

**В.Д. Бурлаков, А.В. Ельников, В.В. Зуев, В.Н. Маричев, В.Л. Правдин, С.В. Смирнов,
Н.А. Столярова**

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ АЭРОЗОЛЯ И ОЗОНА СТРАТОСФЕРЫ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ПИНАТУБО (г. Томск, 56°с.ш., 85°в.д.)

В виде вертикальных профилей представлены результаты наблюдений стратосферных озона и аэрозоля, полученные на станции высотного зондирования в Томске при наличии в стратосфере мощных аэрозольных образований вулканического происхождения. Дается анализ экспериментальных данных и причин, приводящих к формированию соответствующей вертикальной стратификации наблюдаемых параметров. Обсуждаются роль аэрозольного цикла в деструкции озона и значение динамических процессов в формировании вертикального распределения концентрации озона.

Введение. Многолетние наблюдения за стратосферным аэрозолем показывают, что значительный период времени после извержения вулкана свойства и характеристики стратосферного аэрозольного слоя обуславливаются аэрозолем вулканогенного происхождения. Это позволило исследователям сделать вывод о том, что крупные вулканические извержения, сопровождающиеся газопылевыми выбросами в атмосферу в огромных количествах, могут быть причиной климатических изменений на планете [1–3].

Вулканические извержения нарушают баланс физико-химического состояния атмосферы, вызывая спорадические возмущения в ее радиационно-термической, химической и оптической структуре: особенно в верхней тропосфере и нижней стратосфере, где происходит основной перенос воздушных масс, формирование барических образований, где располагается слой с максимальным содержанием озона и где образуются мощные аэрозольные слои.

Наблюдения за вулканическими выбросами представляют уникальную возможность более детально исследовать влияние стратосферного аэрозоля на структуру атмосферы, его взаимодействие с другими атмосферными составляющими. Однако влияние аэрозольных слоев вулканического происхождения не так легко выделить на фоне коротко-периодичной изменчивости структуры атмосферы. Поэтому для анализа представляет интерес не выявление средних значений параметров атмосферы, а изменчивости этих параметров [4].

В связи с появлением и развитием в последнее время лидарных методов исследования атмосферы внедрение в практику регулярного рутинного лазерного зондирования стратосферного аэрозоля дает дополнительное эффективное средство обеспечения исследователей ценной информацией об аэрозольных слоях вулканического происхождения для создания моделей атмосферы и численных расчетов [5,6].

Лидарные наблюдения стратосферного аэрозоля на станции высотного зондирования атмосферы в г.Томске проводятся систематически с 1986 года [6,7]. Наблюдения, последовавшие после мощного извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 года на Филиппинах, дали уникальную возможность проследить динамику стратосферного аэрозоля вулканического происхождения и трансформацию его микрофизических свойств [8] и определить взаимосвязь стратосферного аэрозоля с озоном, лазерное зондирование которого выполнялось параллельно. Последнее особенно интересно и важно, поскольку влияние аэрозоля на озон неоднозначно из-за сложного характера взаимодействия озона с другими составляющими стратосферы и из-за его сильной динамики. Кроме того, наличие естественной короткопериодической изменчивости содержания и распределения озона в атмосфере также создает некоторые трудности в определении влияния стратосферного аэрозоля на озон. Поэтому значительное повышение концентрации аэрозоля, наблюдаемое после извержения вулкана, когда роль аэрозольного цикла деструкции озона возрастает, позволяет более детально проследить этот процесс. Однако механизм взаимодействия аэрозоля и озона не совсем ясен, поскольку серная кислота, из

которой в основном состоит вулканический аэрозоль, не взаимодействует с озоном. Так, в [9] предполагается возможность прямого распада молекул озона на поверхности вулканического аэрозоля, содержащего окись алюминия. Рассматривают и опосредованные схемы, основанные на гетерогенной гибели молекул гидроксила на поверхности сернокислотного аэрозоля, что приводит к возрастанию концентрации окислов азота, которые далее включают азотный цикл деструкции озона [5,10]. Таким образом, из всего вышесказанного следует, что одновременные измерения озона и аэрозоля, позволяющие к тому же получать вертикальное распределение этих параметров, имеют несомненный интерес.

