

Лидарные наблюдения аэрозольных возмущений стратосферы над Томском (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) в период вулканической активности 2006–2010 гг.

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

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 23.06.2011 г.

Обобщаются и анализируются результаты лидарных измерений (Томск: 56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) оптических и микроструктурных характеристик стратосферного аэрозольного слоя (САС) в период активности вулканов 2006–2010 гг. Фоновое состояние САС с минимальным аэрозольным содержанием, наблюдаемое с 1997 г. в условиях длительного вулканически спокойного периода, было прервано в октябре 2006 г. серией взрывных извержений вулканов Тихоокеанского «огненного кольца»: Рабаул (октябрь 2006 г., Новая Гвинея); Окмок и Касаточи (июль–август 2008 г., Алеутские острова); Редоубт (март–апрель 2009 г., Аляска); Пик Сарычева (июнь 2009 г., Курильские острова). Кратковременное незначительное возмущение нижней стратосферы наблюдалось также в апреле 2010 г. после извержения исландского вулкана Эйяфьятлайокудль. С использованием разработанной региональной эмпирической модели вертикального распределения оптических характеристик фонового САС выделены периоды повышенного содержания стратосферного аэрозоля после каждого из вулканических извержений. Рассматриваются также тренды изменений общего содержания озона.

Ключевые слова: стратосфера, аэрозоль, вулканы, лидар; stratosphere, aerosol, volcanoes, lidar.

Введение

Оптические и микроструктурные характеристики стратосферного аэрозоля (СА) в значительной степени влияют на радиационные, динамические и химические процессы в атмосфере Земли. Эффективность влияния СА на различные атмосферные изменения зависит от степени изменений состояния стратосферного аэрозольного слоя (САС). Природные и антропогенные факторы, определяющие состояние САС, могут иметь характер постоянного, постепенного накапливающегося воздействия или кратковременного мощного возмущения.

Особенно ярко эффекты влияния СА проявляются после взрывных вулканических извержений, когда серосодержащие продукты выбрасываются через тропопазу непосредственно в стратосферу и образуют там в ряде фотохимических реакций сернокислотный аэрозоль, по своей массе в десятки раз превышающий массу фонового аэрозоля. При этом прямыми измерениями регистрируются значительные радиационно-температурные эффекты [1, 2]; наблюдаются долговременные уменьшения содержания озона вследствие того, что гетерогенные

химические реакции на увеличенной поверхности аэрозольных частиц переводят относительно инертные формы хлорных соединений в более реактивные озоноразрушающие формы [3–5].

При анализе и прогнозировании различных стратосферных изменений необходимо определять и выделять периоды повышенного содержания СА, определять и прогнозировать долговременные тренды изменений характеристик СА для различных условий состояния САС. Подобные данные позволяют получать систематические наблюдения САС; проводимые различными методами наземных, шарзондовых, спутниковых измерений, в том числе лидарных.

В настоящее время активно обсуждаются [6, 7] геоинженерные проекты предотвращения глобального потепления путем искусственного создания в нижней стратосфере сернокислотного аэрозольного слоя с целью увеличения альbedo планеты для уменьшения приземной температуры или сохранения ее на современном уровне. Естественно, что для реализации такого глобального и дорогостоящего проекта необходимо всестороннее изучение различных аспектов целесообразности, возможности и предсказуемости последствий искусственного увеличения содержания СА, в том числе с привлечением результатов систематических натурных наблюдений САС в периоды влияния взрывных вулканических извержений различной мощности.

* Владимир Дмитриевич Бурлаков (burlakov@iao.ru); Сергей Иванович Долгий (dolgi@iao.ru); Алексей Викторович Невзоров (nevzorov@iao.ru).

1. Техника и методика наблюдений

Лидарные измерения оптических характеристик стратосферных аэрозолей ведутся в Институте оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН с 1986 г. на длине волны зондирования 532 нм. Из данных одночастотного зондирования восстанавливаются оптические характеристики САС в определенном интервале высот H : вертикальный профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a^*(H)$ и отношение рассеяния $R(H)$ — отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к последнему. Используется метод калибровки лидарных сигналов по коэффициентам обратного молекулярного рассеяния, который подробно описан в ряде монографий, например [8, 9]. Ошибка лидарных измерений растет с увеличением высоты зондирования в соответствии с уменьшением отношения сигнал-шум на больших высотах. При наших измерениях в интервале высот 10–20 км ошибка измерений $\beta_a^*(H)$ и $R(H)$ изменяется от 3 до 4%, а на высотах 30 км увеличивается до 6,5%.

Информация о рассеивающих свойствах СА на различных длинах волн позволяет определять микроструктурные характеристики рассеивающих частиц (распределение геометрического сечения частиц по размерам, счетная концентрация, средний радиус, площадь поверхности частиц и др.). В последние годы для этих целей разработан лидар на длинах волн зондирования 355, 532 и 683 нм, где 355 нм — третья гармоника основной частоты (1064 нм) Nd:YAG-лазера, 532 — вторая гармоника, 683 — первая стоксова компонента преобразования излучения на длине волны 532 нм на основе эффекта вынужденного комбинационного рассеяния (ВКР) в ячейке с водородом высокого давления [10]. Используется Nd:YAG-лазер — модель LS-2132T-LBO Минской фирмы LOTIS-TH. При давлении водорода в ВКР-ячейке 12–14 атм на выходе лидарного передатчика реализуется энергия на длине волны 532 нм — 70 мДж, на длинах волн 355 и 683 нм — около 25 мДж при частоте повторения импульсов 20 Гц. Оптические лидарные сигналы регистрируются приемным телескопом, который собран по схеме Ньютона на основе зеркала диаметром 30 см. Фотоэлектронная регистрация лидарных сигналов проводится в режиме счета импульсов фототока. Накопление лидарного сигнала осуществляется по 30–50 тысячам лазерных выстрелов, что соответствует времени накопления ~25–50 мин.

