

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ,  
ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.42

В.В. Зуев, В.Д. Бурлаков, А.В. Ельников, А.В. Невзоров

**Лидарные наблюдения стратосферного аэрозольного слоя  
средних широт в длительный вулканически  
спокойный период**

*Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск*

Поступила в редакцию 22.11.2005 г.

Анализируются данные лидарных измерений оптических характеристик стратосферного аэрозольного слоя, полученные на среднеширотной Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН (г. Томск: 56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) в фоновых условиях длительного вулканически спокойного периода (ВСП) 1996–2005 гг. Результаты рассматриваются в сравнении с данными предыдущих наблюдений в Томске (с 1986 г.) и на других среднеширотных станциях северного полушария. Аэрозольное наполнение стратосферы для ее фонового состояния в условиях длительного ВСП меньше, чем для фонового периода 1989–1990 гг. Изменения интегрального содержания и вертикального распределения аэрозоля в стратосфере средних широт связаны с изменениями общей стратосферной циркуляции через влияние меридиональных переносов из тропического пояса в средние широты, что говорит в пользу гипотезы о наличии тропического резервуара не только вулканогенного, но и фонового стратосферного аэрозоля.

**Введение**

Мощнейшие в XX в. взрывные извержения вулканов Эль-Чичон (Мексика, март–апрель 1982 г.) и Пинатубо (Филиппины, июнь 1991 г.) стимулировали развитие интенсивных исследований стратосферного аэрозольного слоя (САС), в том числе дистанционными методами лазерного зондирования. Обусловлено это тем, что в период повышенного наполнения стратосферы аэрозолем вулканического происхождения наиболее ярко проявляются радиационно-температурные эффекты воздействия стратосферного аэрозоля (СА) и его роль в гетерогенной химии стратосферы. В этот период прямыми натурными измерениями можно было изучать связь радиационно-температурных характеристик атмосферы и земной поверхности с характеристиками СА.

Максимальная глобальная масса сернокислотного СА после извержения вулкана Пинатубо оценивалась величинами от 21 до 40 Мт, в то время как для фоновых периодов оценки составляют от 0,6 до 1,2 Мт [1]. При этом стратосферная аэрозольная оптическая толща, которая рассматривается в качестве главного параметра, определяющего воздействие САС на радиационный режим атмосферы и климатические эффекты [2], оценивается значениями 0,004–0,007 на длине волны 0,55 мкм для северного полушария в фоновые периоды, а после извержения вулкана Пинатубо достигала значений 0,2 [1, 3]. В периоды максимального аэрозольного наполнения стратосферы прямыми измерениями регистрируются значительные радиационно-температурные эффекты — уменьшение приземной температуры на несколько десятых градуса

вследствие рассеяния вулканогенным аэрозолем коротковолновой солнечной радиации и повышение температуры на несколько градусов на высотах локализации слоя вследствие поглощения ИК восходящей радиации Земли [4, 5].

Для детального изучения процессов развития и релаксации аэрозольного возмущения стратосферы после мощного вулканического извержения в различных регионах земного шара интенсивно работали десятки существующих и вновь открытых лидарных обсерваторий и установок. Получила свое развитие тенденция их объединения в сети лидарных станций для проведения целенаправленных программ измерений.

В период возмущения стратосферы взрывным вулканическим извержением вертикальная структура САС состояла из отдельных слоев, положение которых зависело от стратосферных переносов вулканических аэрозолей и серосодержащих газов — предшественников химического образования СА, который состоит в среднем из 75% раствора серной кислоты в воде. В период фонового состояния стратосферы под действием химических, радиационных и динамических факторов формируется долговременная, относительно устойчивая структура САС. Основным источником фонового сернокислотного СА является эмиссия с земной поверхности природных и антропогенных серосодержащих газов. Как показывают последние модельные расчеты [7, 8], основным газовым предшественником фонового СА наряду с карбонилсульфидом (ОКС) является двуокись серы. Немногим более 50% от результирующего потока газовых предшественников фонового СА из тропосферы в стратосферу приходится на ОКС и немногим менее 50% на SO<sub>2</sub> [8].