Измерения проводились на лидарах, описание которых дано в работах [11,12]. При этом погрешность и пространственное разрешение аэрозольных измерений составляли менее 5% (на высоте 30 км, а ниже этой высоты были и того меньше) и 400 м соответственно. Аналогичные параметры при зондировании озона были соответственно на 15 км – 3% и 1 км, на 20 – 7% и 1,5 км, на 25 – 12% и более 2,5 км. Ухудшение пространственного разрешения в этих экспериментах определяется необходимостью применения регуляризационных алгоритмов.

Оптические характеристики аэрозоля на $\lambda=532$ нм. Основным параметром, получаемым при лазерном зондировании стратосферного аэрозоля, является отношение рассеяния $R(H)$ [11]:

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

где $V_{\pi}^a(H)$, $V_{\pi}^m(H)$ – коэффициенты обратных аэрозольного и молекулярного рассеяний соответственно.

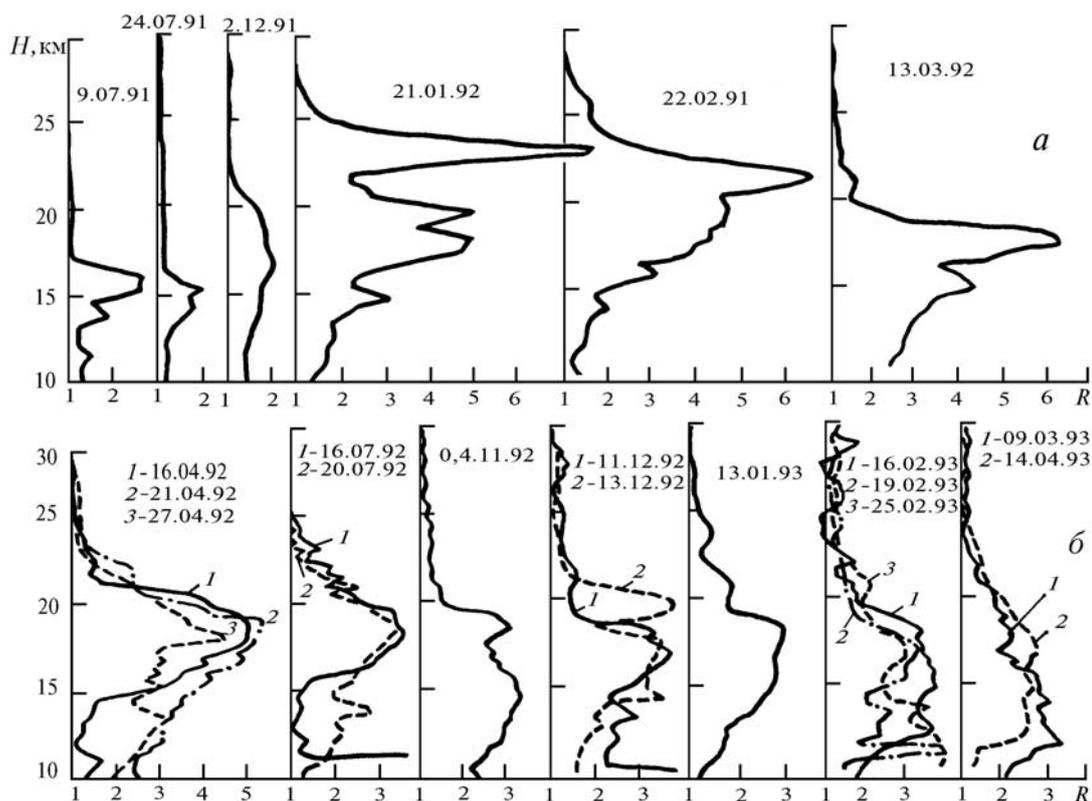


Рис. 1. Профили отношения рассеяния для соответствующих дней на длине волны $\lambda = 532$ нм

Лидарные наблюдения на станции высотного зондирования атмосферы в Томске вертикально-временной трансформации данного параметра после извержения вулкана Пинатубо вплоть до марта 1992 года проанализированы в [13]. Часть опубликованных в данной работе результатов в виде профилей R изображена на рис.1, *a*. Результаты дальнейших исследований вертикальной стратификации аэрозоля в виде выборки профилей R представлены на рис.1, *б*.

