

В.В. Зуев, В.Д. Бурлаков, С.И. Долгий, А.В. Невзоров

Аномальное аэрозольное рассеяние в атмосфере над Томском в осенне-зимний период 2006/07 г.

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 20.02.2007 г.

В ходе долговременных лидарных наблюдений обнаружено, что в осенне-зимний период 2006/07 г. в нижней стратосфере над Томском (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) регистрировалось повышенное содержание аэрозоля. Интегральное аэрозольное рассеяние в 2–3 раза превышало многолетние средние значения фонового периода 1997–2006 гг. В конце января 2007 г. на высотах около 19 км регистрировался выраженный аэрозольный слой со значениями отношения рассеяния в максимуме слоя до 1,6. Анализ динамики развития аэрозольного загрязнения стратосферы позволяет связать его с продуктами извержения вулкана Рабаул (Папуа, Новая Гвинея: 4,3° ю.ш.; 152,2° в.д.), высота выброса которого 7 октября 2006 г. достигала 18 км. Фоновое состояние стратосферного аэрозольного слоя в условиях длительного вулканически спокойного периода 1997–2006 гг. было нарушено, что необходимо учитывать при анализе долговременных трендов изменений содержания стратосферного аэрозоля.

В начале февраля 2007 г. на высотах 5–8 км над Томском зарегистрировано прохождение облаков пылевого аэрозоля, источником которого могли быть пыльные бури в Казахстане или даже в более удаленных пустынных регионах юго-западного направления.

Введение

В настоящее время для исследований региональных особенностей атмосферных аэрозолей и процессов их переноса в мире широко используются сети лидарных станций. На наиболее широкомасштабной Сети обнаружения стратосферных изменений (NDSC) с помощью лидаров осуществляются, в основном, измерения стратосферного аэрозоля, озона и температуры. Европейская аэрозольная лидарная сеть (EARLINET) включает 22 лидарные станции для исследований процессов переноса аэрозольных загрязнений, в том числе сахарской пыли, в тропосфере над Европой. Процессы тропосферного переноса азиатской пыли изучаются лидарными станциями сети AD-LiNet. В конце 2004 г. создана сеть лидарных станций стран СНГ «CIS-LINET», которая объединяет шесть стационарных лидарных станций в России, Беларуси, Киргизии, в том числе лидарные комплексы по зондированию атмосферного аэрозоля в Институте оптики атмосферы СО РАН [1].

На Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы СО РАН в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) регулярные лидарные измерения характеристик стратосферного аэрозольного слоя (САС) были начаты в январе 1986 г. Основные результаты исследований фонового состояния САС в условиях длительного вулканически спокойного периода представлены в работах [2–4]. В этот период под действием химических, радиационных и динамических факторов сформировалась относительно устойчивая, долговременная структура САС.

С 1997 г. оптические рассеивающие характеристики стратосферного аэрозоля (СА) имели стабиль-

ные, многолетние средние за этот период наблюдений значения с периодическими сезонными и квазидвухлетними циклами изменений под действием динамического фактора атмосферы. Однако с конца октября 2006 г. по февраль 2007 г. стали регистрироваться заметно увеличенные значения рассеивающих характеристик.

В первом разделе статьи приводится описание динамики аномального, для длительного фонового периода, аэрозольного рассеяния в стратосфере над Томском и обсуждается вулканическая природа подобного рассеяния.

Регулярные наблюдения поведения тропосферного аэрозоля на высотах от 5 км и выше проводятся на СЛС второй год. Во втором разделе статьи рассматриваются эпизоды аномального аэрозольного рассеяния в тропосфере, которое наблюдалось в феврале 2007 г. Выраженные аэрозольные слои на высотах около 6 км могут быть связаны с пылевыми выносами из Казахстана или даже из более удаленных пустынных регионов Ближнего Востока или Северной Африки.

1. Следы вулканогенного аэрозольного возмущения стратосферы

Регулярное зондирование характеристик САС ведется на унифицированной длине волны 532 нм, что позволяет сравнивать результаты измерений мировой сети лидарных станций. Прием лидарных сигналов осуществляется зеркалом диаметром 0,3 м с их регистрацией в режиме счета импульсов фототока. Для качественной оценки спектра размеров частиц

с конца 2006 г. зондирование осуществляется одновременно на двух длинах волн: 532 и 355 нм; 355 нм — третья гармоника основной частоты излучения Nd:YAG-лазера. Подробное техническое описание лидарного комплекса приводится в работе [5].