Наиболее наглядное представление об аэрозольной стратификации дают измеряемые профили $R(H)$, которые отражают распределение относительного содержания аэрозоля по высоте и показывают выраженные аэрозольные слои. Критерием повышенного содержания СА является превышение модельных значений $R(H)$, которые получены на основе массива данных многолетних измерений в условиях фонового, не возмущенного вулканиче-

скими извержениями состояния стратосферы. Общую картину временной динамики аэрозольного наполнения стратосферы дает ряд долговременных измерений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния, который рассчитывается нами для диапазона высот 15–30 км.

Для идентификации возможного источника аэрозольных возмущений анализируются сообщения электронных ресурсов вулканических обсерваторий о взрывных извержениях вулканов и осуществляется траекторный анализ переноса воздушных масс в диапазоне высот регистрации аэрозольных аномалий между точкой наблюдений и точкой расположения вулкана. Для траекторного анализа переноса воздушных масс в стратосфере применяется метод построения прямых и обратных траекторий с использованием модели NOAA HYSPLIT MODEL, которая представлена на сайте <http://www.ready.noaa.gov>.

2. Региональная эмпирическая модель фонового стратосферного аэрозоля

С 1997 г., когда произошла релаксация аэрозольного возмущения стратосферы продуктами извержения влк. Пинатубо (июнь 1991 г.), в глобальной стратосфере [11], в том числе над Томском [12], наблюдалось фоновое состояние САС в условиях длительного вулканически спокойного периода (ДВСП) с практически нулевым трендом изменений содержания СА за 10 лет вплоть до октября 2006 г. Подобное состояние стратосферы в условиях ДВСП впервые исследовалось с использованием современных наземных и космических средств наблюдений. По данным непрерывного ряда наблюдений 2000–2005 гг. были построены статистические сезонные модели вертикального распределения оптических характеристик САС для фонового состояния стратосферы [13]. В октябре 2006 г. ДВСП был прерван извержением вулкана тропического пояса Рабаул (Папуа—Новая Гвинея), высота выброса которого 7 октября достигала 18 км.

Разработанная модель фонового СА использовалась для анализа процесса развития и релаксации повышенного содержания аэрозоля в стратосфере над Томском, которое наблюдалось в осенне-зимний период 2006/07 г. [14]. Далее фоновое состояние стратосферы сохранялось до июля 2008 г. Сезонная модель фонового СА, дополненная данными измерений 2007/08 г., представлена на рис. 1 в виде высотных профилей $R(H)$. Обозначения на рис. 1 «зима» и «лето» подразумевают фактически «зима+весна» и «лето+осень» и включают соответственно месяцы с ноября по апрель и с мая по октябрь. Такое деление было принято с учетом особенностей общей циркуляции атмосферы и исходя из наблюдаемых средних различий содержания аэрозоля в эти периоды. Всего было обработано 118 профилей для зимне-весеннего (ноябрь—апрель) и 79 профилей для летне-осеннего (май—октябрь) периодов, при этом каждый профиль получен ус-

реднением 2–3 профилей снятых за одну ночь измерений. Лидарные измерения в стратосфере с регистрацией сигналов в режиме счета импульсов фототока ведутся только в ночное время суток, для того чтобы избежать фоновых засветок дневного неба. Поэтому в летних условиях измеряемых профилей обычно меньше, чем для зимнего периода.

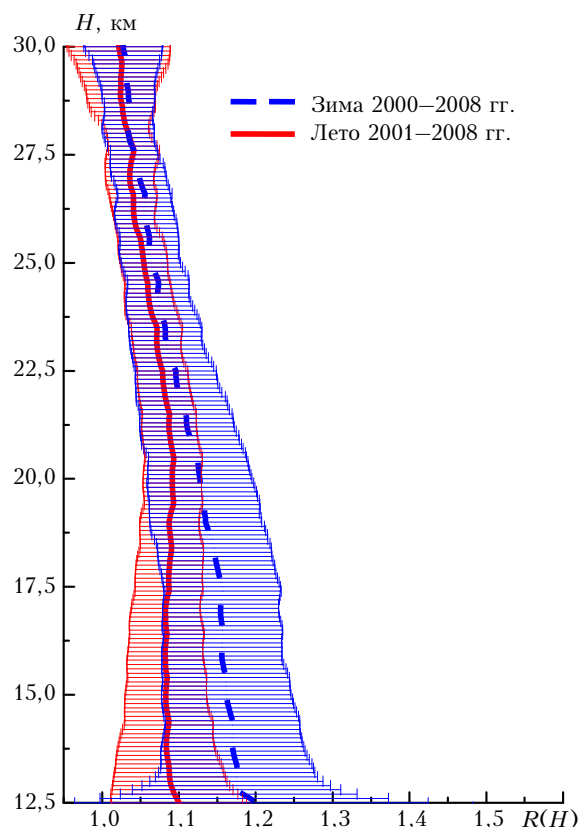


Рис. 1. Усредненные сезонные профили отношения рассеяния на длине волны 532 нм за 2000–2008 гг. Горизонтальными линиями показаны коридоры СКО

Летне-осенние профили в основном характеризуются равномерным по высоте содержанием аэрозолей и определяются минимальными значениями $R(H) \sim 1,05\text{--}1,1$. Для зимне-весеннего периода в нижней части стратосферы, до высот ~ 20 км, наблюдается некоторое увеличение аэрозольного содержания по сравнению с летне-осенним периодом с ростом $R(H)$ до значений $1,15\text{--}1,2$. При этом в пределах коридоров среднеквадратических отклонений (СКО) профили $R(H)$ двух периодов совпадают.