Компоновка данной выборки проведена практически ежемесячно. Причем для каждого месяца профили R выбирались произвольно.

Общими характерными тенденциями в поведении отношения рассеяния для данной выборки являются понижение высоты локализации максимума R и стабилизация величины этого максимума на уровне $R=3$, в то время как в январе 1992 года максимальные значения R достигали 8 единиц [13]. Однако отношение рассеяния $R=3$ все равно остается значительно большим, чем фоновое содержание аэрозоля ($R=1,15$).

При сопоставлении отдельных профилей R для весны, зимы и осени не наблюдается последовательной их трансформации от одного к другому, независимо от интервала времени, через которое они получены (рис.1, б). Профили R от ночи к ночи меняются скачкообразно, вероятно, потому, что аэрозольные образования вулканического происхождения и спустя довольно длительное время после извержения имеют неоднородную структуру как по вертикали, так и по горизонтали, и формирование аэрозольной стратификации над пунктом наблюдения происходит в результате перемещения этих неоднородностей в пространстве. Отсюда следует, что стратосферный аэрозоль вулканического происхождения увлекается общим движением воздушных масс, во всяком случае в основном.

Подобное предположение согласуется с характером стратосферных циркуляционных процессов для средних широт северного полушария. В зимнее время для средних широт по всей толще стратосферы наблюдается западный перенос, большие скорости ветра, причем увеличивающиеся с высотой. Весной идет перестройка термобарических полей, скорость ветра уменьшается, начинают преобладать меридиональные составляющие ветра с большой изменчивостью по направлению. Основной характерной чертой летней циркуляции стратосферы является наличие так называемой велопаузы. Она возникает в результате смены направления скорости ветра с западного на восточное (практически на 180°) имеет малые величины скорости ветра (единицы метров в секунду) и располагается в районе 20 км. Осенью также происходит перестройка циркуляционных процессов стратосферы, которая противоположна по своему характеру весенней.

Возвращаясь к рис.1, б, хотелось бы отметить, что малые ветры в районе велопаузы (17–22 км) обуславливают хорошее совпадение июльских профилей отношения рассеяния, а возрастание скорости ветра с уменьшением высоты приводит к их значительному отличию.

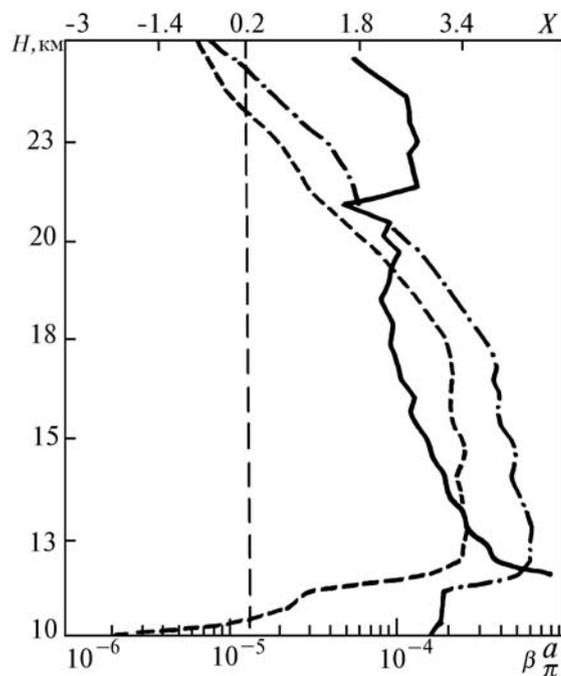


Рис. 2. Высотные ходы параметра X (сплошная линия) и коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн $\lambda = 532$ нм (штрих-пунктирная линия) и $\lambda = 683$ нм (штриховая линия)

