

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.501

А.В. Ельников, В.В. Зуев, В.Н. Маричев

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ АЭРОЗОЛЯ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ (1986–1989 гг.)

Представлены результаты лазерного зондирования вертикального распределения стратосферного аэрозоля на длине волны $\lambda = 532$ нм в течение 1986–1989 гг. Приводятся зимние и летние профили отношения рассеяния для разных лет, временной ход высоты максимума аэрозольного слоя. На основе представленных данных выявлены межгодовые особенности профилей отношения рассеяния основных сезонов (зима, лето), сезонный ход максимума аэрозольного слоя, повторяющий временной ход высоты тропопаузы. Наблюдается хорошее соответствие результатов измерений с литературными данными.

Введение. Необходимость получения различной информации о состоянии стратосферного аэрозоля (СА) определяется следующим. С одной стороны, аэрозоль является оптически активным компонентом атмосферы и, следовательно, оказывает значительное влияние на ее радиационный баланс, которому отводится важная роль в погодо- и климатообразовании. С другой стороны, распределение СА и его динамика связаны с глобальными атмосферными процессами, включая загрязнение атмосферы продуктами естественного и антропогенного происхождения, крупномасштабные переносы воздушных масс, солнечно-земные и внутриатмосферные связи. Это позволяет исследовать указанные процессы, используя аэрозоль в качестве трассера.

В статье приводятся результаты лидарного зондирования вертикальной стратификации аэрозоля в высотном интервале 10–35 км над г. Томском. Зондирование осуществлялось в ночное время суток в условиях относительно безоблачного неба на длине волны $\lambda = 532$ нм лидаром, подробное описание которого приведено в [1]. Основным параметром, используемым для анализа стратификации аэрозоля, является отношение рассеяния $R(H)$, восстанавливаемое из лидарных сигналов согласно методике, представленной в [2], и определяемое

$$R(H) = \frac{\beta_{\pi}^a(H) + \beta_{\pi}^m(H)}{\beta_{\pi}^m(H)}, \quad (1)$$

где $\beta_{\pi}^a(H)$ – коэффициент обратного аэрозольного рассеяния; $\beta_{\pi}^m(H)$ – коэффициент обратного молекулярного рассеяния. Последний определяется на основе оптико-метеорологической модели [3] через давление и температуру, которые берутся из данных метеозондирования. При этом погрешность коэффициента $\beta_{\pi}^m(H)$ оценивается 1% [4].

За время работы получено около 200 измерений профилей $R(H)$. Каждое измерение представляет собой усредненный профиль за ночь. При этом общее время накопления одного среднего профиля – не менее одного часа, что соответствует получению двух-трех статистически обеспеченных профилей. Суммирование их в один позволяет снизить погрешность измерения $R(H)$ на высотах 30–35 км до значений менее 5%.

Рассмотрение средних характеристик вертикальной стратификации аэрозоля ограничим рассмотрением основных сезонов – зима и лето, поскольку весенние и осенние профили занимают промежуточное положение между основными сезонами. Кроме того, случаи наличия в феврале, чаще в марте 1986–1989 гг. среднеширотных стратосферных облаков [5] приводят к существенным искажениям средних характеристик весенних профилей. Исследование причины и закономерности появления последних требует отдельного тщательного рассмотрения.

Расчет средних профилей $R(H)$ и их несмещенных среднеквадратических отклонений $\delta R(H)$ проводился для каждого высотного диапазона отдельно согласно формулам [6]:

$$\bar{R}(H) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R_i(H); \quad (2)$$

$$\delta R(H) = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [R_i(H) - \bar{R}(H)]^2} \quad (3)$$

где N — число измерений высотных профилей; $R_i(H)$ — значение отношения рассеяния i -го профиля на высоте H .