Наблюдаемые сезонные различия в содержании среднеширотного СА объясняются тем, что 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 [15]. С использованием массива данных измерений 2000–2008 гг. для всех сезонов был сформирован средний фоновый профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм для стратосферы средних широт Томска, который представлен на рис. 2.

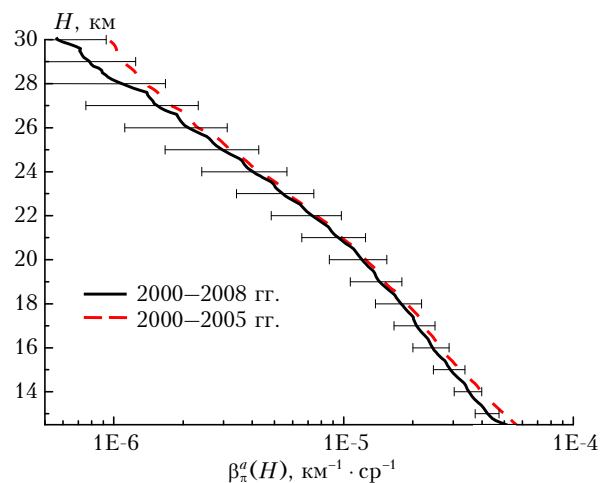


Рис. 2. Средний фоновый профиль коэффициента обратного аэрозольного рассеяния на длине волны 532 нм по данным измерений 2000–2005 и 2000–2008 гг. Горизонтальными линиями показаны коридоры СКО для профиля 2000–2008 гг.

Профиль представлен в сравнении с нашей моделью для фонового периода 2000–2005 гг. [13]. По сравнению с моделью [13] значения $\beta_{\pi}^a(H)$ стали несколько меньше во всем высотном диапазоне, при этом в верхних слоях САС (выше 20 км) произошло более интенсивное очищение стратосферы от аэрозолей за счет укрупнения мелких частиц и их седиментации. Эмпирическая модель 2000–2008 гг. в представленном высотном диапазоне хорошо аппроксимируется функцией

$$\beta_{\pi}^a(H) = 6,33 \cdot 10^{-4} e^{-0,2H} - 7,86 \cdot 10^{-7}.$$

На основе фоновой модели определялись периоды повышенного содержания СА после дальнейших вулканических извержений. При этом в качестве критерия повышенного содержания СА рассматриваются значения $R(H)$, превышающие коридоры СКО значений $R(H)$ фонового модельного профиля для соответствующего сезона.

3. Изменения аэрозольного содержания стратосферы в 2006–2010 гг.

Хронология извержений вулканов в 2006–2010 гг., после которых над Томском регистрировалось повышенное содержание СА, представлена в таблице.

Характерно, что первые 5 вулканов из перечисленных в таблице относятся к поясу вулканической активности, расположенному вдоль границ Тихоокеанской литосферной плиты, так называемое Тихоокеанское «огненное кольцо». Вероятно, что тектонические процессы одной природы вызвали вулканические извержения «огненного кольца» в 2006–2009 гг. и стали причиной трагического землетрясения и цунами на Тихоокеанском побережье Японии и других стран в марте 2011 г.

Хронология вулканических извержений, следы которых регистрировались в стратосфере над Томском в 2006–2010 гг.

Вулкан	Широта	Долгота	Дата	Период аэрозольного возмущения стратосферы
Рабаул (Папуа–Новая Гвинея)	4,3° ю.ш.	152,2° в.д.	6 октября 2006 г.	конец октября 2006 – зима 2006/07 г.
Окмок (Алеутские острова)	53,4° с.ш.	168,1° з.д.	12 июля 2008 г.	конец июля – осень 2008 г.
Касаточи (Алеутские острова)	52,2° с.ш.	175,5° з.д.	6–8 августа 2008 г.	
Редоубт (Аляска)	60,5° с.ш.	152,7° з.д.	18 марта – 4 апреля 2009 г.	апрель – май 2009 г.
Пик Сарычева (Курильские острова)	48,1° с.ш.	153,2° в.д.	12–16 июня 2009 г.	июль – декабрь 2009 г.
Эйяфьятлайокудль (Исландия)	63,6° с.ш.	19,6° з.д.	14 апреля 2010 г.	незначительное возмущение нижней стратосферы в конце апреля 2010 г.

Временной ход интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\beta_{\pi}^a(H)$, определенный по данным зондирования на длине волны 532 нм, показан на рис. 3.

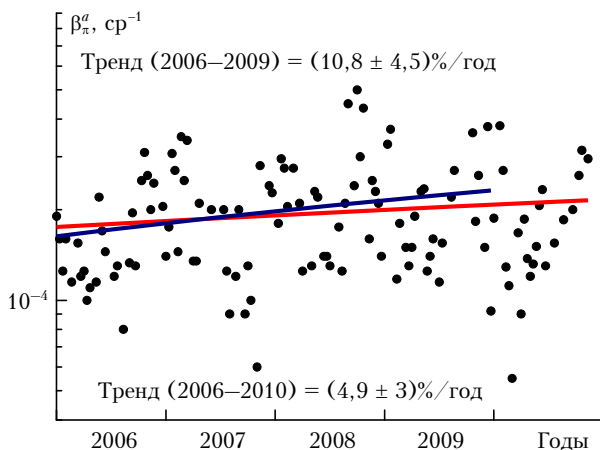


Рис. 3. Динамика изменений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в высотном диапазоне 15–30 км над Томском в 2006–2010 гг. Прямые линии – тренды роста

