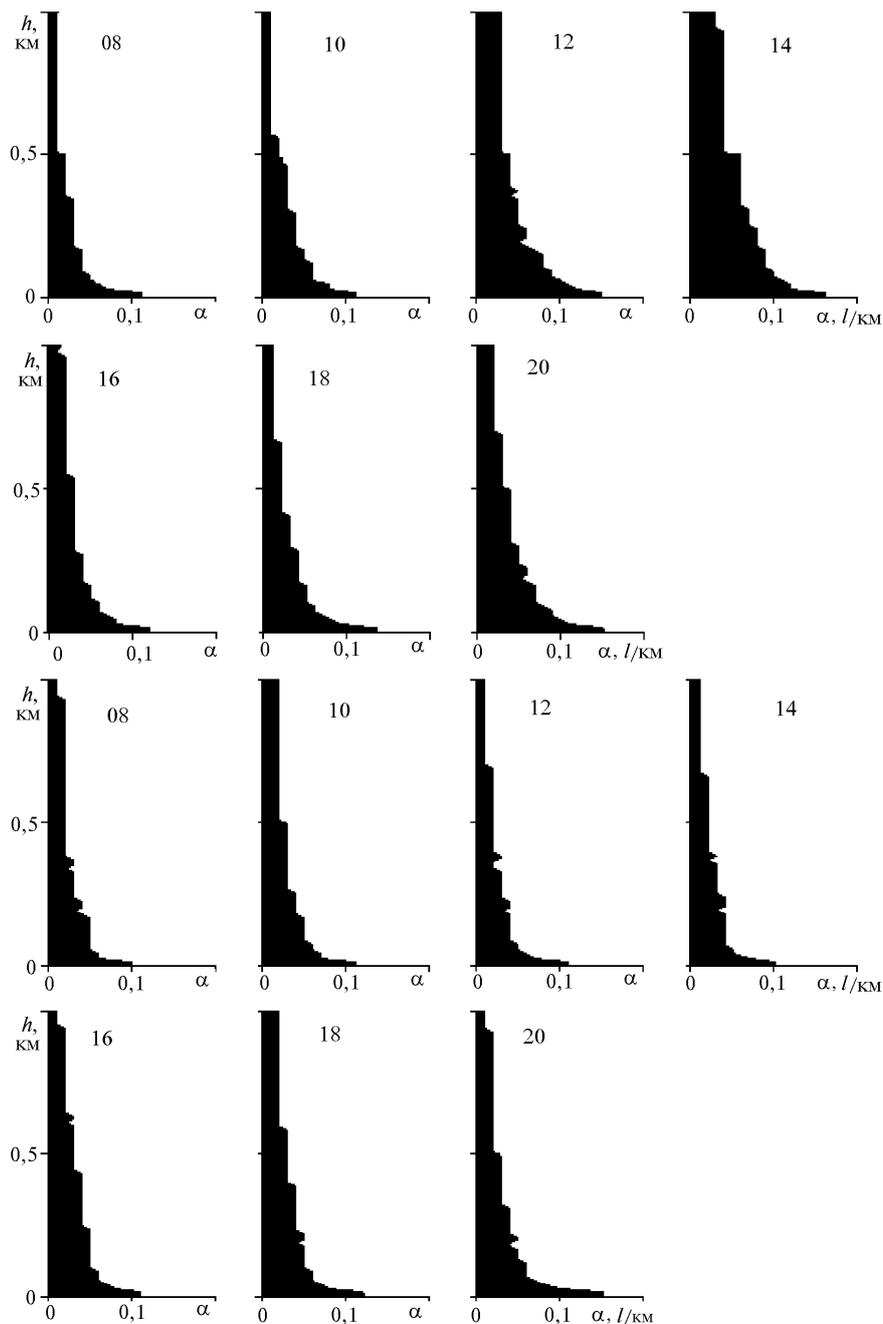


Рис. 4. Средний суточный ход поведения коэффициента рассеяния: *a* – июнь, *б* – июль

На рис. 5, *a* приведены автокорреляционные матрицы, полученные в апреле – июне 1993 г. [8]. Видно, как по мере перехода от весенних измерений к летним меняется вид корреляционных зависимостей. Если в апреле высотный характер изменения всех корреляционных зависимостей примерно одинаков, то в июне вид матрицы имеет специфический характер. А именно, в районе высоты 1300 м наблюдается сгущение кривых, соответствующих коэффициенту корреляции 0,5. Таким образом, внутри этого высотного интервала возникает область, где значения коэффициентов рассеяния на всех высотах хорошо коррелированы между собой. Обращает на себя внимание также наличие слоя протяженностью 300 м, примыкающего сверху к этой границе. Здесь наблюдается anomalous поведение коэффициента корреляции, заключающееся в его возрастании для всех кривых. В литературе этот слой получил название слоя переноса [3], в данной работе мы не будем его рассматривать.