Предварительный анализ полученных экспериментальных данных показал, что имеются специфические особенности в поведении отношения рассеяния $R(H)$ зимой и летом. На основе этого весь ряд имеющихся зимних и летних профилей был разбит на годовые временные интервалы, в пределах которых наблюдается определенная стабильность вертикальной стратификации аэрозоля (рис. 1, *a–ж*).

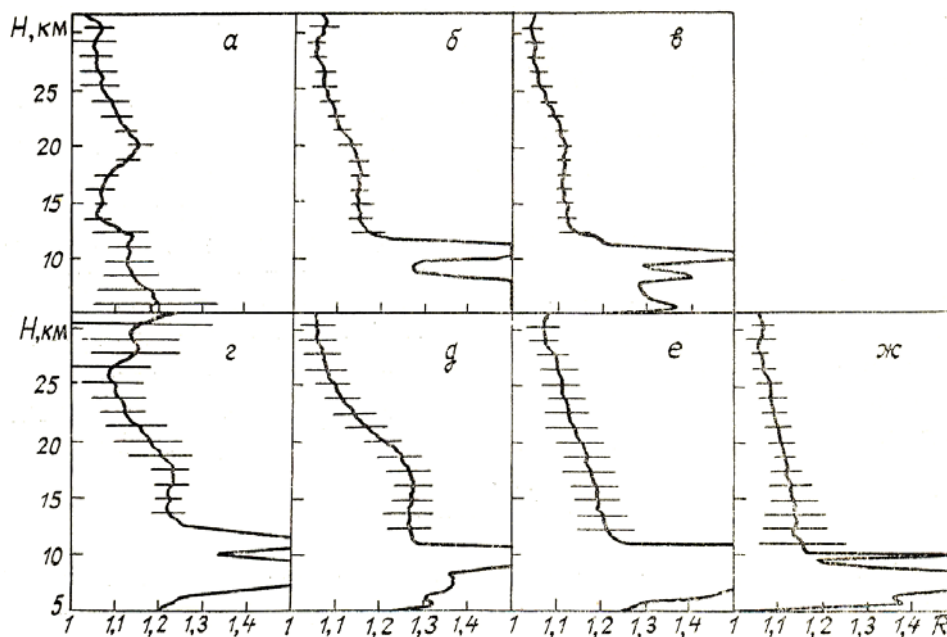


Рис. 1. Средние профили отношения рассеяния $R(H)$ и их средноквадратическое отклонение: *a* — лето 1986–1987 г. (6 профилей); *б* — лето 1988 (5 профилей); *в* — лето 1989 (23 профиля); *г* — зима 1986/87 (13 профилей); *д* — зима 1987/88 (15 профилей); *е* — зима 1988/89 (11 профилей); *ж* — зима 1989/90 (20 профилей)

Летние профили $R(H)$. Вертикальная стратификация аэрозоля, представленная на рис. 1, *a*, характеризуется существованием достаточно глубокого минимума $R = 1,05$ на высоте 13–16 км. Это приводит к четкому выделению аэрозольного слоя Юнге с максимумом на высоте 19–20 км и плавным спадом отношения рассеяния с дальнейшим увеличением высоты. Для лета 1988 года (рис. 1, *б*) глубина минимума значительно меньше, что нивелирует выраженность максимума аэрозольного слоя. За исключением облачных образований, имеющих место ниже 12 км, наблюдается плавный переход отношения рассеяния $R(H)$ от тропосферы к стратосфере. Аналогичная картина в вертикальной стратификации аэрозоля присуща лету 1989 г. (рис. 1, *в*). При этом малая величина $\delta R(H)$, наблюдаемая на этом рисунке по всему высотному диапазону, указывает на хорошую стабильность в вертикальном распределении аэрозоля в представленный временной период. Аналогичная ситуация, но с несколько большей изменчивостью профилей отношения рассеяния, наблюдается и летом 1988 г. Наибольшее значение $\delta R(H)$, представленное на рис. 1, *a*, к тому же претерпевающее изменения по высоте, обусловлено годовыми особенностями отношения рассеяния за 1986 и 1987 годы.