Здесь каждая точка обозначает усредненные данные за 10 дней измерений. Наблюдаются периодические всплески увеличения аэрозольного содержания после очередного вулканического извержения. Тренд увеличения содержания СА (величина β_{π}^a) за период вулканической активности 2006–2009 гг. статистически значим и составил $(10,8 \pm 4,5)\%$ в год при СКО = $8,3 \cdot 10^{-5}$, доверительная вероятность $P = 0,02$. За период 2006–2010 гг. наблюдается уменьшение тренда роста $(4,9 \pm 3)\%$ в год при СКО = $8,4 \cdot 10^{-5}$ и $P = 0,13$, поскольку в 2010 г. следов взрывных извержений вулканов в стратосфере над Томском не наблюдалось.

При анализе вероятности распространения продуктов извержения вулкана в конкретную точку наблюдений необходимо учитывать, что, как правило: продукты извержения тропического пояса

распространяются со временем по всему глобусу, средних широт – в полушарии, в котором произошло извержение, а высоких широт – переносятся преимущественно полярным переносом в соответствующий полярный регион. Кроме того, скорость распространения продуктов извержения от вулканов тропического пояса зависит от сезона и фазы квазидвухлетней цикличности (КДЦ) зональных ветров экваториальной стратосферы. Перенос из тропического резервуара в средние и высокие широты усиливается в зимний период и в западной фазе КДЦ [15]. После извержения вулкана тропического пояса Рабаул быстрое, заметное в Томске увеличение аэрозольного наполнения нижней стратосферы наблюдалось уже через 10 дней и сохранялось до начала весны 2007 г. [14]. Этому способствовал и тот факт, что время извержения и последующий период характеризовались западной фазой КДЦ зонального тропического ветра.

В июле–августе 2008 г. фоновое состояние САС вновь было прервано взрывными извержениями среднеширотных вулканов Алеутских островов Окмок и Касаточи. На рис. 4 показаны примеры высотных профилей отношения рассеяния $R(H)$, которые зарегистрированы после извержений влк. Рабаул, Окмок и Касаточи. Профили отражают относительное содержание аэрозолей и их высотную стратификацию.

На рис. 5 приведен пример обратной траектории движения воздушных масс в стратосфере от Томска с высоты 15,5 км, где 8 августа 2008 г. наблюдался выраженный аэрозольный слой (см. рис. 4). На картах траекторий указывается универсальное глобальное время (по Гринвичу) – UTC. Исходя из возможностей построения модели, траектория приводится для двух последовательных временных промежутков (рис. 5). Анализ траектории показывает, что воздушные массы 8 августа пришли в Томск из региона Алеутских островов, где расположен влк. Окмок и где распространялись продукты его извержения после 12 июля. Аналогичный анализ проводился и для случаев наблюдения аэрозольных слоев от других вулканов.

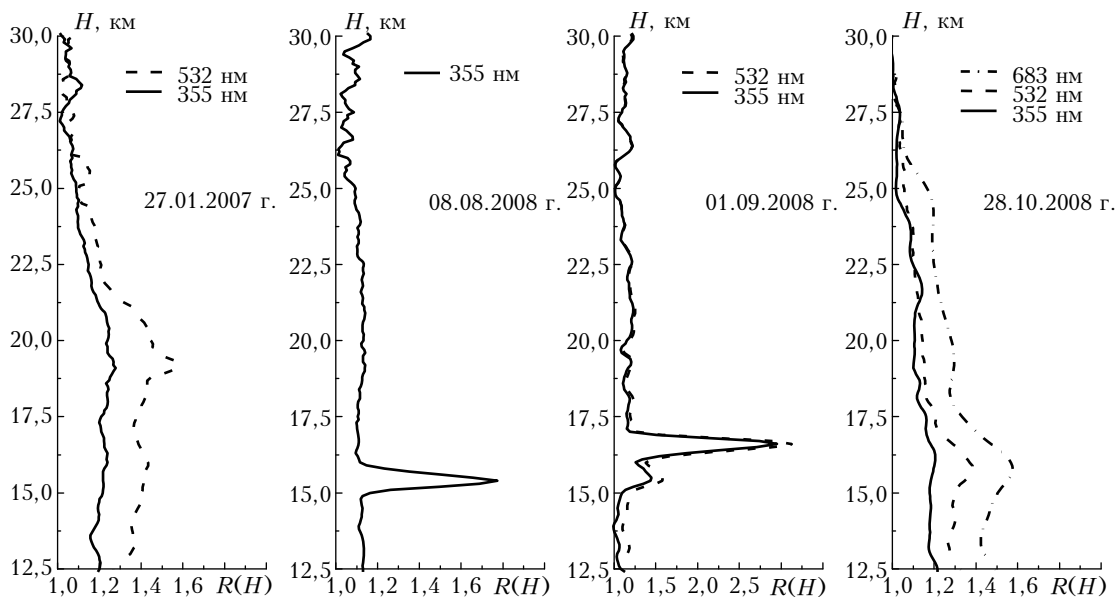


Рис. 4. Примеры высотных профилей $R(H)$ в стратосфере над Томском после извержений вулканов Рабаул, Окмок и Касаточи