Общей закономерностью для приведенных матриц является коррелированность в диапазоне 0–600 м, на границе которого  $R(\sigma_0, \sigma_h)$  достигает значения 0,5 независимо от месяца измерений.

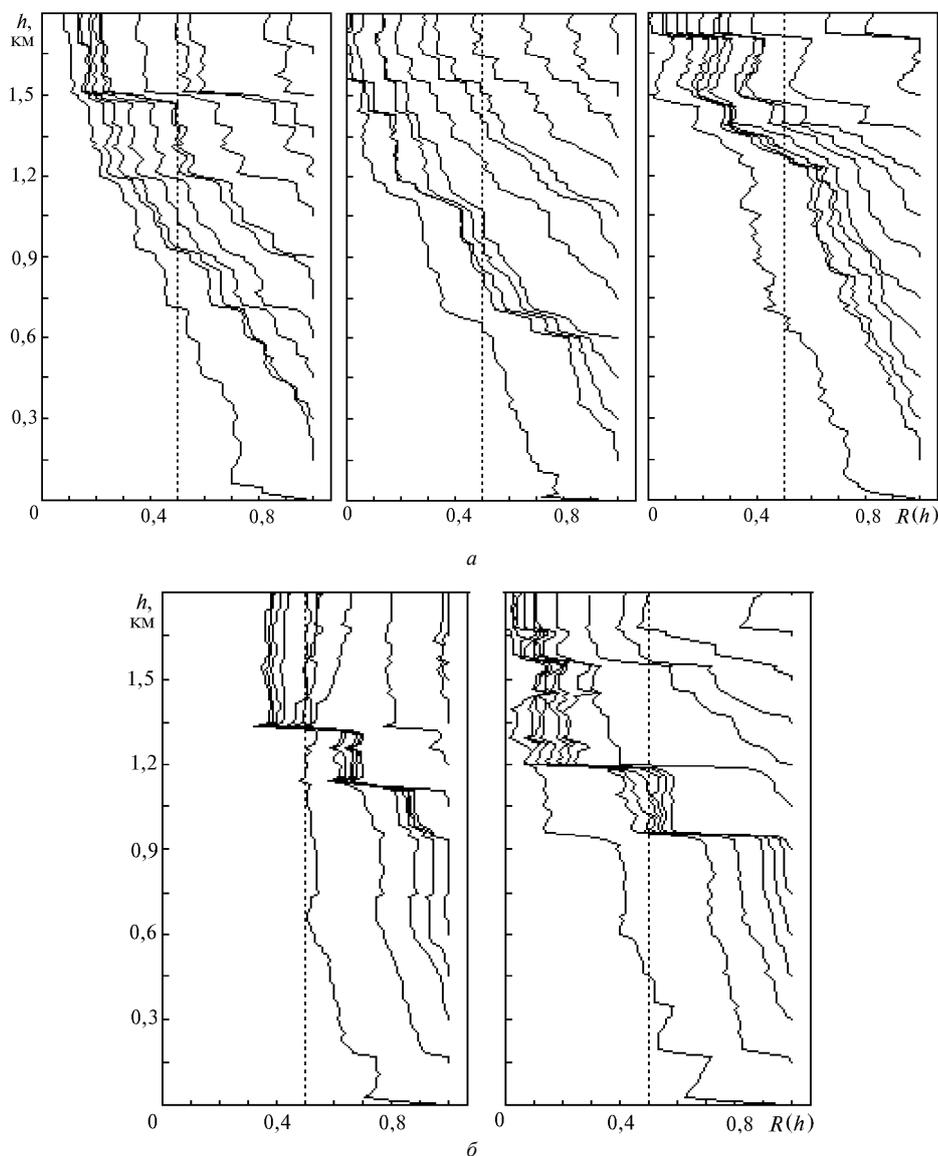


Рис. 5. Автокорреляционные матрицы коэффициентов рассеяния: а – 1993 г., б – 1995 г.

Аналогичный внешний вид для летних месяцев имеют и автокорреляционные матрицы цикла 1995 г. (рис. 5, б). То есть также наблюдается сгущение линий по критерию  $R(\sigma_i, \sigma_k) = 0,5$ , что позволяет выделить характерные области перемешивания аэрозоля. В июне 1995 г. первое значение  $R(\sigma_0, \sigma_h)$  также равняется 0,5 на высоте 600 м. Однако далее корреляция не падает, а флуктуирует возле этого значения вплоть до высоты 1,3 км, отмеченной нами ранее при анализе данных 1993 г. При всем внешнем сходстве июльская корреляционная матрица имеет другие численные показатели. Здесь несколько меньше высота  $h = 500$  м, где  $R(\sigma_0, \sigma_h) = 0,5$ , и также меньше значение высоты слоя перемешивания  $h = 900$  м.