Зимние профили $R(H)$. На представленном зимнем профиле 1987 г. (рис. 1, *з*) заметны локальный минимум на высотах 13–15 км и максимум аэрозольного слоя Юнге на высотах 16–17 км. После максимума с ростом высоты наблюдается плавный спад отношения рассеяния до высот ≈ 26 км, а затем его увеличение. Оно определяется стратосферными облаками, о которых упоминалось выше. Эти же облака являются причиной возрастания $\delta R(H)$, начиная с 17 км. Следующий профиль (рис. 1, *д*) имеет менее заметные локальные минимум (12–13 км) и максимум аэрозольного слоя (15–16 км). На рис. 1, *е* полностью отсутствует максимум аэрозольного слоя и наблюдается постепенный спад $R(H)$ с ростом высоты. Такой же спад, но менее заметный, виден и на рис. 1, *ж*. При этом δR для трех последних профилей практически постоянно для всего высотного диапазона за исключением 11–17 км. Это исключение находит свое объяснение в том, что в течение длительного времени (декабрь 1989 и январь 1990 г.) в нижней стратосфере наблюдались аномально малые значения отношения рассеяния по сравнению с предыдущими годами, а в феврале 1990 г. они возросли.

Общими отличиями зимних профилей $R(H)$ от летних, характерными для всего периода наблюдений (1986–1989 гг.), являются более высокое содержание аэрозоля в нижней стратосфере и его большая динамика.

Временной ход высоты максимума $R(H)$. При исследовании этого вопроса высотный диапазон профиля был ограничен участком 8–25 км. Поскольку в районе тропопаузы и тропосферы (т. е. ниже 12 км) часто наблюдаются облачные образования, то максимум на этих высотах принимался в рассмотрение, если выраженность была меньше значения 1,4. При наличии на профиле R максимального значения, локализованного в одной точке, определение его высоты просто однозначно. Но встречаются профили, когда R_{\max} наблюдается на протяженном участке. В этом случае высота максимума H_{\max} , используемая в дальнейшем рассмотрении, бралась в верхней точке данного участка.

Для увеличения статистической состоятельности оценки H_{\max} проводилось ее помесечное усреднение. Полученный временной ход высоты максимума отношения рассеяния представлен на рис. 2. На зависимости хорошо просматривается сезонный ход с максимальным значением летом и минимальным зимой. При этом из общего довольно плавного хода кривой выпадает только одна точка, соответствующая марту 1987 г. Одновременно на этом рисунке представлен временной ход высоты тропопаузы $H_{\text{тр}}$, полученный на основе выборочных усредненных данных метеостанций Новосибирска и Колпашева. В общих чертах ход обеих кривых аналогичен, но диапазон изменений $H_{\text{тр}}$ значительно меньше.

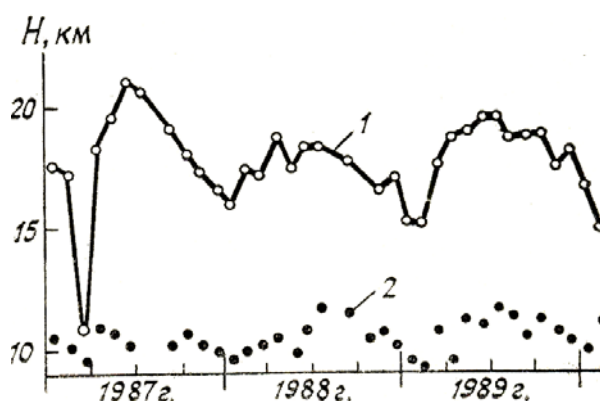


Рис. 2. Временной ход высот максимума аэрозольного слоя H_{\max} (кривая 1) и тропопаузы (кривая 2)