Однако в течение рассматриваемого периода кроме вариаций вертикальной стратификации, вызываемых перемещением воздушных масс, наблюдалось и изменение рассеивающих свойств вулканического аэрозоля. Причиной этого являются, по всей видимости, физико-химические процессы, приводящие к изменению микрофизической структуры аэрозоля. На рис. 2 изображен высотный ход параметра X за 14 апреля 1993 года, полученный на основе длин волн 532 (вторая гармоника лазера Nd:YAG) и 683 нм (ВКР-преобразование на H_2 от $\lambda=532$ нм). Физический смысл этого параметра и формула для его определения подробно описаны в [14]. Видно, что $X(H)$ уменьшается с изменением высоты практически до 19 км. Подобное его поведение свидетельствует о том, что с ростом высоты происходит рост аэрозольных частиц оптически активных в диапазоне длин волн 532–683 нм. Сравнение $X(H)$, представленного на рис. 2 и приведенного в [14] для 27 апреля 1992 года, показывает, что изменилась не только вертикальная стратификация (рис.1, б), но и рассеивающие свойства вулканического аэрозоля.

Кроме отношения рассеяния другим параметром, получившим широкое распространение в качестве характеристики аэрозольного состояния стратосферы, является интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния V_{π}^a :

$$V_{\pi}^a = \int_{15 \text{ км}}^{30 \text{ км}} V_{\pi}^a(H) dH. \quad (2)$$

Его временной ход за все время функционирования станции высотного зондирования в Томске представлен на рис.3. Видно, что вплоть до лета 1991 года ряд V_{π}^a имеет довольно близкие значения с выраженным сезонным ходом и небольшим отрицательным трендом. Начиная с лета 1991 года наблюдается довольно резкое возрастание значений V_{π}^a , достигших максимальных величин зимой 1992 года. Такое поведение временного хода V_{π}^a отражает процесс проникновения продуктов извержения вулкана Пинатубо в средние широты, приводящих к образованию аэрозоля.

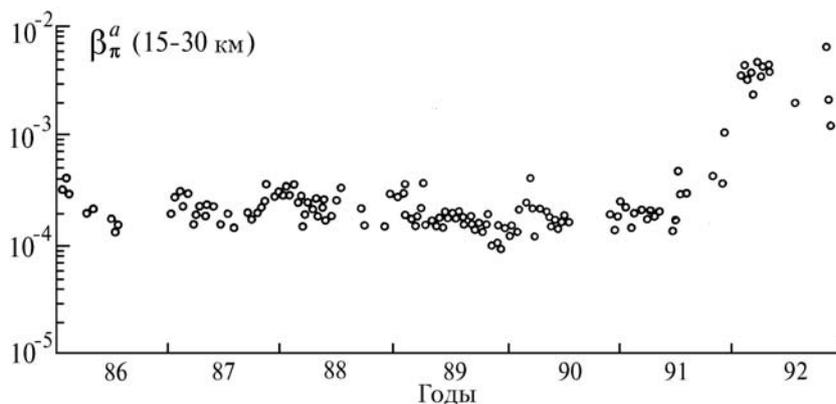


Рис. 3. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния ($H=15-30$ км)

Стратосферный озон и вулканический аэрозоль. Проводимые в Томске с 1989 года лидарные наблюдения стратосферного озона после извержения вулкана Пинатубо приобрели особый смысл. Наблюдения озона, ориентированные на исследование роли аэрозольной деструкции, были начаты с самого первого момента появления продуктов извержения вулкана над Томском [13]. Результаты этих наблюдений в виде профилей концентрации озона, расчет которых осуществлялся согласно методике, представленной в [14], и отношения рассеяния на длине волны $\lambda = 353$ нм, получаемых в один и тот же момент времени, изображены на рис. 4. Синоптическая обстановка в тот период (июль 1991г.) подробно описана в [8]. Представленный ряд профилей начинается 6 июля 1991 года, когда стратосфера над Западной Сибирью если и была возмущена вулканическим аэрозолем, то в незначительной степени [8]. Все последующие профили R на высотах ниже 16 км имеют значения, существенно превышающие фоновые. Кроме того, некоторые из этих профилей имеют выраженные аэрозольные слои,

которым соответствуют локальные минимумы в профилях концентрации озона (рис. 4). Такие ситуации хорошо просматриваются 9, 14, 20, 24 июля. Однако на интегральное содержание озона эти аэрозольные слои оказывают значительно меньшее влияние. На рис. 5, б представлен временной ход интегрального содержания озона по лидарным данным, виден достаточно глубокий минимум, соответствующий наличию аэрозольного слоя только 9 июля. Для остальных дней наблюдаются незначительные колебания. Причем минимумы во временном ходе интегрального содержания озона не всегда совпадают с наличием аэрозольных слоев (рис. 5, б). Кроме того, видно, что увеличение диапазона интегрирования уменьшает размах этих колебаний. Во временном ходе общего содержания озона, полученном с помощью озонметра М-124, они вообще не наблюдаются (рис. 5, а).