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

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

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

Наиболее полно общую картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^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 [6]. Ошибка лидарных измерений растет с увеличением высоты зондирования в соответствии с уменьшением лидарного сигнала с больших высот. В наших измерениях в интервале высот 10–20 км ошибка измерений $R(H)$ изменяется от 3 до 4% и на высотах 30 км увеличивается до 6,5%. Ошибка определения B_{π}^a составляет не более 5%.

Основным источником стратосферного аэрозоля, который в среднем состоит из 75%-го водного раствора серной кислоты, являются взрывные извержения вулканов, при которых серосодержащие газы (в основном двуокись серы) поступают непосредственно в стратосферу и в ряде химических реакций образуют там пары серной кислоты. Вулканогенный аэрозоль в течение длительного времени определяет состояние САС. 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° в.д.), вулканы определяли содержание аэрозолей в суммарном интервале 20 лет из 30 лет наблюдений [7].

За весь период долговременных наблюдений обычно выделяются [7, 8] три периода фонового состояния САС с минимальным влиянием вулканической активности и минимальным содержанием СА: 1978–1980, 1988–1991 гг. и с 1997 г. по настоящее время. Эти периоды наблюдались после длящейся в течение нескольких лет релаксации глобальных аэрозольных возмущений стратосферы, вызванных, соответственно, тремя крупнейшими взрывными извержениями вулканов тропического пояса: Фуэго (14° с.ш., 91° з.д.; октябрь 1974 г., глобальная масса образовавшегося после извержения сернокислот-

ного СА 3–6 Мт [7]), Эль-Чичон (17° с.ш., 93° з.д.; март–апрель 1982 г., 12 Мт) и Пинатубо (15° с.ш., 120° в.д.; июнь 1991 г., 30 Мт). Оценки глобальной массы СА для фоновых периодов составляют 0,6–1,2 Мт [9]. В периоды между крупными извержениями могут происходить менее значительные, когда масса СА увеличивается на единицы и до десятков процентов по сравнению с массой фонового аэрозоля. Релаксация аэрозольного возмущения стратосферы после подобных извержений происходит в течение нескольких месяцев, но тем не менее вносит дополнительный вклад в содержание вулканогенного СА и увеличивает общее время его релаксации.

Наблюдаемое с 1997 г. фоновое состояние САС определяется условиями длительного вулканически спокойного периода. Подобный период впервые исследуется в ходе регулярных, долговременных измерений. Исследования этого периода позволили уточнить само понятие фонового СА; определить природные и антропогенные источники его образования; разработать и уточнить сезонные, широтные модели фонового СА; определить долговременные тренды его изменений [2, 4, 7, 8, 10, 11]. В частности, показано, что образование новых частиц СА гомогенной нуклеацией происходит преимущественно в тропической нижней стратосфере [10, 11]. При этом основным серосодержащим источником для образования ($\text{H}_2\text{SO}_4 : \text{H}_2\text{O}$) частиц СА является эмиссия с земной поверхности двуокиси серы и карбонилсульфида (COS) — газа техногенного происхождения. 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 наличие тропического резервуара фонового СА.

Динамику высотного аэрозольного наполнения стратосферы в сентябре 2006 — феврале 2007 гг. иллюстрируют примеры профилей отношения рассеяния этого периода (рис. 1).

Пример за 22 сентября показывает типичный осенний профиль фонового периода [3] с минимальным и практически равномерным по высоте аэрозольным содержанием, которое характеризуется на длине волны зондирования 532 нм значениями $R \sim 1,1$.

Далее мы рассматриваем динамику характеристик аэрозольного рассеяния также на этой длине волны. Данные по длине волны зондирования 355 нм имеют подобный качественный ход, но с соответственно меньшими значениями $R(H)$ и B_{π}^a . Например, 17 и 27 октября наблюдается рост аэрозольного содержания в нижней стратосфере до высот примерно 22 км, с увеличением R в самой нижней части до значений 1,2–1,3, что не типично для многолетних средних $R \sim (1,05–1,1)$ летне-осеннего периода [3].