В целом же картины поведения корреляционных матриц за летние месяцы 1993 и 1995 гг. имеют схожий характер.

Какой же вид имеют эти матрицы, если произвести селекцию по типам синоптических воздушных масс?

Для этого обратимся к рис. 6, а, где показаны автокорреляционные матрицы для арктического и умеренного типов воздушных масс за 1993 г. Если для умеренного типа воздушной массы,

которая в основном формировала погоду в июне, картина зависимостей практически не изменилась, то для арктического – отличия весьма существенны. Здесь высота слоя перемешивания не превышает 600 м, и на этой высоте внутри слоя группируются все кривые  $R(\sigma_0, \sigma_h) = 0,5$ .

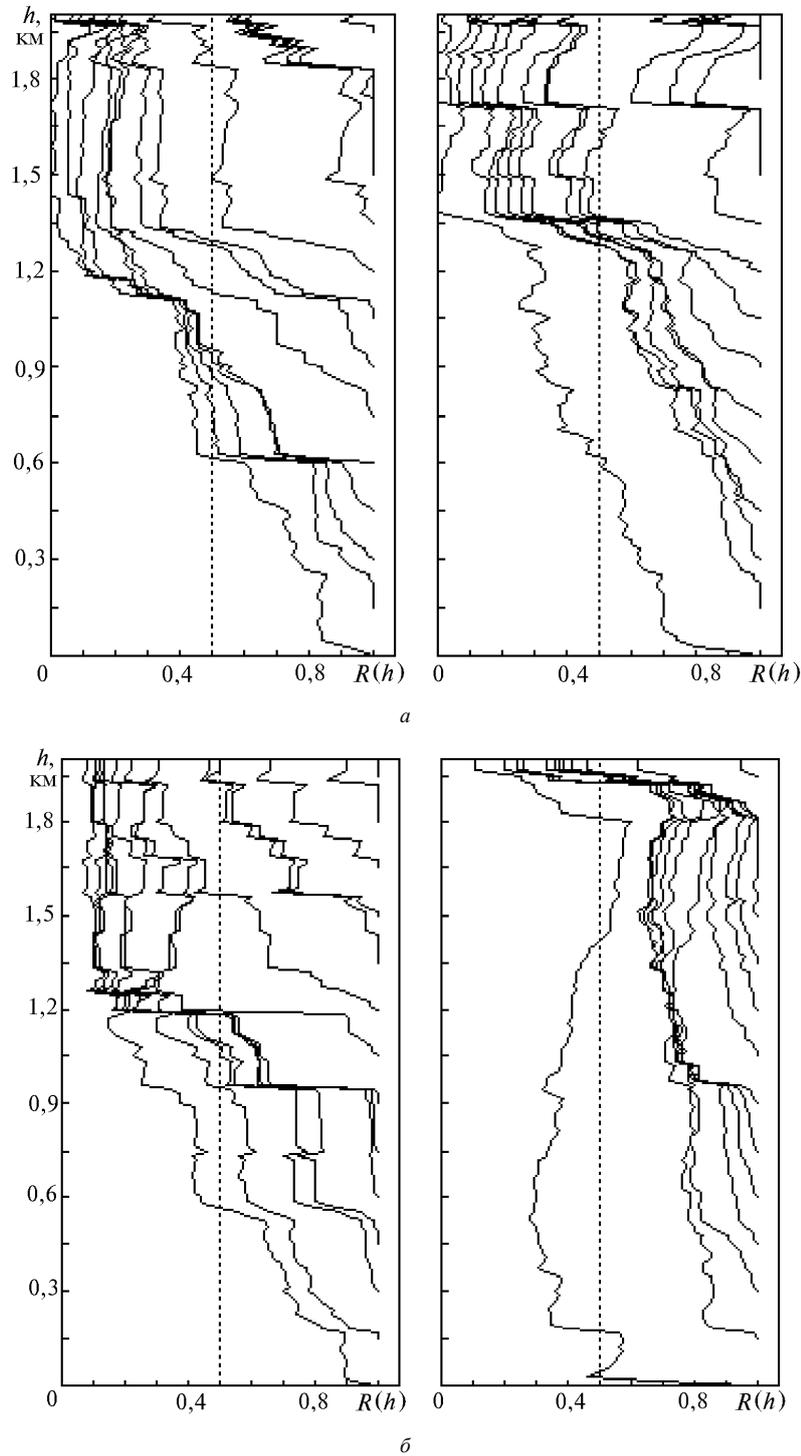


Рис. 6. Автокорреляционные матрицы для различных типов воздушных масс: слева – арктический, справа – умеренный *a* – 1993 г., *б* – 1995 г.