Более того, сопоставление временных ходов данных лидарного зондирования в виде V_{π}^a и спутниковых измерений интегрального содержания озона в период присутствия в стратосфере наиболее мощных аэрозольных образований (зима 1992 года) дает полную независимость их поведения (рис. 6). Объяснением этого может являться сглаживание в интегральных характеристиках озона и аэрозоля локальных колебаний на разных высотах, что подтверждается рис. 6. Таким образом, исследование роли аэрозольного цикла в деструкции озона на основе данных об интегральных характеристиках озона и аэрозоля является малоинформативным.

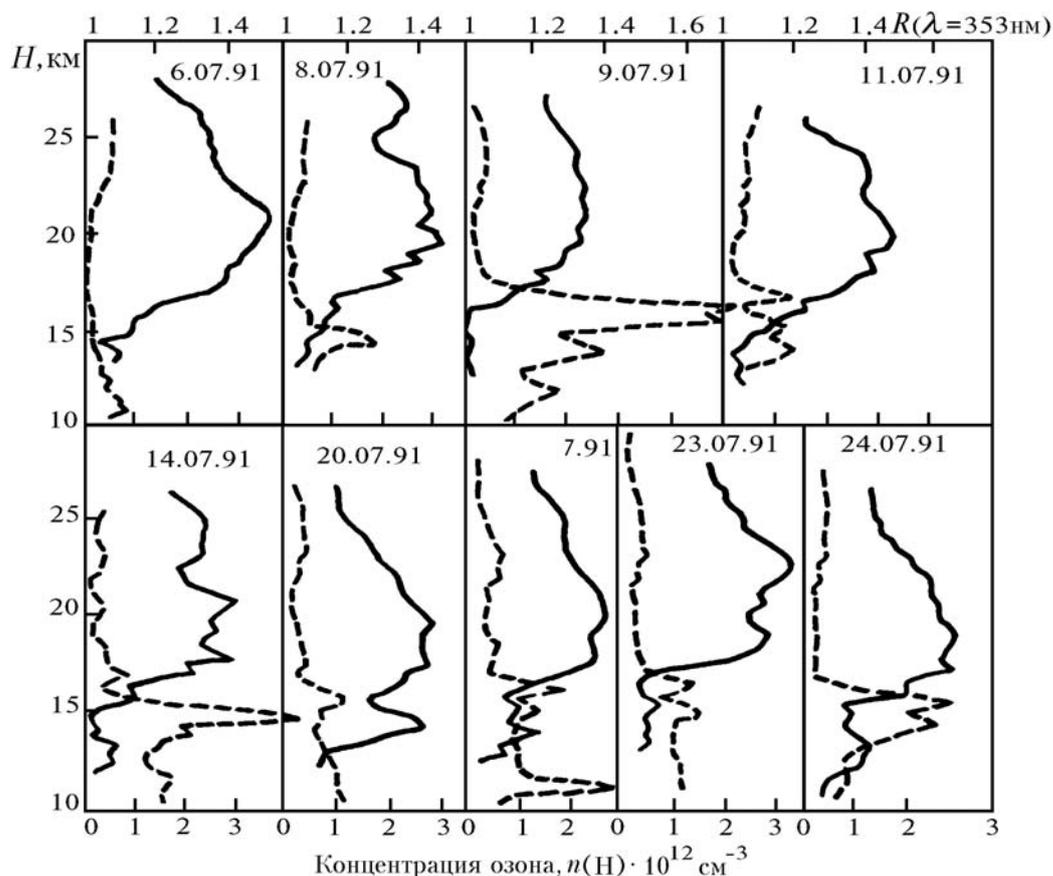


Рис. 4. Вертикальные профили концентрации озона (сплошная линия) и отношения рассеяния (штриховая) для соответствующих дней