Повышенные значения R , по сравнению с фоновыми многолетними средними, сохраняются с некоторыми вариациями и в ноябре. В декабре–январе значения R близки к фоновым или незначительно превышают их зимние многолетние средние $R \sim (1,15–1,2)$,

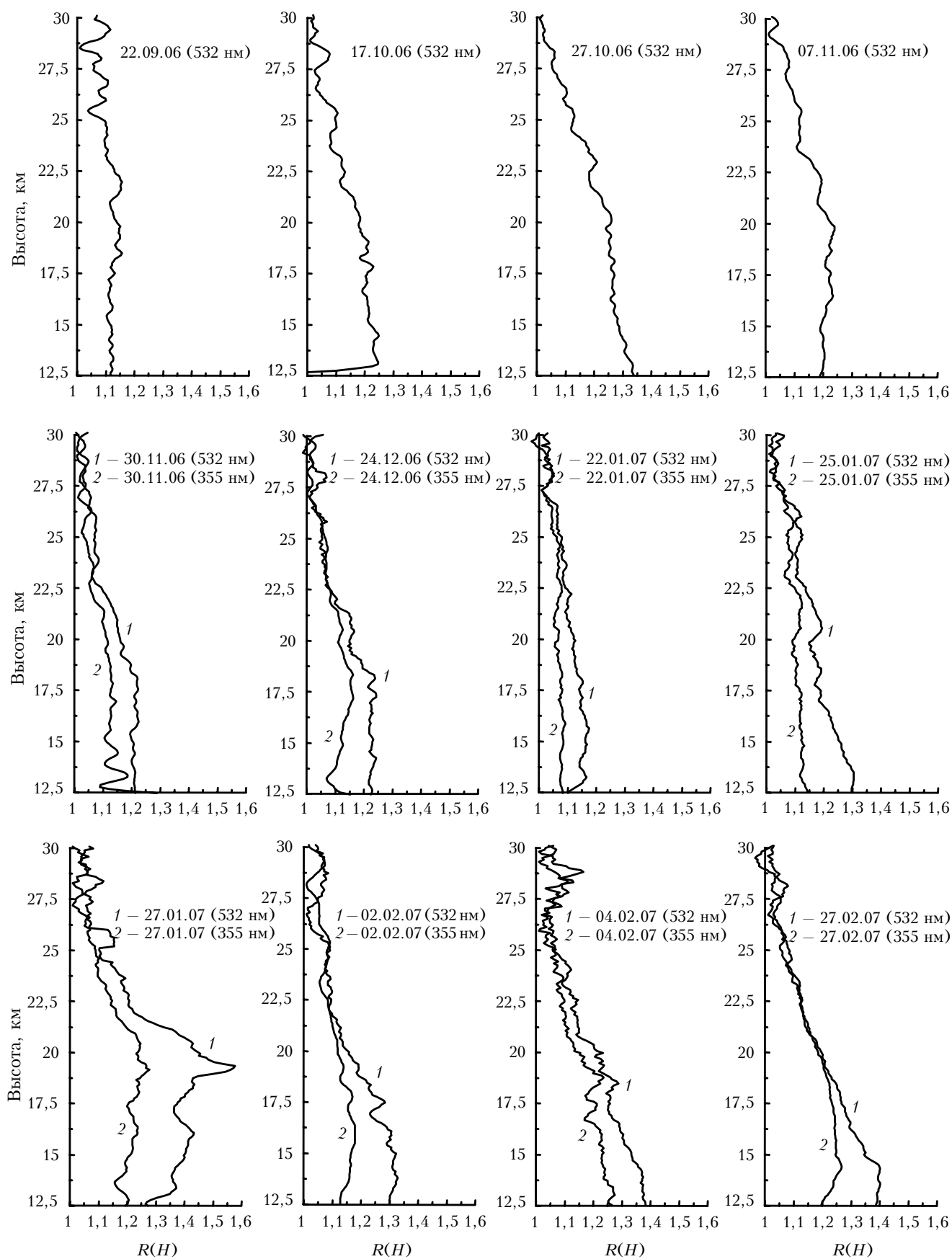


Рис. 1. Динамика вертикального распределения стратосферного аэрозоля за период сентябрь 2006 – февраль 2007 гг.