К 1996 г. стратосферный аэрозоль вулканического происхождения релаксировал, уровень аэрозольного наполнения стратосферы достиг «предпинатубных» значений, а в дальнейшем стал даже ниже, чем в фоновые периоды 1979 и 1989–1991 гг. Начался так называемый «новый» фоновый период [6] состояния САС. После 1991 г. взрывных вулканических извержений, когда продукты извержения поступают сразу непосредственно в стратосферу, не наблюдалось. Современное состояние стратосферы определяется длительным вулканически спокойным периодом (ВСП). Это самый длительный ВСП за время исследований стратосферы современными космическими и наземными средствами наблюдений. После мощного извержения вулкана Агунг в 1963 г. очередные взрывные вулканические извержения до 1991 г. происходили через временные интервалы менее 10 лет [3]. Так, по данным шар-зондовых измерений оптическими счетчиками частиц распределения СА по размерам за период 1971–2001 гг. в Ларами, Вайоминг (41° с.ш., 105° з.д.), вулканы определяли содержание аэрозолей в суммарном интервале 20 лет из 30 лет наблюдений [18].

Исследования состояния САС в период отсутствия аэрозоля вулканического происхождения также актуальны и представляют самостоятельный интерес. Подобные исследования могут включать: определение оптических характеристик фонового СА; исследование долговременных трендов релаксации вулканических аэрозолей; определение природных и антропогенных источников фонового СА с земной поверхности; моделирование и климатологию фонового СА; фотохимию и гетерогенную химию на поверхности сернокислотного аэрозоля; обнаружение и изучение таких эффектов высотного распределения фонового СА, которые были незаметны в условиях повышенного содержания аэрозолей вулканического происхождения; исследование процессов стратосферно-тропосферного обмена в условиях чистой и устойчивой стратосферы; исследование зональных и меридиональных переносов СА.

Лидарные измерения характеристик САС на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) осуществляются с 1986 г. Основные результаты исследований САС, как в периоды возмущения стратосферы вулканическим извержением, так и в фоновые периоды, рассматривались в работах [9–13]. Здесь представлены и анализируются результаты последних лет измерений, которые отражают состояние САС для средних широт Томска в условиях длительного ВСП. Рассматриваются интегральные характеристики САС и сезонные изменения его вертикальной структуры. Регулярное зондирование САС осуществляется на унифицированной длине волны 532 нм с приемом лидарных сигналов на зеркало диаметром 0,3 м и их регистрацией в режиме счета импульсов фототока. Подробное техническое описание лидарного комплекса приводится в работе [14].

## 1. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния

Из данных лазерного зондирования в интервале высот  $H$  определяется вертикальный профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния —  $\beta_{\pi}^a(H)$ . С ростом высоты его значения убывают по экспоненциальному закону. Для более выраженного представления аэрозольной стратификации используется отношение рассеяния  $R(H)$ :

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

где  $\beta_{\pi}^m(H)$  — коэффициент обратного молекулярного рассеяния.

При лидарных измерениях наиболее полную картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния  $B_{\pi}^a$  в определенном интервале стратосферных высот от  $h_1$  до  $h_2$ :

$$B_{\pi}^a = \int_{h_1}^{h_2} \beta_{\pi}^a(h) dh. \quad (2)$$

Методические вопросы восстановления оптических характеристик САС рассматриваются в работе [15]. Ошибка лидарных измерений растет с увеличением высоты зондирования в соответствии с уменьшением лидарного сигнала с больших высот. При наших измерениях в интервале высот 10–20 км ошибка измерений величины  $R(H)$  изменяется от 3 до 4% и на высотах 30 км увеличивается до 6,5%. Ошибка определения величины  $B_{\pi}^a$  составляет не более 5%.