Кроме того, для данных, представленных на рис. 6, отсутствует синхронизация по времени, что при сильной динамике стратосферы в зимний период над Западной Сибирью затрудняет адекватное сопоставление экспериментальных данных. Роль динамики стратосферы, под которой понимается перемещение воздушных масс циркуляционными атмосферными процессами, в формировании слоя стратосферного озона, его изменении иллюстрируется на рис. 7. На этом рисунке представлены профили озона, полученные в апреле 1992 года, когда в стратосфере присутствовали мощные аэрозольные образования (см. рис. 1, б). Причем для каждой

ночи приведено по два профиля озона, время накопления которых составляло примерно 20 мин, а интервал времени между окончанием одного измерения и началом другого был 30 мин. Их идентичный ход (двух профилей для одной ночи) в пределах ошибки свидетельствует о репрезентативности получаемых данных.

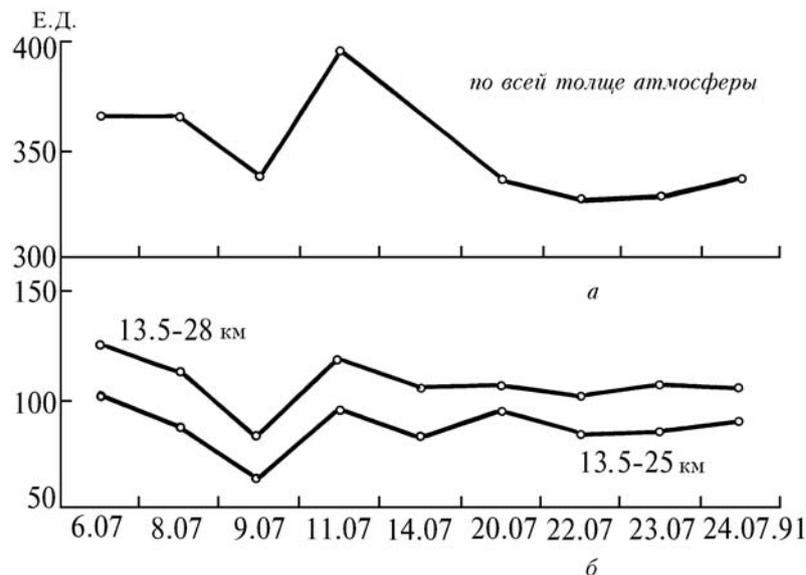


Рис. 5. Временной ход интегрального содержания озона (ед. Добсона)

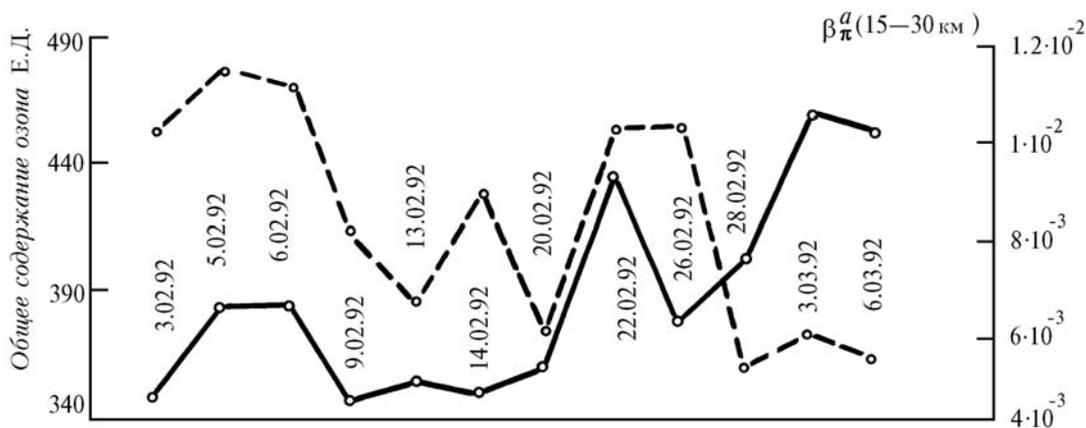


Рис. 6. Временные ходы интегрального коэффициента обратного рассеяния (лидарные данные, штриховая линия) и общего содержания озона (спутниковые данные, сплошная линия)