Сопоставление полученных результатов с литературными данными. Полученные профили отношения рассеяния не противоречат результатам других исследователей, например [5, 7, 8], а при соответствующих коррекциях на широтную, сезонную и другие вариации стратосферного аэрозоля хорошо согласуются. Более детальное сопоставление полученных экспериментальных результатов проведем на основе среднеширотных модельных высотных профилей $\beta_{\pi}^a(H)$ и интегрального B_{π}^a коэффициентов обратного рассеяния, которые связаны с отношением рассеяния $R(H)$ следующим образом:

$$\beta_{\pi}^a(H) = [R(H) - 1] \beta_{\pi}^m(H); \quad (4)$$

$$B_{\pi}^a = \int_{15}^{30} \beta_{\pi}^a(H) dH. \quad (5)$$

В качестве первой модели для сравнения, с имеющимися результатами используем известную оптическую аэрозольную модель Мак-Клатчи [9]. Так как в модели не имеется информации для длины волны $\lambda = 532$ нм, а информация о вертикальном распределении аэрозоля приведена для полного коэффициента рассеяния β_a , то воспользуемся данными для $\lambda = 514,5$ нм, оценивая коэффициент обратного аэрозольного рассеяния согласно известному соотношению [3]:

$$\beta_{\pi}^a(H) = g(H) * \beta^a(H), \quad (6)$$

и полагая аэрозольное лидарное отношение $g(H)$ константой, которая равна 0,03 [3]. При этом полученный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния, согласно оценкам его зависимости от длины волны при рассеянии на сферических частицах (теория Ми) [10], будет завышен менее чем на 10% по сравнению с $\lambda = 532$ нм.

В качестве следующего модельного профиля $\beta_{\pi}^a(H)$ используем данные «фоновой» модели из работы [11], в которой содержится достаточно полная информация о требуемых для сравнения оптических характеристиках стратосферного аэрозоля.

Как модельные, так и полученные согласно формуле (4) на основе представленных на рис. 1, а, б, в летних профилях отношения рассеяния коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния изображены на рис. 3.

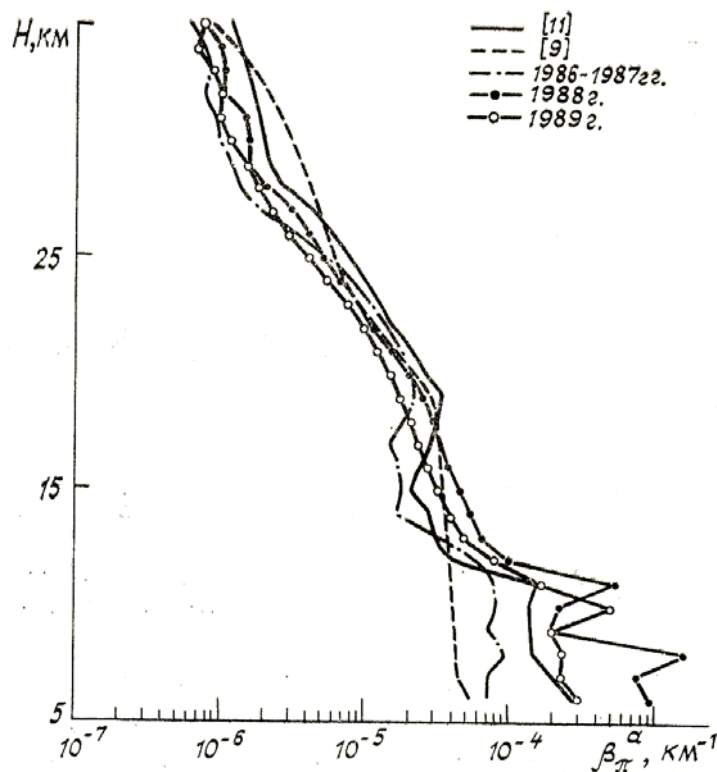


Рис. 3. Вертикальные профили коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\beta_{\pi}^{\alpha}(H)$

Наибольшие отличия модели Мак-Клатчи от эмпирических данных наблюдаются на высотах больше 25 км. Причина этого может заключаться в сделанных выше допущениях.

