

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.501

**В.В. Зуев, А.В. Ельников, В.Д. Бурлаков, М.В. Гришаев, В.Л. Правдин**

### ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА ДЛИНАХ ВОЛН 532 И 1064 НМ ПО ПРОГРАММАМ SATOR И LITE В 1994 г.

Обсуждаются результаты лидарных экспериментальных исследований вертикального распределения аэрозоля в стратосфере, которые получены в 1994 г. и являются продолжением долговременных наблюдений. После загрязнения стратосферы продуктами извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. к настоящему времени стратосфера по аэрозольному наполнению близка к своему фоновому состоянию. По результатам двух-частотного лазерного зондирования на длинах волн 532 и 1064 нм качественно исследовано распределение аэрозольных частиц по размерам в стратосфере.

Лазерное зондирование стратификации стратосферного аэрозоля проводится нами регулярно на длине волны 532 нм с 1986 г. [1, 2]. Расширение объёма измерительной информации за счет зондирования даже на двух длинах волн позволяет оценивать микрофизические и оптические параметры аэрозоля.

Зондирование стратосферного аэрозольного слоя (САС) на двух длинах волн 532 и 1064 нм проводилось нами летом 1994 г. при выполнении работ по комплексной экологической программе Института оптики атмосферы SATOR [3] и в сентябре 1994 г. по программе наземных коррелятивных измерений в рамках участия в программе NASA LITE (Lidar In-Space Technology Experiment) [4]. При этом зондирование на нашей лидарной станции [5] проводилось одновременно с лазерным зондированием из космоса с борта космического корабля Шаттл в момент его нахождения над точкой наземных измерений. Обобщенные результаты, полученные в ходе выполнения работ по этим программам, явятся предметом отдельного сообщения после окончательной обработки всех результатов. В предлагаемой статье приводятся только предварительные результаты зондирования стратосферного аэрозоля, полученные в этот период времени.

В проводимых экспериментах использовался Nd:YAG-лазер с энергией импульсов генерации 60 мДж на длине волны 532 нм и 120 мДж на длине волны 1064 нм при частоте следования импульсов генерации 10 Гц и расходимости излучения 0,15 мрад.

Регистрация лидарных эхосигналов осуществлялась непосредственно в фокальной плоскости приёмного зеркала диаметром 2,2 м и с фокусным расстоянием 10 м. На специальной шайбе был смонтирован блок спектральной селекции сигналов вместе с пристыкованными к нему ФЭУ. Полевая диафрагма диаметром 3 мм, совмещенная с изображением зондирующего луча, определяла угол поля зрения приёмной антенны 0,3 мрад, что позволяло значительно снизить фоновые засветки. После диафрагмы принятое излучение коллимируется короткофокусной линзой на дихроичное спектроразделительное зеркало, проходит через узкополосные интерференционные фильтры (коэффициент максимального пропускания  $\tau_{\max} = 60\%$ ; ширина полосы пропускания на уровне  $0,5 \tau_{\max}$ ;  $\Delta\lambda_{0,5} = 2$  нм для  $\lambda = 532$  нм и  $\Delta\lambda_{0,5} = 3,9$  нм для  $\lambda = 1064$  нм) и далее фокусируется короткофокусными линзами на фотокатоды ФЭУ. Регистрация сигналов на длине волны 532 нм осуществлялась на ФЭУ-130, для чего в ИК-области спектра на длине волны 1064 нм, где современные счётные ФЭУ обладают низкой квантовой эффективностью, используется специально отобранный на испытательном стенде ФЭУ-83, который охлаждается до температуры  $-30^\circ\text{C}$  для понижения тепловых шумов. При этом уверенный приём эхосигналов на длине волны 1064 нм обеспечивался до высот 25–30 км при времени накопления сигнала 30 минут.

Регистрация сигналов производилась в режиме счета импульсов фототока в 2-канальном счётчике событий с накоплением импульсов в 512 строках длиной по 100 м каждый. Для от-

сечки ближней зоны лидарного сигнала использовался расположенный перед полевой диафрагмой механический отсекагель, синхронно работающий с лазером.

Одним из параметров, определяемых из данных лазерного зондирования, является отношение рассеяния  $R(H)$

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

где  $\beta_{\pi}^a(H)$ ,  $\beta_{\pi}^m(H)$  – коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния соответственно. Методика их определения подробно изложена в [6]. При использовании лидара с представленными выше техническими характеристиками, чтобы получить отношения рассеяния с приемлемой точностью, накопление эхосигнала осуществлялось на получасовом временном интервале. Однако пространственное разрешение определяемого отношения рассеяния было хуже потенциально возможного и составляло 400 м. Подобные пространственно-временные характеристики для  $R$  позволили свести погрешности определения отношения рассеяния для длины волны  $\lambda = 1064$  нм к 5% на высоте 25 км, а для длины волны  $\lambda = 532$  нм к менее чем 3% даже на высоте 30 км.