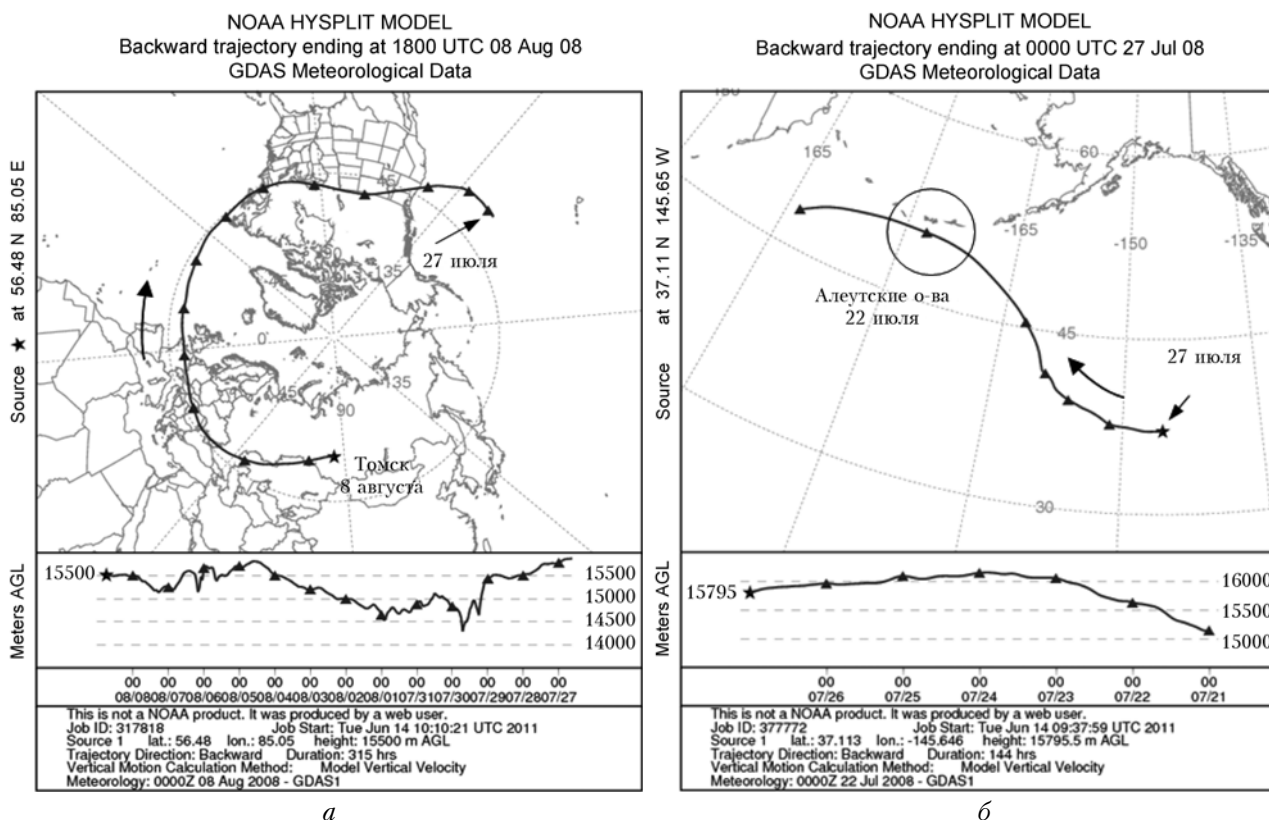


Рис. 5. Обратные траектории движения воздушных масс от Томска с высоты 15,5 км на момент измерений 18:00 UTC от 8 августа 2008 г.: а – начало траектории, б – ее продолжение

После извержений влк. Окмок и Касаточи на сети лидарных станций стран СНГ по исследованиям атмосферного озона и аэрозоля (CIS-LiNet) аэрозольное возмущение стратосферы наблюдалось в пунктах измерений Минск (53,9° с.ш.; 27,4° в.д.), Томск и Владивосток (43,0° с.ш.; 131,9° в.д.) до конца 2008 г. Результаты этих измерений, а также

экспедиционных измерений Института оптики атмосферы в пустыне Гоби подробно рассматриваются совместно с траекторным анализом движения воздушных масс в [16].

Весной 2009 г. в стратосфере над Томском вновь наблюдались аэрозольные слои (рис. 6) после серии извержений влк. Редоубт в марте–апреле

2009 г. Наблюдалось общее увеличение аэрозольного содержания в нижней стратосфере, значения R на длине волны зондирования 532 нм увеличивались до 1,3–1,4 против 1,1–1,15 фоновых значений. При этом 6 мая 2009 г. наблюдались выраженные аэрозольные слои на высотах ~14–16 км.

Фоновое состояние, характеризуемое значениями $R \sim 1,1$, вновь наблюдается в июне 2009 г. В дальнейшем происходит формирование выраженных аэрозольных слоев на высотах 13–17 км (рис. 7).

Появление этих слоев связано с извержением влк. Пик Сарычева на Курилах, которое произошло 12–16 июня с высотой выброса продуктов извер-

жения до 16 км. Следы извержения этого вулкана наблюдаются практически до конца 2009 г. В отличие от наблюдаемых аэрозольных слоев предыдущих вулканов, которые имели прерывный характер прохождения над Томском, в августе – сентябре 2009 г. наблюдалась устойчивая аэрозольная стратификация. Профили отношения рассеяния за август показаны на рис. 7.

Аэрозольные возмущения стратосферы, вызванные вулканическими извержениями 2006–2009 гг., регистрировались спутниковым лидаром CALIPSO, пунктами наблюдений Европейской лидарной сети по исследованиям аэрозоля EARLINET и другими отдельными лидарными обсерваториями [17–20].