которые выше летне-осенних значений. Последнее объясняется усилением в зимний период стратосферного меридионального переноса, в результате чего в средние и высокие широты поставляется дополнительный аэрозоль из тропического резервуара [3].

Однако в конце января вновь регистрируется значительное увеличение аэрозольного рассеяния. Так, 25 января значения R в нижней стратосфере достигают 1,3, а 27 января — 1,4. При этом 27 января на высотах около 19 км формируется выраженный аэрозольный слой, значения R в котором составляют около 1,6. В нижней части стратосферы повышенные значения R на уровне 1,3–1,4 сохраняются и в феврале, но выраженных аэрозольных слоев уже не наблюдается.

Общее аэрозольное наполнение стратосферы характеризуется интегральным коэффициентом обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a . В нашем случае он рассчитывался для высотного диапазона 15–30 км. За фоновый период 1997–2006 гг. средние значения B_{π}^a были на уровне $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ и не поднимались выше $2,5 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ в зимний период максимального аэрозольного наполнения стратосферы. В октябре 2006 г. значения B_{π}^a достигали $3,3 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. В конце января — начале февраля 2007 г. средние значения B_{π}^a были $3,2 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ и поднимались до $4,6 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$, т.е. средние измеренные значения были более чем в 2 раза выше средних многолетних, а максимальные значения почти в 2 раза больше отдельных максимальных значений зимнего периода 1997–2006 гг.

На рис. 1 приведены также результаты двухчастотного зондирования на длинах волн 355 и 532 нм. Эти результаты позволяют качественно оценить высотные изменения распределения рассеивающих частиц по размерам с помощью модифицированного параметра Ангстрема $X(H)$ [6]:

$$X(H) = \frac{\ln\{[R(\lambda_1, H) - 1]/[R(\lambda_2, H) - 1]\}}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)}, \quad (3)$$

где $\lambda_1 = 355 \text{ нм}$, $\lambda_2 = 532 \text{ нм}$. Увеличение значений $X(H)$, как правило, характеризует относительное увеличение вклада более крупных частиц в общее аэрозольное рассеяние.

Высотный профиль параметра X за 27 января, когда наблюдался выраженный аэрозольный слой, представлен на рис. 2. Увеличение параметра X в диапазоне 19–20 км показывает, что частицы большего размера были сосредоточены в этом слое. Таким образом, в наблюдаемом слое аномального аэрозольного рассеяния сосредоточены частицы большего размера по сравнению с частицами фонового аэрозоля выше и ниже слоя, т.е. эти частицы имеют особую природу происхождения.

Результаты наблюдений аномального аэрозольного рассеяния в стратосфере мы интерпретируем следующим образом. В 2006 г. 7 октября произошло извержение вулкана тропического пояса Рабаул (Rabaul, Папуа, Новая Гвинея: $4,3^\circ \text{ ю.ш.}; 152,2^\circ \text{ в.д.}$). По данным наблюдений вулканической обсерватории Рабаула [12], высота выброса продуктов извержения

достигала 18 км (59 000 фут.). По высоте выброса, которая превышала справочную высоту тропической тропопаузы для октября 16,3 км [13], извержение можно классифицировать как взрывное, поскольку продукты извержения были выброшены непосредственно в стратосферу. Данных об индексе вулканического взрыва (VEI) и объеме выброса пока не опубликовано.

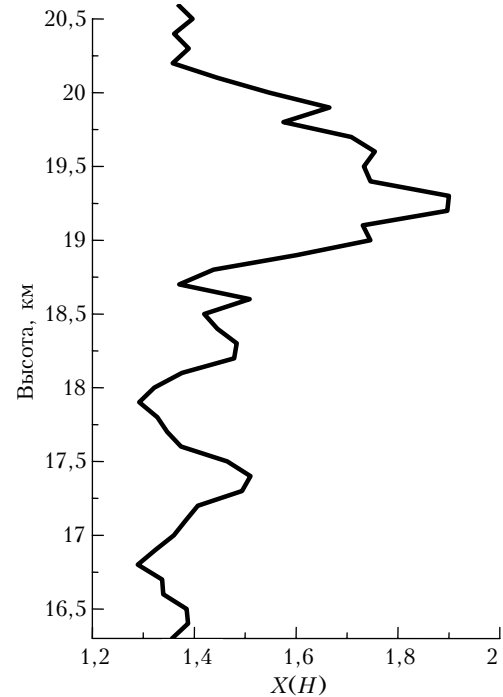


Рис. 2. Вертикальный ход параметра $X(H)$ для выраженного аэрозольного слоя 27 января 2007 г.