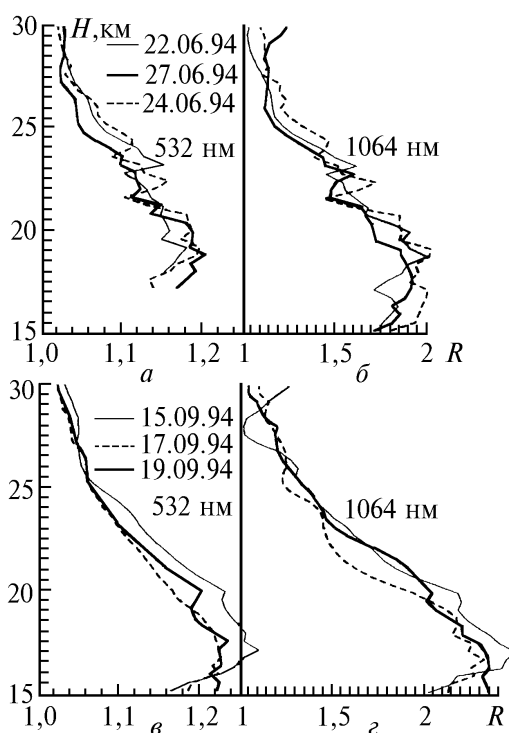


Рис. 1

На рис. 1 представлены по три профиля отношения рассеяния для длин волн  $\lambda = 532$  (а, в) и  $\lambda = 1064$  нм (б, з), полученные летом (22, 24, 27 июня) и осенью (15, 17, 19 сентября) 1994 г. Видно, что аэрозольная стратификация для одного и того же дня идентична для обеих длин волн зондирования. Экстремальные точки профиля отношения рассеяния на одной длине волны соответствуют аналогичным экстремумам на другой. Максимальные значения отношения рассеяния, как и ожидалось, на длине волны  $\lambda = 1064$  нм выше ( $R \sim 2$  – летом и 2,5 осенью), чем на длине волны  $\lambda = 532$  нм ( $R \sim 1,2$  – летом и 1,25 – осенью). При этом высота локализации этих максимумов в летний период ( $H \sim 19$  км) как на длине волны 532 нм, так и на 1064 нм выше по сравнению с осенним ( $H \sim 17$  км). Подобные изменения высоты максимума и величины максимума наблюдаются нами начиная с 1987 г. и представляют собой регулярный сезонный процесс, охватывающий все времена года [1] и обусловленный, вероятно, той же причиной, что и сезонное проседание высоты тропопаузы от лета к зиме, и ее повышением от зимы к лету.

Кроме того, для летних профилей  $R$  в диапазоне высот 17–24 км наблюдается выраженная слоистая структура. Подобная стратификация отношения рассеяния для этого сезона определяется, по-видимому, остатками аэрозоля вулканического происхождения, выброшенного в стратосферу в 1991 г. во время извержения вулкана Пинатубо, и слабой интенсивностью процессов перемешивания. К осени слоистые аэрозольные структуры стратосферы выше 20 км исчезли из-за более интенсивных процессов перемешивания и циркуляции.

Для качественной оценки спектра размеров аэрозольных частиц мы использовали параметр  $X$  [7], представляющий собой показатель степени в соотношении

$$\beta_{\pi}^a(\lambda_1)/\beta_{\pi}^a(\lambda_2) = (\lambda_2/\lambda_1)^X, \quad (2)$$

где,  $\beta_{\pi}^a(\lambda_1)$ ,  $\beta_{\pi}^a(\lambda_2)$  – коэффициенты обратного рассеяния одного и того же аэрозоля на длинах волн  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ . Мы полагали, что стратосферный аэрозоль во всем рассматриваемом высотном диапазоне одной природы. В этом случае малые значения  $X$  должны характеризовать наличие крупных частиц и, наоборот, большие значения  $X$  – мелкодисперсный аэрозоль. Поскольку для коэффициентов обратного молекулярного рассеяния справедливо соотношение  $\beta_{\pi}^m(\lambda_1)/\beta_{\pi}^m(\lambda_2) = (\lambda_2/\lambda_1)^4$ , а в нашем случае  $\lambda_2/\lambda_1 = 2$ , имеем окончательное выражение для профиля  $X(H)$ :

$$X(H) = 4 + (1/\ln 2) \ln \{ [R_1(H) - 1] / [R_2(H) - 1] \}. \quad (3)$$

Схема вычисления  $X(H)$  весьма чувствительна к ошибкам определения профилей отношения рассеяния  $R(H)$ .