Что касается вертикального профиля $\beta_{\pi}^{\alpha}(H)$, взятого из модели [11], то для него выше 19 км высотный ход качественно аналогичен высотному ходу эмпирических профилей с определенным количественным превышением над ними. Ниже 19 км данные модели соответствуют промежуточному положению между представленными годовыми профилями. Для количественного сравнения данных модельных и эмпирических профилей $\beta_{\pi}^{\alpha}(H)$ в таблице приведены их численные значения и среднеквадратические отклонения. Причем эмпирические профили являются летними профилями, усредненными за весь период наблюдений, а их среднеквадратическое отклонение $\delta\beta_{\pi}^{\alpha}$ определялось через дисперсию отношения рассеяния D_R согласно формуле [12]:

$$\delta\beta_{\pi}^{\alpha} = \sqrt{\left(\frac{\delta\beta_{\pi}^{\alpha}}{\beta_{\pi}^{\alpha}}\right)^2 D_R}. \quad (7)$$

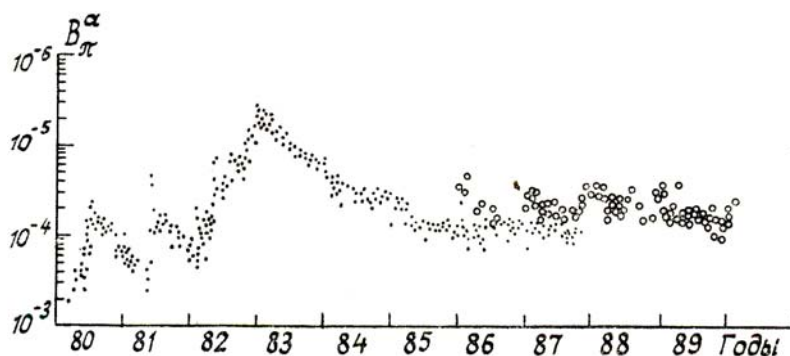


Рис. 4. Временной ход коэффициента суммарного аэрозольного рассеяния B_{π}^{α} (15–30 км), (точки — [7], кружочки — наши данные)

На рис. 4 представлены временной ход суммарных коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a , полученный авторами (кружки), в котором каждая точка соответствует значению B_{π}^a , усредненному подекадно, и аналогичные данные, опубликованные в [13] (точки).

Необходимо отметить, что данные [13] получены на длине волны $\lambda = 694$ нм. Следовательно, количественное сравнение полученных кривых необходимо проводить с поправкой на длину волны. Согласно сопоставлению аэрозольных моделей [11] на $\lambda = 532$ и 694 нм поправка имеет величину 1,4 (т.е. $\beta_{\pi}^a(532) = 1,4\beta_{\pi}^a(694)$). С учетом этого кривые на рис. 4 хорошо согласуются. Более плавный ход кривой B_{π}^a , взятой из [13], по сравнению с нашими данными вероятнее всего определяется различными климатическими условиями. Отчетливо наблюдаемый пик в самом начале временного ряда B_{π}^a , полученного авторами, вызван аэрозольным слоем, появившимся в результате извержения вулкана Руис в декабре 1985 г. Подробное описание этого стратосферного слоя приведено в [14].