Первые следы облака вулканического аэрозоля были зарегистрированы над Томском 17 октября 2006 г. в виде увеличения оптических характеристик САС в нижней стратосфере. В дальнейшем аэрозольное содержание в октябре увеличивалось и сохранялось повышенным с некоторыми вариациями в ноябре–декабре. В январе 2007 г. характеристики аэрозольного рассеяния были близки к средним многолетним фоновым значениям. Но в конце января — начале февраля произошло еще большее, по сравнению с октябрём–декабрём, увеличение аэрозольного рассеяния с регистрацией выраженного аэрозольного слоя на высотах $\sim 19 \text{ км}$ (высота слоя Юнге над Томском). Анализ параметра $X(H)$ показывает, что увеличение аэрозольного рассеяния происходило за счет частиц большего размера по сравнению с фоновыми, т.е. частиц вулканического аэрозоля.

Подобная временная динамика развития аэрозольного загрязнения стратосферы связана с первоначальным переносом аэрозольных облаков вулканического пепла, инжектированного в стратосферу после извержения, и дальнейшим процессом фотохимического образования серноокислотного аэрозоля из выброшенных серосодержащих газов (в основном двуокись серы). Аналогичная картина, но естественно в больших масштабах, наблюдалась нами после

мощного извержения вулкана Пинатубо [14]. Первые следы вулканического облака в нижней стратосфере были зарегистрированы над Томском через 2 нед после извержения. Дальнейшая ситуация характеризовалась периодическими спадами и нарастаниями мощности аэрозольных слоев и их высотными перемещениями. Максимальное аэрозольное содержание в стратосфере после извержения Пинатубо наблюдалось над Томском и на других среднеширотных лидарных станциях в январе–феврале 1992 г., через 7–8 мес после извержения.

Извержение вулкана Рабаул по косвенным признакам несколько слабее, но сравнимо с извержением вулкана тропического пояса Дель Руиз (5° с.ш., 73° в.д.; 13 ноября 1985 г.). В январе 1986 г., когда начались первые лидарные наблюдения на СЛС, над Томском регистрировался выраженный аэрозольный слой на высотах около 20 км со значениями $R \sim 1,4$. Идентификация аэрозольных облаков была возможна еще в апреле 1986 г. Значения B_p^a не превышали $4 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. Эти значения R и B_p^a сравнимы с регистрируемыми в январе–феврале 2007 г. значениями. Можно ожидать, что по аналогии с извержением вулкана Дель Руиз аэрозольное возмущение стратосферы, вызванное извержением Рабаул, закончится весной 2007 г. Дальнейшие измерения позволят получить целостную картину развития и релаксации аэрозольного возмущения стратосферы после слабого вулканического извержения.

Таким образом, можно заключить, что в осенне-зимний период 2006/07 г. в стратосфере над Томском регистрировалось повышенное содержание аэрозоля, вызванное извержением вулкана Рабаул. Фоновое состояние САС в условиях длительного вулканически спокойного периода 1997–2006 гг. нарушено, что необходимо учитывать при анализе долговременных трендов изменений содержания СА.

2. Аномальное аэрозольное рассеяние в тропосфере в феврале 2007 г.

С целью исследования связи динамики аэрозольного распределения в стратосфере и тропосфере, в первую очередь для изучения процессов стратосферно-тропосферного обмена, на СЛС разработаны техника и методика получения непрерывного профиля вертикального распределения аэрозоля в стратосфере и в тропосфере от высот ~ 5 км.