Для уменьшения ошибки определяемого по формуле (3) профиля  $X$  использовалось линейное сглаживание по методу скользящего среднего. При этом интервалы сглаживания задавались, исходя из 5%-й погрешности определения  $X$ . В пространственном отношении это выразилось в ухудшении пространственного разрешения  $X$ : в районе 16; 20–21 и 24 км оно составило соответственно ~1,2; ~2,0 и ~2,8 км.

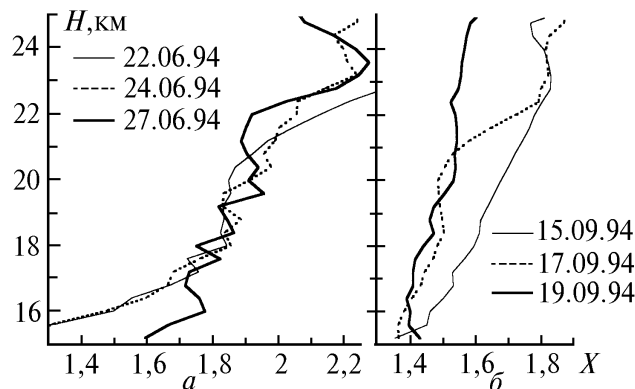


Рис. 2. Высотный ход параметра  $X$

Приведенные на рис. 2 профили  $X(H)$  определялись по данным зондирования в те же дни июня (рис. 2, а) и сентября (рис. 2, б), что и на рис. 1. В целом поведение профилей  $X(H)$  и летом, и осенью, по-видимому, характеризует процесс седиментации аэрозольных частиц. В результате данного процесса ближе к тропопаузе скапливаются частицы большей массы и, соответственно, больших размеров. Это приводит к тому, что наблюдается больший вклад в общее содержание аэрозоля мелкодисперсных частиц на верхних уровнях представленного высотного диапазона ( $X$ -больше), по сравнению с более низкими (рис. 2). Для летних профилей (рис. 2, а) характерно довольно стабильное поведение профилей  $X(H)$  в высотном диапазоне 19–23 км (со скоростью нарастания параметра  $X \sim 0,04/\text{км}$ ) и сильное их отличие от осенних.

Летние значения  $X(H)$  во всем высотном диапазоне заметно выше осенних. При этом последние имеют неодинаковый высотный ход (рис. 2, б). Так, 15 сентября  $X$  нарастает со скоростью  $\sim 0,05/\text{км}$ , а 19.09.94  $\sim 0,02/\text{км}$ , в то время как 17 сентября в высотном ходе  $X$  явно выражены три участка, различающиеся по скорости нарастания: 15–21 км  $\sim 0,02/\text{км}$ , 21–22,5 км  $\sim 0,18/\text{км}$

и 22,5–25 км  $\sim 0,05/\text{км}$ . Это приводит с ростом высоты к существенным отличиям в величинах  $X$ , хотя в начале исследуемого высотного диапазона 15 км величины  $X$  для этих дней практически одинаковы  $\sim 1,4$ . Так 15 сентября наблюдаются наиболее максимальные из рассматриваемых трех дней значения  $X$  ( $1,4 \div 1,9$ ), а 19 сентября – минимальные ( $1,4 \div 1,6$ ).

Что касается высотного хода  $X$  за 17 сентября, то он до 21 км совпадает с высотным ходом  $X$  за 19.09.94. Выше 21 км его значение резко увеличивается и с высоты 22,5 км практически совпадает с  $X(H)$  за 15 сентября. С точки зрения размеров аэрозольных частиц такое поведение  $X(H)$  за данные три дня может трактоваться как замена мелкодисперсного аэрозоля, характерного для САС 15.09.94, на более крупнодисперсный. Этот процесс был завершён к 19.09.94. Смена происходила постепенно, охватывая все более высоколежащие уровни. Об этом свидетельствует высотный ход  $X(H)$  за 17.09.94 – даты, занимающей промежуточное положение между датами начала и окончания процесса и обладающей переходным участком (21–22,5 км) от мелкодисперсного аэрозоля 15.09.94 к крупнодисперсному 19.09.94. Зарегистрированный процесс, по-видимому, связан с неустойчивой синоптической ситуацией в этот период лидарных наблюдений.