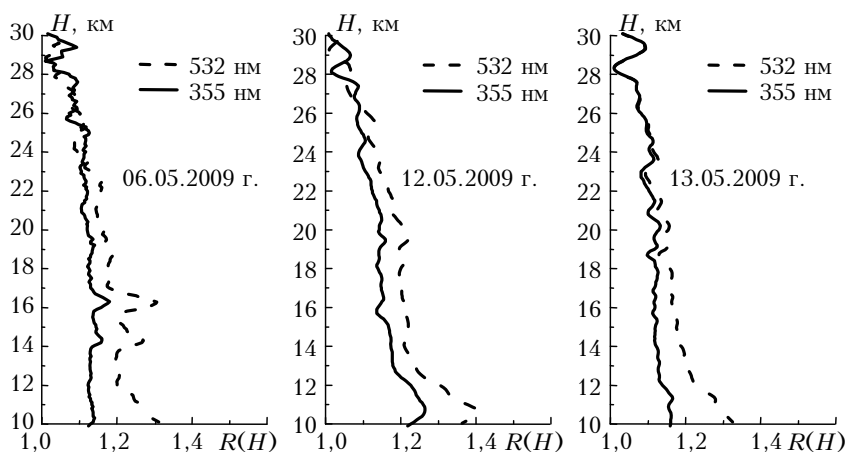


Рис. 6. Высотные профили $R(H)$ над Томском в мае 2009 г.

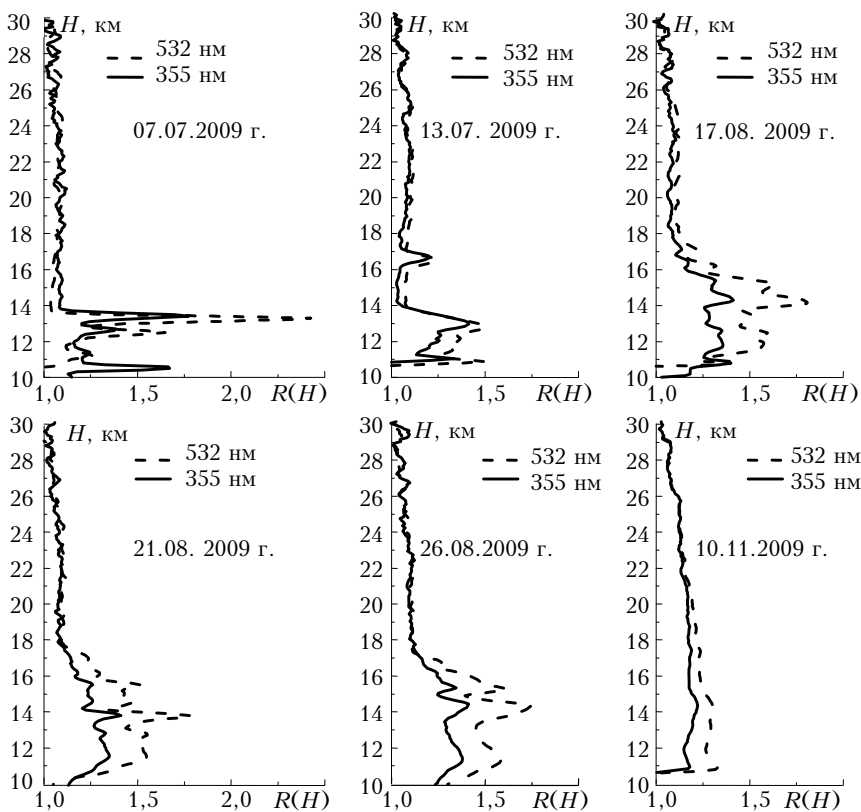


Рис. 7. Высотные профили $R(H)$ над Томском в июле–ноябре 2009 г.

В конце апреля 2010 г. в атмосфере над Томском наблюдались аномальные аэрозольные образования, связанные с переносом продуктов извержения влк. Эйяфьятлайокудль (Исландия, 14 апреля 2010 г.). Первые следы извержения были зарегистрированы в тропосфере над Томском 19 апреля. Выраженные аэрозольные слои наблюдались на высоте до 10 км. В целом вулканогенный аэрозоль находился в тропосфере до конца апреля, в стратосферу проник незначительно, заметных долговременных радиационно-температурных эффектов оказать не мог. Аэрозольные возмущения тропосферы и нижней стратосферы после извержения влк. Эйяфьятлайокудль регистрировались в Томске также поляризационным лидаром Томского государственного университета и в г. Сургуте (61,3° с.ш.; 73,4° в.д.) лидаром Сургутского государственного университета. Результаты совместных измерений ИОА СО РАН, ТГУ и СурГУ рассматриваются в [21].

Из обращения спектральных зависимостей измеренных коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на длинах волн зондирования 355, 532 и 683 нм восстанавливались данные о микроструктуре СА. На рис. 8, а приведен пример восстановления высотных профилей счетной концентрации частиц радиусом более 0,15 мкм для условий вулканического возмущения стратосферы (влк. Омок и Касаточи) 10 октября 2008 г. и для фоновых условий 15 января 2009 г. на рис. 8, б.