Световой поток оптического лидарного сигнала (длина волны зондирования 532 нм) на приеме делится на два световых потока в соотношении 95:5%. После светоделиителя поток мощного сигнала посылается на ФЭУ с электронным управлением коэффициентом усиления, который включается в рабочий режим регистрации с высот ~ 10 км, поэтому сигнал от ближней зоны зондирования этим ФЭУ не регистрируется.

Второй ФЭУ регистрирует слабый световой поток лидарного сигнала, который содержит информацию о ближней зоне зондирования (до высот около

15 км). Регистрация обоих сигналов осуществляется одновременно в режиме счета фотонов с использованием двухканального счетчика фотонов. Из данных зондирования сначала восстанавливается профиль $R(H)$ для стратосферы. Этот профиль привязывается к тропосферному профилю на участке, где они должны совпадать, в районе высот 15 км. Таким образом, ведутся одновременные измерения как в стратосфере, так и в тропосфере.

На рис. 3 приведен ряд таких профилей, полученных в январе–феврале 2007 г.

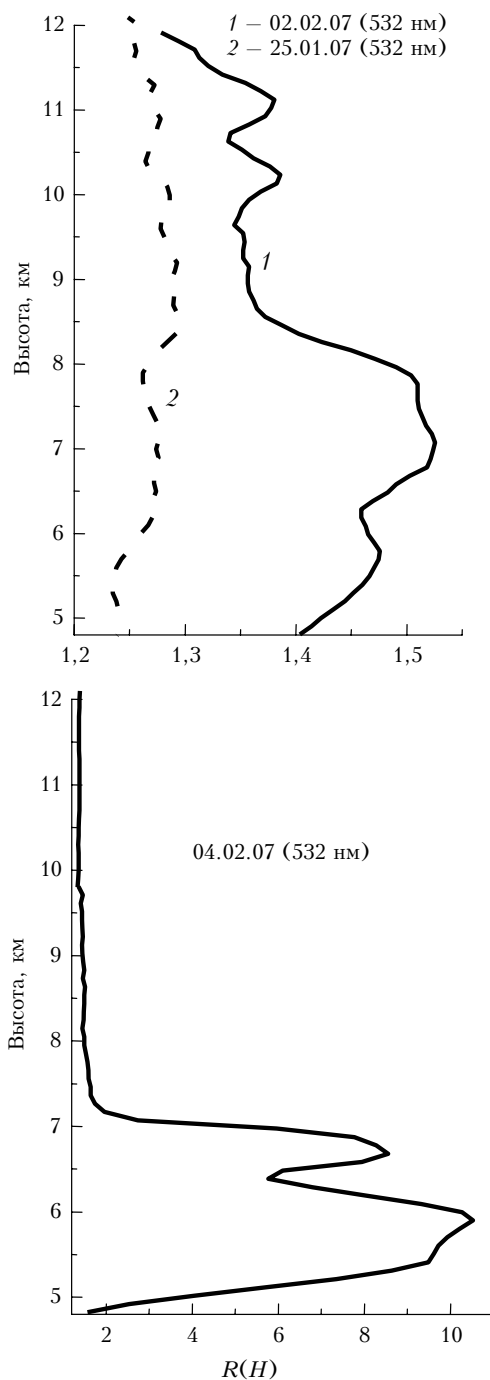


Рис. 3. Слои пылевого аэрозоля в тропосфере в начале февраля 2007 г.

Измерения проводились в условиях ясной погоды при отсутствии облачности. На профиле за 25 января видно, что в диапазоне тропосферных высот 5–10 км значения R для безоблачной тропосферы равняются примерно 1,25. Также в условиях отсутствия облачности аэрозольные слои проявляются 2 и особенно 4 февраля на высотах 5–8 км с увеличением R до 1,5, а 4 февраля даже до 10.

Анализ метеоданных станций аэрологического зондирования Барабинска, Новосибирска и Колпашева [15] показывает, что в этот период на высотах 5–8 км преобладали юго-западные ветры. Поэтому можно предположить, что причиной появления регистрируемых слоев являются интенсивные пылевые выносы из Казахстана или даже из более удаленных пустынных регионов Ближнего Востока или Северной Африки. МЧС России связывает выпадение «желтого» снега в начале февраля в некоторых районах Омской, Тюменской и Томской областей с выносами казахстанской пыли.