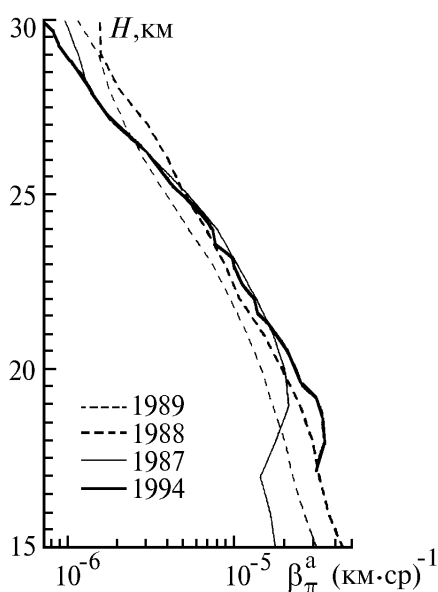


Рис. 3

На рис. 3 представлен средний профиль коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, полученный нами по результатам зондирования 9, 15, 16, 20, 22, 24 и 27 июня 1994 г. на длине волны 532 нм. Он приведен в сравнении со средними летними профилями коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния, полученных нами ранее в 1987, 1988 и 1989 гг. [1]. Для высот ниже 20 км средний июньский профиль  $\beta_{\pi}^a(H)$  превышает значения  $\beta_{\pi}^a(H)$  за 1987, 1988 и 1989 гг. Это связано с остаточными явлениями загрязнения стратосферы продуктами извержения вулкана Пинатубо. При этом форма профиля  $\beta_{\pi}^a(H)$  за 1994 г. аналогична профилю за 1987 г. в плане четко выраженного максимума на высотах слоя Юнге. Вспоминая, что в декабре 1985 г. имело место извержение вулкана Руис [8], значительно менее сильное, чем Пинатубо, то можно предположить, что слой Юнге, имеет вулканическое происхождение. Отсутствие максимума  $\beta_{\pi}^a(H)$  т.е. слоя Юнге на профилях 1988 и 1989 гг., которые характеризуют фоновое (невозмущенное) состояние стратосферы по аэрозольной компоненте, также свидетельствует в пользу данного предположения.

Таким образом, представленные фрагменты серий измерений по лазерному зондированию стратосферного аэрозоля летом и осенью 1994 г. показали, что хотя и имеются некоторые признаки остаточного влияния извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. (слоистая структура профилей отношения рассеяния, повышенные значения коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния), в целом стратосфера по аэрозольному наполнению близка к своему фоновому состоянию. При этом одновременное зондирование на двух длинах волн позволило качественно

но исследовать вертикальное распределение размеров аэрозольных частиц, выявить влияние на него седиментации и на ее фоне установить сезонное отличие в размерах аэрозольных частиц (летом в стратосфере размеры аэрозольных частиц меньше, чем осенью).

Авторы выражают глубокую благодарность М.И. Андрееву, А.В. Невзорову и Е.В. Шарбарину за активное участие в подготовке и проведении экспериментов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-9383).

1. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. N 6. С. 631–637.
2. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 10. С. 1022–1027.
3. Зуев В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 6. С. 565–571.
4. McCormick M.P., Winker D.M., Browell E.V. et al. // Bulletin of the American Meteorological Society. 1993. Vol. 74. N 2. P. 205–214.
5. Zuev V.V., Burlakov V.D., Grishaev M.V. et al. // 17 ILRC Abstract of Papers, Sendai, Japan, July 25–29, 1994. P. 489–490.
6. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. N 2. С. 201–209.
7. Лазерный контроль атмосферы / Под ред. Э.Д. Хинкли. М.: Мир, 1979. С. 116.
8. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1988. Т. 24. N 8. С. 818–823.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
29 декабря 1994 г.

V.V. Zuev, A.V. El'nikov, V.D. Burlakov, M.V. Grishaev, V.Z. Pravdin.  
**Laser Sounding of Stratospheric Aerosol at 532 and 1064 nm Wavelengths under SATOR and LITE Programs in 1994.**

The results of lidar experimental study of aerosol vertical distribution in the stratosphere, obtained in 1994, are presented and discussed. They continue a series of long-term observations. The results obtained show that the aerosol content in the stratosphere polluted in 1994 by volcanic products of Pinatubo Eruption is now close to its background state. A qualitative investigation of size distribution of aerosol particles in stratosphere is conducted on evidence derived from two-frequency laser sounding at 532 and 1064 nm wavelengths.