На рис. 1 приведен временной ход подекадно усредненных значений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, который характеризует аэрозольное наполнение стратосферы за период наблюдений 1986–2005 гг. Для сравнения приведены также частичные данные аналогичных лидарных измерений на среднеширотной станции Минска (54° с.ш., 28° в.д.) [11], которые показывают такой же, как в Томске, временной ход содержания стратосферного аэрозоля. Прямыми линиями показана линейная регрессия величины  $B_{\pi}^a$ , которая аппроксимируется прямой вида  $B_{\pi}^a = A + Bt$ , где  $A$ ,  $B$  — константы;  $t$  — время в декадах. Для периода 1986–1991 гг. выражение имеет вид  $B_{\pi}^a = 2,5766 \cdot 10^{-4} - 5,0636 \cdot 10^{-7}t$ . Для периода 2000–2005 гг.  $B_{\pi}^a = 1,4788 \cdot 10^{-4} - 1,418 \cdot 10^{-8}t$ . Фоновый период 1989–1991 гг. находится на участке выраженного спада величины  $B_{\pi}^a$  для 1986–1991 гг., который обусловлен релаксацией повышенного аэрозольного наполнения стратосферы после мощных извержений вулканов Эль-Чичон (1982 г.), Дель-Руиз (1985 г.) и менее сильных вулканов Ньямурагира (1986 г.) и Келут (1990 г.). На участке 2000–2005 гг., который соответствует длительному ВСП,

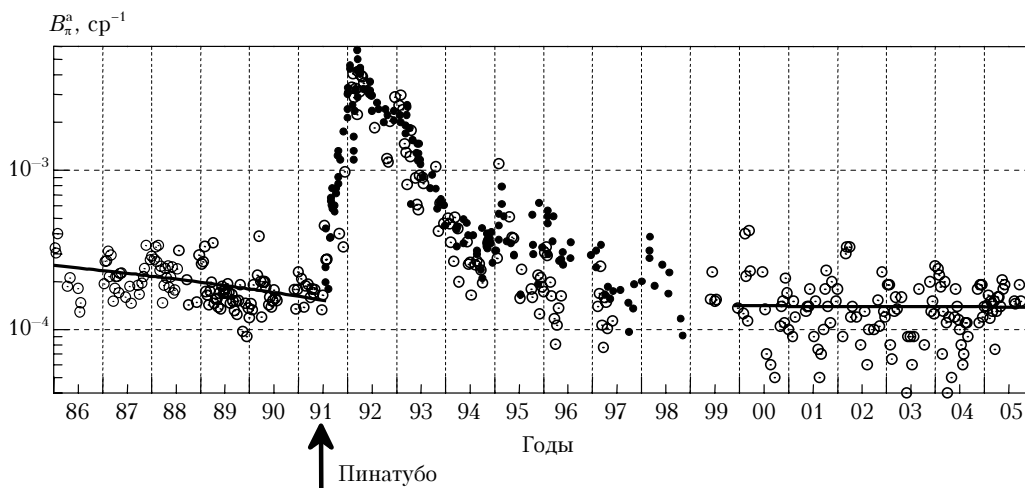


Рис. 1. Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм над Томском в диапазоне 15–30 км (кружки) и Минском в диапазоне 13–30 км (точки), прямыми линиями показана линейная регрессия

спад  $B_p^a$  практически не наблюдается. Сохраняется устойчивое среднее содержание СА, которое имеет сезонные (зимний максимум и летний минимум), квазидвухлетние [19] и другие изменения под действием динамического фактора атмосферы. Возможны также кратковременные увеличения содержания СА: при изменении термодинамических условий в стратосфере в процессе внезапных стратосферных потеплений [21] (повышенные значения  $B_p^a$  в январе–марте 2000 г. на рис. 1); при образовании полярных стратосферных облаков [9] (повышенные значения  $B_p^a$  в январе 1995 г. на рис. 1); после прохождения интенсивных метеорных потоков [12] и др.

В 1996 г. уровень содержания СА достиг значений, наблюдаемых в 1989–1990 гг., а в дальнейшем становился еще меньше. В 2000–2005 гг. величина интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния понижалась до минимальных значений  $5 \cdot 10^{-5} \text{ ср}^{-1}$  против средних значений  $(1,5 - 2) \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$  в 1989–1990 гг. Лидарные исследования на среднеширотных станциях в Гармиш-Партенкирхене (48° с.ш., 11° в.д., Германия) [6] и Хэмптоне (37° с.ш., 76° з.д., США) [16, 17] также показывают, что наблюдаемые в настоящее время уровни содержания аэрозолей в стратосфере средних широт ниже, чем уровни в вулканически спокойные периоды 1979 и 1989–1990 гг., которые ранее рассматривались как периоды фонового содержания стратосферных аэрозолей. Таким образом, настоящие фоновые уровни СА оказались ниже, чем считалось ранее. Сравнение содержания СА в периоды 1979, 1989–1990 гг. и в период после 1996 г. не подтверждает существовавшую гипотезу об ежегодном антропогенном росте фонового уровня содержания СА. Гипотеза об антропогенном увеличении массы фонового СА до 5% в год была высказана на основе сравнения аэрозольного содержания в фоновые периоды 1979 и 1989–1990 гг. [26]. По модельным расчетам при ежегодном уве-