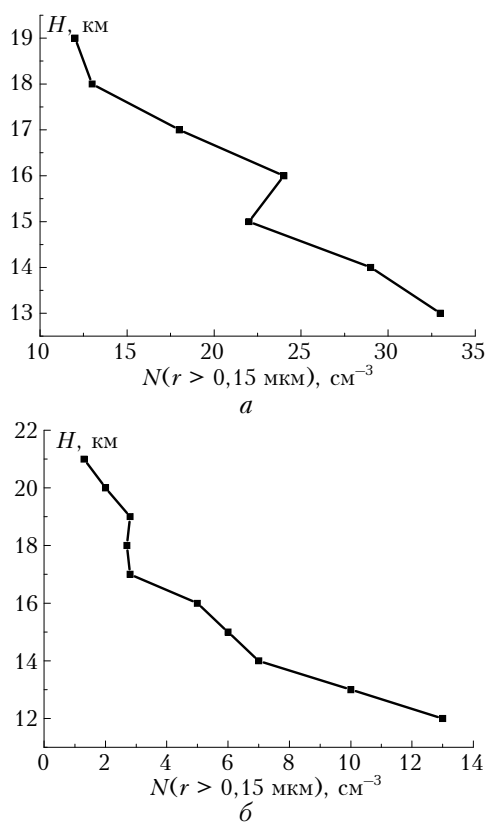


Рис. 8. Высотные профили счетной концентрации частиц радиусом более 0,15 мкм, восстановленные по данным лазерного зондирования на длинах волн 355, 532 и 683 нм 10 октября 2008 г. (а) и 15 января 2009 г. (б)

Для фоновых условий счетная концентрация частиц радиусом более 0,15 мкм $N(r > 0,15) \text{ см}^{-3}$ составляет 1–5 см^{-3} на высотах 16 км и более, а в условиях вулканического возмущения стратосферы в районе максимума слоя вулканогенного аэрозоля ~16 км концентрация частиц значительно больше, ~20 см^{-3} . Подробное рассмотрение микроструктурных характеристик СА, техники и методики их определения приводится в [10].

4. Стратосферный аэрозоль и тренды изменений общего содержания озона

Регистрируемое современными наземными и спутниковыми средствами измерений общее содержание озона (СО) значительно уменьшалось с начала 1980-х до середины 1990-х гг. Спад до середины 90-х гг. принято связывать с химическим разрушением озона вследствие роста концентраций озоноразрушающих веществ (ОРВ) в стратосфере. Со второй половины 1990-х гг. по настоящее время практически повсеместно наблюдается [22–24] прекращение деструкции озонового слоя или же намечается тренд роста СО, что особенно заметно в средних и высоких широтах Северного полушария. Тем не менее, как отмечается в последних документах Всемирной метеорологической организации (WMO) по исследованиям и мониторингу общего содержания озона, средняя величина СО в 2006–2009 гг. остается ниже на 3,5%, чем средняя глобальная величина по планете в 1964–1980 гг., и на 2,5% меньше, чем средняя для широтного пояса 60° ю.ш.–60° с.ш. [24]. Прогнозируется, что СО вернется к уровню 1980 г. в период 2035–2050 гг. Одновременно со стабилизацией и ростом СО наметились стабилизация и спад величины эффективного эквивалента стратосферного хлора, которая характеризует концентрацию ОРВ, и росла примерно до 1996 г. Тенденцию стабилизации и спада преимущественно связывают с реализацией Международного Монреальского протокола и последующих поправок к нему, которые начали действовать с 1989 г. и предусматривают ограничение производства и выбросов в атмосферу ОРВ.

Однако привязка озонного тренда только к изменениям ОРВ является неоднозначной задачей в связи с многообразием факторов, дающих собственный вклад в изменчивость и тренды озона, в частности в средних широтах. Выделяют и рассматривают следующие основные факторы, которые могут иметь характер кратковременного или долговременного природного и антропогенного воздействия: химические атмосферные процессы, атмосферная динамика, температурно-климатические изменения, солнечная активность, вулканические возмущения стратосферы.

Эти процессы, в свою очередь, в той или иной степени взаимосвязаны, и усиление или ослабление одного фактора может влиять на изменение степени влияния другого фактора и, в конечном итоге, на изменения содержания озона в определенных

регионах. Процессы восстановления озона существенно зависят от температуры и интенсивности стратосферного переноса, от климатических изменений в целом, которые претерпели значительные изменения с 80-х гг. XX в. [25–28], в том числе в результате роста концентрации парниковых газов [29–31].

Несомненно влияние на уровень ОСО повышенного содержания стратосферного аэрозоля после взрывных вулканических извержений [3–5, 32, 33]. Рекордно низкие значения ОСО в 1992–1993 гг. совпали с периодом максимального аэрозольного загрязнения стратосферы продуктами извержения влк. Пинатубо. Стабилизация и рост ОСО со 2-й половины 1990-х гг. совпадают с минимальным фоновым содержанием СА, которое наблюдалось с 1997 по 2006 г. в условиях длительного вулканически спокойного периода.

На рис. 9 представлено поведение временного ряда ОСО над Томском за период 1979–2010 гг.

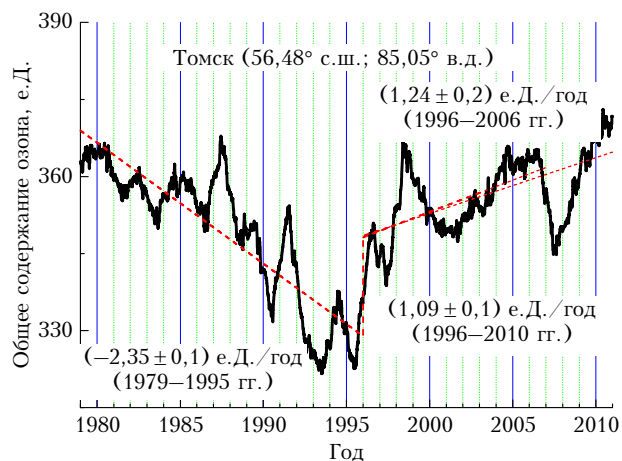


Рис. 9. Временной ряд общего содержания озона для Томска, построенный с использованием спутниковых данных (до 1993 г.) и данных озонметра М-124 (1994–2010 гг.). Пунктирные линии — линейные тренды соответствующих периодов

Для этого использовались данные спутниковых измерений аппаратурой TOMS: спутники Nimbus-7 (1979–1992 гг.), Meteor (1993 г.) [34] и данные наземных спектрофотометрических измерений озонметром М-124 (1994–2010 гг.) в ИОА СО РАН. Данные спутниковых и наших наземных измерений удовлетворительно согласуются, расхождение составляет ~1,1% [35]. Тренды строились отдельно для периодов 1979–1995, 1996–2006 и 1996–2010 гг. Перед нахождением трендов из годового ряда удалялась сезонная зависимость и прибавлялось среднее значение за год. При построении временной ряд сглаживался по 365 точкам.