Представленные на рис. 7, а профили вертикального распределения озона позволяют отметить, что 21 апреля 1992 года в районе максимальных величин отношения рассеяния (15–20 км, см. рис. 1, б) наблюдается меньшая концентрация озона по сравнению с модельной. В то время как 27 апреля 1992 года на этих же высотах имеет место значительное превышение значений измеренного лидаром озонного профиля над значениями модельного. Анализ атмосферной ситуации по аэрозольной компоненте (см. рис. 1, б) показывает, что 27.04.92 отношение рассеяния по сравнению с 21.04.92 уменьшилось. Однако наблюдаемое уменьшение R , означающее, вероятно, уменьшение концентрации аэрозоля, не могло привести к такому увеличению концентрации озона, которое показано на рис. 7, б. Причиной, приведшей к возмущению данного вертикального распределения озона с максимальными значениями концентрации озона на высотах, не характерными для Западной Сибири в весенний период, явилось вторжение в средние широты северного полушария воздушных масс из Арктики. Для Арктики вертикальное распределение озона характеризуется большими по сравнению с умеренными широтами значениями его концентрации в максимуме и локализацией на высотах 15–16 км.

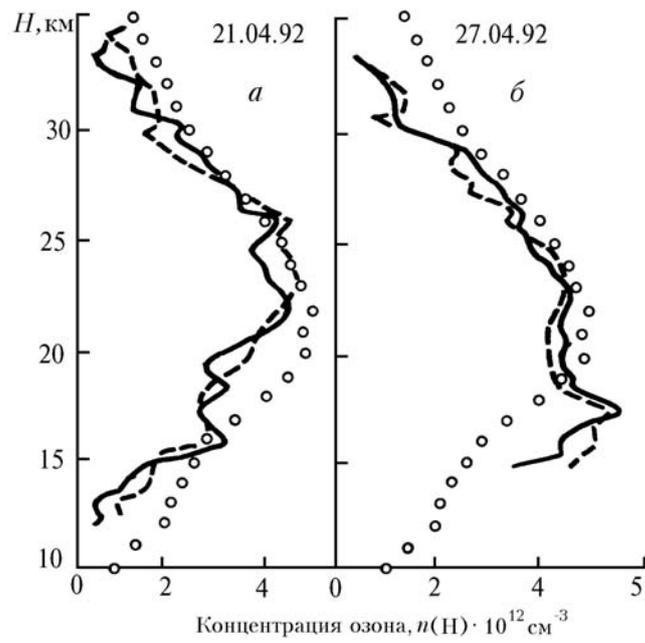


Рис. 7. Вертикальные профили концентрации озона, апрель 1992 г. (сплошная и штриховая линии) и модель Крюгера (кружки)

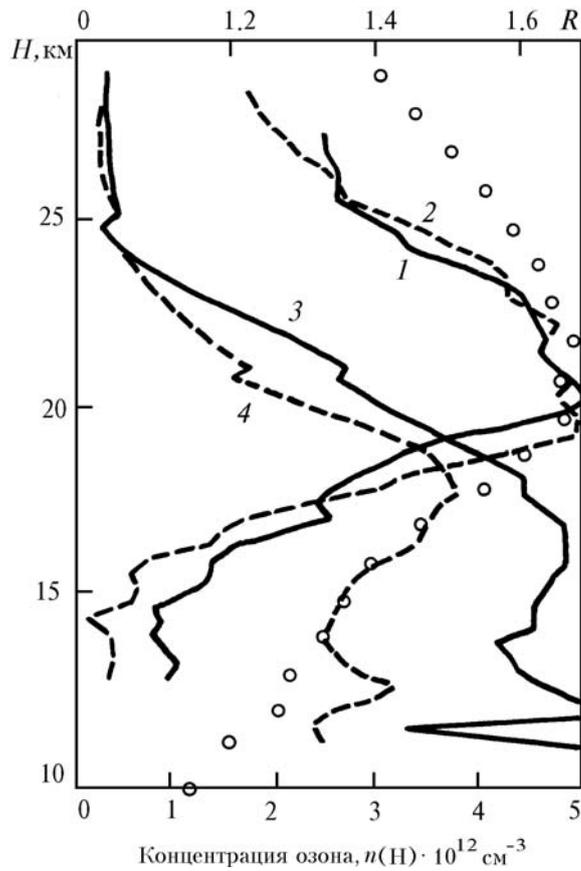


Рис. 8. Вертикальные профили концентрации озона (12.04.93 – кривая 1 и 13.04.93 – 2) и отношения рассеяния (кривая 3 – 12.04.93 и кривая 4 – 13.04.93) и модель Крюгера (кружки)