личении антропогенного потока карбонилсульфида в стратосферу на 4,5% к 2050 г. оптическая толщина СА увеличится более чем на порядок, и средняя приземная температура уменьшится на 1,5° [27]. В связи с проблемой возможных климатических последствий антропогенного увеличения мощности САС исследованиям в этой области уделяется большое внимание.

## 2. Особенности вертикального распределения фонового стратосферного аэрозоля

Наблюдения в условиях невозмущенной стратосферы позволяют регистрировать такие эффекты высотного распределения аэрозоля в стратосфере, которые были незаметны на фоне повышенного остаточного содержания вулканогеенных аэрозолей. На рис. 2 приведены примеры типичных профилей вертикального распределения СА для различных сезонов последних лет измерений.

Летне-осенние профили в основном характеризуются равномерным по высоте содержанием аэрозолей и определяются минимальными значениями отношения рассеяния  $R(H) \sim 1,05-1,1$ . Для зимне-весеннего периода в нижней части стратосферы, до высот  $\sim 20$  км, наблюдается некоторое увеличение аэрозольного содержания по сравнению с летне-осенним периодом с ростом  $R(H)$  до значений 1,15–1,2. Это хорошо видно на рис. 3, где приведены усредненные по полугодиям профили высотного распределения  $R(H)$  для периода измерений ноябрь 2000 – май 2005 г. Для усреднения использовалось  $\sim 60$  профилей летне-осеннего и  $\sim 80$  профилей зимне-весеннего периодов. При этом каждый из отдельных профилей получен усреднением 2–3 снятых за одну ночь измерений. На высотах ниже 20 км незначительное превышение значений  $R(H)$  зимне-весеннего периода по сравнению с летне-осенним сохраняется.

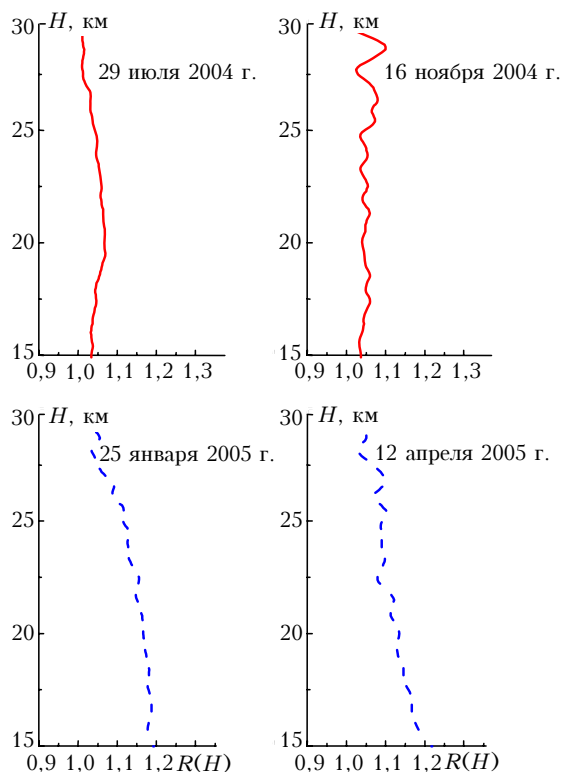


Рис. 2. Примеры типичных профилей вертикального распределения стратосферного аэрозоля для различных сезонов