Экспериментальные и модельные высотные профили $\beta_{\pi}^a(H)$ ($\times 10^5 \text{ км}^{-1} \text{ с}^{-1}$)

H, км	Эксперимент		Модель [11]	
	$\beta_{\pi}^a(H)$	$\delta\beta_{\pi}^a$	$\beta_{\pi}^a(H)$	$\delta\beta_{\pi}^a$
12	7,72	6,12	4,08	0,862
13	4,71	1,52	3,09	0,714
14	3,58	1,28	2,78	0,766
15	3,15	1,20	2,06	0,568
16	2,66	0,84	2,31	0,586
17	2,12	0,69	2,76	0,601
18	2,25	0,69	3,01	0,480
19	2,11	0,54	3,30	0,428
20	1,81	0,48	2,56	0,281
22	1,15	0,29	1,52	0,152
24	0,677	0,246	1,00	0,230
26	0,340	0,015	0,578	0,184
28	0,170	0,063	0,275	0,123
30	0,121	0,060	0,196	0,094

Выводы. Таким образом, длительные лидарные наблюдения в течение 1986–1989 гг. за вертикальным распределением стратосферного аэрозоля над г. Томском позволяют отметить, что:

- имеются специфические годовые особенности как летних, так и зимних профилей. Они находят отражение в общем содержании аэрозоля и в ходе его вертикальной стратификации;
- рассматриваемый период характеризуется постепенным исчезновением минимума на высоте 12–14 км и «затенением» максимума аэрозольного слоя (16–19 км);
- наблюдается отчетливо выраженный сезонный ход высоты максимума аэрозольного слоя, вторяющий ход высоты тропопаузы.

Сравнение полученных экспериментальных данных с данными, имеющимися в литературе, показывает их хорошее соответствие.

1. Ельников А. В., Маричев В. Н., Шелевой К. Д., Шелефонтьук Д. И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 4. № 4. С. 117–123.
2. Ельников А. В., Кавкьянов С. И., Креков Г. М., Маричев В. Н. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 5. С. 537–540.
3. Ипполитов И. И., Комаров В. С., Мицель А. А. // Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. 144 с.
4. Маричев В. Н., Ельников А. В. // Тез. докл. 9 Всесоюз. симпозиума по лазерному и акустическому зондированию атмосферы. Томск: ИОА СО АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 154–159.
5. Khmelevtsov S. S., McCormik M. P., Kaufman Yu. G., Chaikovski A. P., Shcherbakov V. N. // 15 International Laser Radar Conference. Tomsk, USSR. 1990. Part. 1. P. 159–162.
6. Дьяконов В. П. Справочник по алгоритмам и программам на языке Бейсик для персональных ЭВМ. М.: Наука, 1987. 240 с.
7. Philip M. T., Kent G. S., Ottway M. T. // J. Atmos. Sci. 1985. V. 24. № 9. P. 967–974.
8. SEAN Bulletin. 1986. V. 11. № 4.
9. McClatchey R. A., Fenn R. W., Selby J. E. et al. // Optical properties of the atmosphere Environment res. paper AFGL-0279, 1979. № 354.
10. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Э. Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. 416 с.
11. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
12. Глазов Г. Н. Статистические вопросы лидарного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 312 с.
13. Jager H., Hofmann D. J. // 15 International Laser Radar Conference. Tomsk, USSR. 1990. Part. 1. P. 100–103.

14. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. //Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. № 8. С. 818–823.

Институт оптики атмосферы СО АН СССР,
Томск

Поступила в редакцию
19 декабря 1990 г.

A. V. El'nikov, V. V. Zuev, V. N. Marichev. Lidar Data on Vertical Structure of Aerosols in the Atmosphere over Western Siberia (1986–1989).

Some results of laser sensing (at $\lambda = 532$ nm) of vertical structure of the stratospheric aerosol obtained during 1986 to 1989 are presented. The profiles of measured scattering ratios profiles are grouped into summer and winter profiles. Temporal behavior of the altitude of aerosol content maximum is also presented for different years. Year to year peculiarities in the scattering ratio profiles for typical seasons (winter, summer) have been revealed from the analysis of observational data. It was found that seasonal behavior of the height of aerosol layer maximum resembles that of the tropopause height. Our data well agree with the data available from literature.