Заключение

В ходе долговременных лидарных наблюдений на СЛС обнаружено, что в осенне-зимний период 2006/07 г. в стратосфере над Томском регистрировалось повышенное содержание аэрозоля, которое можно связать с извержением вулкана Рабаул. Интегральное аэрозольное рассеяние в 2–3 раза превышало многолетние средние значения в период 1997–2006 гг. Фоновое состояние САС в условиях длительного вулканически спокойного периода 1997–2006 гг. нарушено, что необходимо учитывать при анализе долговременных трендов изменений содержания СА. Возможное увеличение вулканической активности в островных регионах Юго-Восточной Азии прогнозировал проф. Л.С. Ивлев во время работы XIII Рабочей группы «Аэрозоли Сибири» [16].

В начале февраля 2007 г. на высотах 5–8 км над Томском зарегистрировано прохождение облаков пылевого аэрозоля, источником которого могли быть пыльные бури в Казахстане или даже в более удаленных пустынных регионах юго-западного направления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям (контракт № 02.518.11.7088), Международного научно-технического центра (проект № В-1063), интеграционного проекта СО РАН № 3.14 и гранта РФФИ № 05-05-64518.

1. Чайковский А.П., Иванов А.П., Балин Ю.С., Ельников А.В., Тулинов Г.Ф., Плюснин И.И., Букин О.А., Чен Б.Б. Лидарная сеть CIS-LiNet для мониторинга аэрозоля и озона: методология и аппаратура // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18. № 12. С. 1066–1072.
2. 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 атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 2. С. 126–130.

3. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Невзоров А.В. Лидарные наблюдения стратосферного аэрозольного слоя средних широт в длительный вулканически спокойный период // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19. № 7. С. 598–603.
4. 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.
5. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Модернизация измерительного комплекса Сибирской лидарной станции // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 10. С. 857–864.
6. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: ПАСКО, 2002. 352 с.
7. 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.
8. Deshler T., Anderson-Sprecher R., Jager H., Barnes J., Hofmann D.J., Clemesha B., Simonich D., Osborn M., Grainger R.G., Godin-Beekmann S. Trends in the non-volcanic component of stratospheric aerosol over the period 1971–2004 // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. D01201, doi: 10.1029/2005JD006089.
9. Russel P.B., Livingston J.M., Pueschel R.F., Baum J.J., Pollack J.B., Brooks S.L., Hamill P., Thomson 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.
10. 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.
11. 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.
12. <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=0502-14=&volpage=weekly&VErupt=Y&VSources=Y&VRep=Y&VWeekly=Y#oct2006>
13. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеониздат, 1991. 510 с.
14. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Марищев В.Н., Правдин В.Л. Следы извержения вулкана Пинатубо в стратосфере над Западной Сибирью (Томск, 56° с.ш.) // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 602–604.
15. <http://weather.uwo.edu/upperair/>
16. Ивлев Л.С. Планета Земля как открытая сложная термодинамическая система // XIII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири», 28 ноября – 1 декабря 2006, Томск. Программа. С. 3.

V.V. Zuev, V.D. Burlakov, C.I. Dolgii, A.V. Nevzorov. **Anomalous aerosol scattering in atmosphere above Tomsk in autumn-winter period 2006–2007.**

Long-term lidar observations have shown somewhat increased aerosol concentration in the autumn-winter 2006–2007 in the lower stratosphere above Tomsk (56.5°N; 85.0°E). The integral aerosol scattering increased 2–3 times the many-year mean value of the reference period 1997–2006. At the end of January, 2007, at a height of about 19 km a distinct aerosol layer with the scattering ratio in its maximum up to 1.6 was recorded. The analysis of the aerosol pollution dynamics allows us to attribute this phenomenon to eruption products of volcano Rabaul (Papua, New Guinea: 4.3°S; 152.2°E), the emission height of which on October 7, 2006 reached 18 km. The background state of the stratosphere aerosol layer in conditions of the long volcanically quite period 1997–2006 was violated, that should be taken into account when analyzing long-term trends in variations of the stratosphere aerosol content.

A passage of dust aerosol clouds in the beginning of February, 2007, was recorded at heights 5–8 km above Tomsk, which can be attributed to dust storms in Kazakhstan or even in farther south-west desert areas.