Аналогичное разделение было проведено для массива данных 1995 г. Результаты приведены на рис. 6, *б*. Как видно из рисунка, отличия проявляются прежде всего в поведении автокорреляционной функции между нулевым уровнем и последующими высотами для умеренного

типа воздушной массы. Значения автокорреляционной функции настолько малы, что можно говорить об отсутствии обмена воздушными массами между нижними и более высокими слоями. В то же время, начиная с 200 м, значения коэффициентов корреляции довольно высоки, вплоть до высоты 1,8 км.

Полученный результат следует объяснять особенностями свободной конвекции в пограничном слое атмосферы и поведением высоты слоя перемешивания. Эти особенности обусловлены разностью температур между подстилающей поверхностью и прилегающим воздушным слоем. Как отмечается в [9], «расположение типов воздушных масс в ряд в порядке возрастания высоты слоя перемешивания совпадает с последовательным изменением их температурного эффекта по отношению к поверхности», т.е. чем теплее воздух, тем тоньше слой перемешивания, поэтому и конвекция практически не развивается. По тем же данным [9], ситуация еще более усугубляется в зонах фронтов, где с точки зрения термической структуры возникают самые неблагоприятные условия для рассеивания аэрозоля по вертикали. Высота слоя перемешивания падает до 200 м. Как следует из рис. 2, доля фронтов в июле для наших данных составляла примерно 30%.

Этим механизмом, по-видимому, и объясняется приведенный для июля (рис. 4, б) суточный ход коэффициентов рассеяния, на котором не отмечено обычное увеличение высотных значений в полуденные часы.

Необходимо отметить, что подобный анализ автокорреляционных матриц с целью нахождения высоты слоя перемешивания по критерию  $R(\sigma_0, \sigma_h) = 0,5$  был впервые проделан в [1, 2] при обработке данных самолетных измерений с помощью локальных датчиков.

В заключение отметим, что экспериментальные исследования проводились в рамках программы «SATOR-95», участникам которой авторы выражают благодарность за возможность использования результатов совместных измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 94-05-16461-а).

1. Panchenko M.V., Terpugova S.A. *Atm. Ocean. Opt.* 1994. V. 7. N 8. P. 1033–1044.
2. Belan B.D. *Atm. Ocean. Opt.* 1994. V. 7. N 8. P. 1045–1054.
3. Sasano Y. *Observation Study of the Atmospheric Mixed Layer and Transition Layer Structures Using a Mie Lidar// J. Meteor. Soc. Japan.* 1985. V. 63. P. 419–435.
4. Boers R. and Eloranta E.W. *Lidar Observations of Mixed Layer Dynamics: Test of Parameterized Entrainment Models of Mixed Layer Growth Rate.* 1984. V. 23. N 2. P. 247–266.
5. Балин Ю.С., Разенков И.А. // *Оптика атмосферы и океана.* 1993. Т. 6. N 2. С. 169–188
6. *Климат Томска* /Под ред. С.Д. Кошинского Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 176 с.
7. Балин Ю.С., Ершов А.Д., Разенков И.А. // *Тезисы докладов II Межреспубликанского симпозиума «Оптика атмосферы и океана».* Ч. 2. Томск: ИОА, 1995. С. 322–323.
8. Балин Ю.С., Ершов А.Д., Разенков И.А. // *Тезисы докладов II Межреспубликанского симпозиума «Оптика атмосферы и океана».* Ч. 2. Томск: ИОА, 1995. С. 272–273.
9. Лукошенко М.А., Семенченко Б.А., Каллистратова М.А., Пекур М.С. // *Оптика атмосферы и океана.* 1994. Т. 7. N 7. С. 976–985.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
27 декабря 1995г.

Ju.S. Balin, A.D. Ershov. **Peculiarities of Formation of Aerosol Fields Vertical Structure nearby Tomsk in Summer, 1995.**

The peculiarities of aerosol fields vertical structure formation are discussed based on the analysis of variation of the scattering coefficients averaged over the observation period and the height behaviour of the autocorrelation matrices.

The experimental data were obtained in the process of diurnal laser sounding of the atmosphere at the heights from 1,5 to 2 km during June and July of 1995.

Within those months the difference was revealed between the diurnal behaviour of the scattering coefficients and the degree of their vertical correlation, which could be explained by the realistic synoptical conditions and the type of air masses.