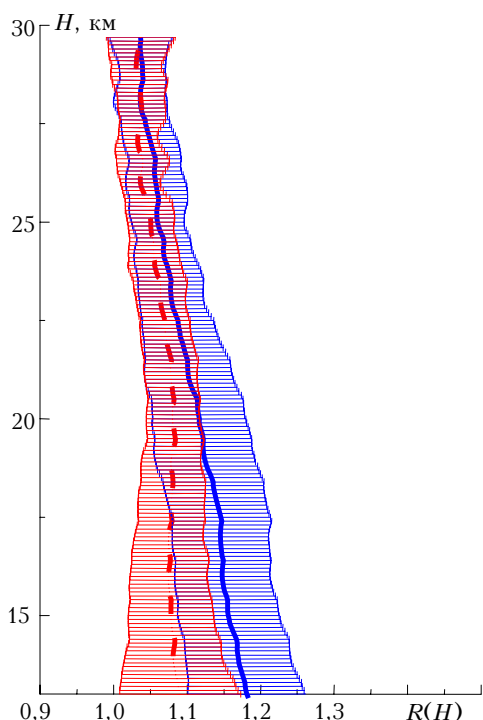


Рис. 3. Среднесезонные профили вертикального распределения стратосферного аэрозоля за период ноябрь 2000 – май 2005 г. (лето + осень – штриховая линия; зима + весна – сплошная линия). Горизонтальные линии – коридоры СКО

Сезонные вариации аэрозольного наполнения стратосферы средних широт особенно выражены

в периоды повышенного содержания аэрозолей после взрывных извержений вулканов тропического и субтропического пояса вулканической активности. В зимне-весенний период, согласно моделям общей циркуляции стратосферы, усиливается меридиональный стратосферный перенос воздушных масс и увлекаемого из тропического резервуара аэрозоля в средние и высокие широты [22], что регистрируется на среднеширотных лидарных станциях [9, 11, 16, 17, 20], а также спутниковыми наблюдениями с использованием техники SAGE [22, 24, 25] по измерениям коэффициента аэрозольного ослабления с последующим пересчетом в оптическую толщину. Сохранение регистрируемых сезонных различий аэрозольного наполнения среднеширотной стратосферы в условиях чистой от вулканического аэрозоля стратосферы длительного ВСП может говорить о наличии тропического резервуара не только вулканического, но и фонового СА. Современные модели [7, 8] стратосферных фоновых сернокислотных аэрозолей показывают, что новые частицы образуются из серосодержащих газов предшественников естественного и антропогенного происхождения преимущественно в тропической нижней стратосфере. Наблюдаемые сезонные различия в содержании среднеширотного СА (см. рис. 3) также проявляются в нижней стратосфере, когда в зимне-весенний период в результате меридионального переноса поступает дополнительный аэрозоль из тропического резервуара.

На основе массива профилей 2002–2005 гг. для всех сезонов был сформирован средний фоновый профиль коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм для стратосферы средних широт Томска в условиях длительного ВСП. Этот профиль представлен на рис. 4 в сравнении с известной статистической фоновой моделью [23], а также нашей моделью для фонового периода 1989–1990 гг. [9].

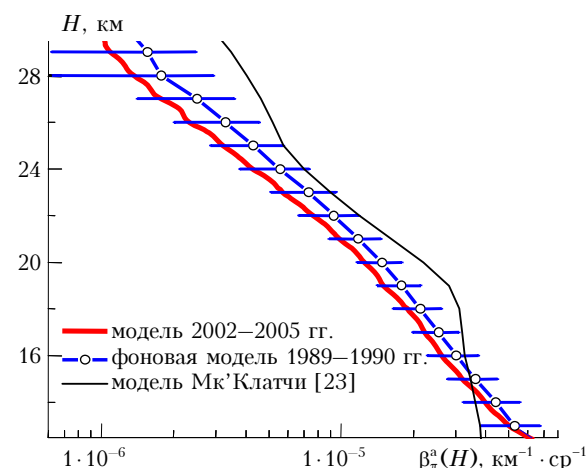


Рис. 4. Модели высотного распределения коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм. Горизонтальные линии – коридор СКО для модели периода 1989–1990 гг.