На рис. 8 представлены результаты лазерного зондирования стратосферного озона, полученные в апреле 1993 года. На этих профилях вертикального распределения озона в области локализации максимума отношения рассеяния также наблюдаются меньшие значения концентрации озона по сравнению с модельными. Отличие между измеренными и модельными профилями на высотах более 20 км может определяться как погрешностью эмпирических профилей, так и параметрами физических процессов, протекающих в данный момент в озоносфере.

Заключение. Таким образом, извержение вулкана Пинатубо привело к формированию мощных аэрозольных образований, в несколько раз по коэффициенту обратного рассеяния превышающих молекулярное рассеяние. Спустя два года после вулканического извержения аэрозольное наполнение стратосферы еще очень далеко от своего фонового состояния. При наличии в стратосфере мощных аэрозольных образований вулканического происхождения наблюдается взаимосвязь между локальными минимумами в озонных профилях и максимумами в профилях отношения рассеяния. Однако важную роль в формировании озоносферы в локальных районах и перераспределении стратосферного озона по широтам играют циркуляционные процессы.

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

Авторы выражают свою глубокую признательность Г.М. Крученицкому за любезно предоставленные данные по общему содержанию озона. М.В. Гришаеву, А.В. Невзорову и Е.В. Шарабарину за помощь в организации и проведении экспериментов.

1. Кондратьев К. Я. Вулканы и климат. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1981. 50 с.
2. Логинов В. Ф. Вулканические извержения и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 64 с.
3. Асатуров М. Л., Будыко М. И., Винников К. Я. и др. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 253 с.
4. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. №12, С. 87–91.
5. Креков Г. М., Звенигородский С. Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 280 с.
6. Ельников А. В., Креков Г. М., Маричев В. Н. // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. №8. С. 818–823.
7. Ельников А. В., Зуев В. В., Маричев В. Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. №6. С. 631–637.
8. Белан Б. Д., Ельников А. В., Зуев В. В. и др. // Оптика атмосферы. 1992. Т. 5. №6. С. 593–601.
9. Звенигородский С. Г., Сирота В. Г., Хворостовский С. Н. и др. // ИСПХ, 1985. №4. С. 929–931.
10. Еланский Н. Ф., Звенигородский С. Г., Смышляев С. П. // ДАН СССР, 1987. Т. 24. №5. С. 1077–1081.
11. Ельников А. В., Маричев В. Н., Шелевой К. Д., Шелефонтьев Д. И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. №1. С. 117–123.
12. Бурлаков В. Д., Ельников А. В., Зуев В. В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. №10. С. 1012–1021.
13. Бурлаков В. Д., Ельников А. В., Зуев В. В. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. №6. С. 602–604.
14. Бондаренко С. Л., Ельников А. В., Зуев В. В. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. №10. С. 00–00.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
3 июня 1993 г.

V. D. Burlakov, A. V. El'nikov, V. V. Zuev, V. N. Marichev, V. L. Pravdin, S. V. Smirnov, N. A. Stolyarova. **Some Results of Lidar Observations of the Stratospheric Aerosol and Ozone during the Post Mt. Pinatubo Eruption Period in Tomsk (56°N, 85°E).**

This paper presents, in the form of vertical profiles, the results of observations of the stratospheric ozone and aerosol obtained at the high altitude lidar sensing station in Tomsk in the period of strong aerosol formations of volcanic origin formed in the stratosphere. Analysis of the obtained experimental data and mechanisms of forming corresponding vertical stratification of the parameters is under study. The roles of aerosol cycle in the ozone destruction and of the dynamic processes in formation of the ozone number density vertical profile are also discussed in the paper.