Из рис. 4 видно, что статистическая модель [23] выше 17 км превышает наши эмпирические

значения, имеет более сложную стратификацию, а на высотах 18–20 км – выраженную точку перегиба, которая характеризует слой Юнге – остаточный вулканический аэрозоль. На фоновых моделях 1989–1990 и 2002–2005 гг. слой Юнге явным образом не проявляется, т.е. этот слой имеет вулканическую природу происхождения. Сравнение наших эмпирических моделей 1989–1990 и 2002–2005 гг. показывает, что в условиях длительного ВСП значения  $B_n^a$  стали меньше во всем высотном диапазоне, при этом в верхних слоях САС, выше 20 км, произошло более интенсивное очищение стратосферы от аэрозолей.

### 3. Обсуждение результатов и выводы

На основе статистического анализа результатов зондирования СА в 1986–2003 гг. ранее [19] нами была выявлена квазидвухлетняя цикличность (КДЦ) во временном поведении интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния стратосферы над Томском и показана ее корреляционная связь с КДЦ изменений общей циркуляции стратосферы. Последняя определяется чередованием периодов преимущественного направления восточных и западных зональных ветров в экваториальной стратосфере (восточная и западная фазы КДЦ). При этом в западной фазе КДЦ, когда усиливается меридиональный перенос из тропического пояса в средние и высокие широты [22], в Томске наблюдаются рост и максимальные значения содержания СА; в восточной фазе КДЦ, когда меридиональный перенос ослабевает, наблюдаются спад и минимальные значения содержания СА. КДЦ сохраняется как в условиях возмущения стратосферы вулканическими извержениями, так и в периоды фонового состояния САС. Наличие сезонности и квазидвухлетней цикличности, с увеличением содержания аэрозолей в средних широтах в периоды интенсификации зимне-весеннего меридионального переноса из тропического пояса в средние широты и в западных фазах КДЦ [16, 19, 20], говорит в пользу гипотезы о существовании тропического резервуара не только вулканогенного, но и фонового стратосферного аэрозоля. При этом тропический резервуар служит дополнительным источником аэрозолей для стратосферы средних и высоких широт.

Вопрос о наличии тропического резервуара фонового СА долгое время остается дискуссионным. Данные исследований в условиях длительного вулканически спокойного периода в значительной степени подтверждают эту гипотезу. Последние модели фоновых сульфатных аэрозолей, полученные с использованием моделей общей атмосферной циркуляции с включением химических процессов, показывают [7, 8], что образование новых частиц СА гомогенной нуклеацией происходит преимущественно в тропической нижней стратосфере. При этом основным серосодержащим источником для образования ( $H_2SO_4:H_2O$ ) частиц СА является эмиссия с поверхности  $SO_2$  и  $OCS$  [8]. И хотя эмиссия с поверхности газовых предшественников СА в средних широтах северного полушария выше,

чем на экваторе, конвекция из тропосферы в стратосферу в тропическом поясе выше, чем в средних широтах, что обуславливает образование тропического резервуара фонового СА. Наличие такого резервуара подтверждается также данными лидарных наблюдений в средних [17, 20] и тропических широтах [28] и спутниковых наблюдений по проектам SAGE [22, 24, 25]. При этом сезонные и квазидвухлетние изменения вертикального распределения и интегрального содержания СА в точках наблюдений связаны с соответствующими изменениями общей тропосферно-стратосферной циркуляции. Согласно общим моделям тропосферно-стратосферной циркуляции [29–31] тропическая тропопауза является главным входным регионом тропосферного воздуха в стратосферу. В стратосфере происходит меридиональный перенос воздушных масс в средние и высокие широты с последующим их оседанием в тропосферу. Нисходящий перенос воздуха из стратосферы в тропосферу особенно выражен в пределах циркумполярного вихря и показывает сезонную изменчивость с максимумом в зимний период [31]. Для более детального изучения процессов стратосферно-тропосферного обмена на Сибирской лидарной станции в настоящее время осуществляется цикл лидарных измерений вертикального распределения аэрозоля в высотном диапазоне «верхняя тропосфера – стратосфера» с целью изучения сезонных и других особенностей нисходящих и восходящих переносов в районе тропопаузы, что будет предметом последующих публикаций.

По результатам долговременных лидарных наблюдений разработаны эмпирические модели вертикального распределения оптических характеристик среднеширотного фонового стратосферного аэрозоля в условиях длительного ВСП. Данные измерений сезонной и квазидвухлетней динамики аэрозольного наполнения стратосферы в одной точке наблюдений средних широт отражают процессы общей циркуляции стратосферы через влияние меридиональных переносов аэрозоля из тропического резервуара.

Работа выполнена на установке Сибирская лидарная станция (рег. № 01-64) при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям, а также РФФИ (грант № 05-05-64518) и Международного научно-технического центра (проект № В-1063)

1. *Russel P.B., Livingston J.M., Pueschel R.F., Bauman J.J., Pollack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomason L.W., Stowe L.L., Deshler T., Dutton E.G., Bergstrom R.W.* Global to microscale evolution of the Pinatubo volcanic aerosol derived from diverse measurements and analyses // *J. Geophys. Res.* D. 1996. V. 101. N 13. P. 18.745–18.763.
2. *Lacis A., Hansen J., Sato M.* Climate forcing by stratospheric aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 15. P. 1607–1610.
3. *Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B.* Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // *J. Geophys. Res.* D. 1993. V. 98. N 12. P. 22.987–22.994.
4. *McCormick M.P., Thomason L.W., Trepte C.R.* Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption // *Nature* (Gr. Brit.). 1995. V. 373. P. 399–404.

5. Labitzke K., McCormick M.P. Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 2. P. 207–210.
6. Jager H., Homburg F. A new aerosol background level in the stratosphere? Lidar observations of the period 1976 to 1997 // 19 ILRC Abstracts of Papers. Langley Research Center. Hampton, Virginia. 1998. P. 335–338.
7. Timmereck C. Three-dimensional simulation of stratospheric background aerosol: first of a multiannual general circulation model simulation // *J. Geophys. Res. D.* 2001. V. 106. N 22. P. 28313–28332.
8. Takigawa M., Takahashi M., Akiyoshi H. Simulation of stratospheric sulfate aerosols using a Center for Climate System Research/National Institute for Environmental Studies atmospheric GCM with coupled chemistry 1. Nonvolcanic simulation // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 22. P. AAC1/1–AAC1/11.
9. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Стратосферный аэрозольный слой над г. Томском (56,5° с.ш., 85,0° в.д.) по результатам наблюдений на Сибирской лидарной станции в 1986–1997 гг. // *Оптика атмосф. и океана.* 1999. Т. 12. № 3. С. 268–274.
10. Zuev V.V., Burlakov V.D. and El'nikov A.V. Ten years (1986–1995) of lidar observations of temporal and vertical structure of stratospheric aerosols over Siberia // *J. Aerosol Sci.* 1998. V. 29. N 10. P. 1179–1187.
11. Zuev V.V., Burlakov V.D., El'nikov A.V., Ivanov A.P., Chaikovskii A.P., Shcherbakov V.N. Processes of long-term relaxation of SAL in Northern Hemisphere midlatitudes after a powerful volcanic eruption // *Atmos. Environ.* 2001. V. 35. P. 5059–5066.
12. Зуев В.В., Зуев В.Е., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Ельников А.В., Невзоров А.В., Правдин В.Л. Лидарные исследования характеристик фонового стратосферного аэрозоля над регионами Сибири // *Оптика атмосф. и океана.* 2003. Т. 16. № 2. С. 126–130.
13. Зуев В.В., Зуев В.Е., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Ельников А.В., Невзоров А.В. Климатология стратосферного аэрозоля и озона по данным многолетних наблюдений на Сибирской лидарной станции // *Оптика атмосферы и океана.* 2003. Т. 16. № 8. С. 719–724.
14. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Модернизация измерительного комплекса Сибирской лидарной станции // *Оптика атмосф. и океана.* 2004. Т. 17. № 10. С. 857–864.
15. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: РАСКО, 2002. 352 с.
16. Kent G.S., Hansen G.M. Multiwavelength lidar observations of the decay phase of the stratospheric aerosol layer produced by the eruption of Mount Pinatubo in June 1991 // *Appl. Opt.* 1998. V. 37. N 18. P. 3861–3872.
17. Woods D.S., Osborn M.T., Lucker P.L. Lidar monitoring of stratospheric aerosol at Hampton, Virginia // 7 Conference on «Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere», Crete, 24–27 Sept., 2002 // *Proc. SPIE.* 2002. V. 4882. P. 474–480.
18. Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J., Rosen J.M., Liley J.B. Thirty years of in situ stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41° N), using balloon-borne instruments // *J. Geophys. Res. D.* 2003. V. 108. N 5. P. 4/1–4/13.
19. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Результаты исследования квазидвухлетних колебаний содержания аэрозолей и озона в стратосфере над Томском за период 1986–2003 гг. // *Оптика атмосф. и океана.* 2004. Т. 17. № 12. С. 991–995.
20. Jager H. Transport of aerosol from the tropics to northern midlatitudes after major volcanic eruptions as observed by lidar at Garmisch-Partenkirchen // *Reviewed and Revised Papers Presented at the 22 International Laser Radar Conference.* 12–16 July 2004. Matera, Italy. 2004. V. 2. P. 563–566.
21. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Смирнов С.В., Хряпов П.А. Вариации отклонения рассеяния в верхней стратосфере над Томском в январе–марте 2000 г. // *Оптика атмосф. и океана.* 2004. Т. 13. № 11. С. 1005–1010.
22. Hitchman M.H., McKay M., Trepte C.R. A climatology of stratospheric aerosol // *J. Geophys. Res. D.* 1994. V. 99. N 10. P. 20689–20700.
23. McClatche R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., et al. Optical properties of the atmosphere (revised). Report AFCRL-71-0279, AFCRL. Bedford, 1971. 98 p.
24. Trepte C.R., Thomason L.W., Kent G.S. Banded structure in stratospheric aerosol distributions // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. N 22. P. 2397–2400.
25. Kent G.S., Trepte C.R., Lacker P.L. Long-term Stratospheric Aerosol and Gas Experiment I and II measurements of upper tropospheric aerosol extinction // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 22. P. 28863–28874.
26. Hofmann D.J. Increase in the stratospheric background sulfuric acid aerosol mass in the past 10 years // *Science.* 1990. V. 248. P. 996–1000.
27. Асатуров М.Л. Влияние стратосферного аэрозоля на климат // *Метеорол. и гидрол.* 1998. № 3. С. 5–12.
28. Barnes J.E., Hofmann D.J. Variability in the stratospheric background aerosol over Mauna Loa Observatory // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. N 15. P. 2895–2898.
29. Dessler A.E., Hintsa E.J., Weinstock E.M., Anderson J.G., Chan K.R. Mechanism controlling water vapor in the lower stratosphere: «A tale of two stratospheres» // *J. Geophys. Res. D.* 1995. V. 100. N 11. P. 23167–23172.
30. Hoor P., Fischer H., Lange L., Lelieveld J. Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO–O<sub>3</sub> correlation from *in situ* measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2002. V. 107. N 5. P. ACL1/1–ACL1/11.
31. Appenzeller C., Holton J.R., Rosenlof K.H. Seasonal variation of mass transport across the tropopause // *J. Geophys. Res. D.* 1996. V. 101. N 7. P. 15071–15078.

V.V. Zuev, V.D. Burlakov, A.V. El'nikov, A.V. Nevzorov. Lidar observations of the mid-latitude stratospheric aerosol layer in a long-term volcano-free period.

Under analysis are lidar measurements of stratospheric aerosol layer characteristics obtained at the Siberian lidar station of the Institute of Atmospheric Optics SB RAS (Tomsk, 56.5° N, 85.0° E) in background conditions during long-term volcano-free period 1996–2005. The results are compared with earlier data (since 1986) and with data from other mid-latitude stations. The aerosol replenishment of the stratosphere under condition of the long-term volcano-free period is shown to be lower for its background state as compared to its background period 1989–1990. Changes in the aerosol total content and vertical distribution in the stratosphere are connected with general stratospheric circulation via influence of meridional transfer from tropics to mid-latitudes. This counts in favor of the hypothesis on the presence of tropic reservoir of aerosol of not only volcanic origin but of background stratospheric as well.