Из рис. 9 видно, что во временном ходе присутствуют две зависимости: отрицательный линейный тренд, составляющий $(-2,35 \pm 0,1)$ е.д. в год для периода 1979–1995 гг., и положительный тренд, составляющий $(1,24 \pm 0,2)$ е.д. в год для периода 1996–2006 гг. Тренд для периода 1996–2010 гг. также положительный, но уменьшается и составляет $(1,09 \pm 0,1)$ е.д. в год. Уменьшение тренда роста ОСО за период 1996–2010 гг. по сравнению с трендом

роста за период 1996–2006 гг. может быть связано с влиянием рассматриваемых периодов повышенного содержания стратосферного аэрозоля в результате активности вулканов Тихоокеанского «огненного кольца» на деструкцию озона.

По данным наземной сети озонметров М-124 и спутниковых измерений, подобный качественный ход изменений ОСО наблюдается над всей территорией России [37]. В работе [37] показано, что в период 1979–1995 гг. наблюдался отрицательный тренд ОСО, а в период 1996–2007 гг. — близкий к нему по абсолютной величине положительный; высказано предположение, что положительный тренд ОСО в период 1996–2007 гг. обусловлен не изменением в стратосфере концентраций соединений хлора и брома, а является следствием происходящих в атмосфере климатических изменений.

Серия рассматриваемых вулканов была сравнительно малой мощности (по массе инжектированной в стратосферу двуокиси серы почти на 2 порядка меньше, чем после влк. Пинатубо) и сопровождалась кратковременными увеличениями содержания СА длительностью до нескольких месяцев. После извержения влк. Пинатубо, когда в стратосферу было инжектировано около 17–20 Мт двуокиси серы, уменьшение ОСО наблюдалось в течение нескольких лет. После извержения влк. Рабаул в стратосферу было выброшено, по оценкам [36], около 0,13 Мт двуокиси серы, после извержения влк. Пик Сарычева в верхнюю тропосферу — стратосферу инжектировано 0,2 Мт [17]. Тем не менее наблюдались незначительные кратковременные изменения ОСО. Так, после извержения влк. Рабаул, в период максимального аэрозольного возмущения стратосферы в январе — феврале 2007 г., на широте Томска наблюдалась статистически значимая отрицательная корреляция между изменениями содержания стратосферного аэрозоля и ОСО [5]. Эти кратковременные изменения ОСО не сказались на его общем тренде роста по 2010 г., но тренд роста замедлился.

В независимости от остающихся дискуссионными причин наметившейся стабилизации и роста ОСО — или это результат реализации Монреальского протокола, или того, что стратосфера с 1997 г. находится в условиях длительного вулканически спокойного периода с минимальным содержанием СА, или это следствие климатических изменений, необходимо делать прогнозные оценки возможного влияния дополнительного аэрозоля природного или антропогенного происхождения на состояние озонового слоя Земли, который является природным щитом биосферы Земли от коротковолновой УФ-солнечной радиации.

Заключение

По данным регулярных лидарных наблюдений стратосферного аэрозольного слоя в средних широтах Томска выделены периоды повышенного аэрозольного содержания в стратосфере, связанные с взрывными извержениями вулканов Тихоокеанского «огненного кольца»: Рабаул (октябрь 2006 г.),

Окмок (июль 2008 г.), Касаточи (август 2008 г.), Редоубт (март–апрель 2009 г.) и Пик Сарычева (июнь 2009 г.). Максимальные значения интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния стратосферы достигали в периоды повышенного содержания СА $(4-5) \cdot 10^{-4}$ ср⁻¹ против средних значений фонового периода 1997–2006 гг. $\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$ ср⁻¹, которые не поднимались выше $2,5 \cdot 10^{-4}$ ср⁻¹ даже в зимние периоды максимального аэрозольного содержания. Тренд роста ОСО за период 1996–2010 гг., который включает рассматриваемые периоды повышенного содержания аэрозоля, замедлился по сравнению с трендом роста периода минимального фонового содержания СА в 1996–2006 гг. Фоновое состояние стратосферного аэрозольного слоя, которое наблюдалось с 1997 по сентябрь 2006 г. в условиях длительного вулканически спокойного периода, прервалось, что необходимо учитывать при анализе трендов изменений фоновой компоненты стратосферного аэрозоля и стратосферных изменений в целом. С 2010 г. в стратосфере вновь наблюдается фоновое содержание аэрозоля.

Авторы выражают благодарность О.Е. Баженову за помощь в обработке данных измерений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (госконтракты № 02.740.11.0674; 14.740.11.0204 и 16.518.11.7067) и проекта Президиума СО РАН № 2.

1. 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.
2. Labitzke K. and McCormick M.P. Stratospheric temperature increases due to Pinatubo aerosols // Geophys. Res. Lett. 1992. V. 19, N 2. P. 207–210.
3. Hofmann D.J., Solomon S. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon // J. Geophys. Res. D. 1989. V. 94, N 4. P. 5029–5041.
4. Ansmann A., Wagner F., Wandinger U., Mattis I., G \ddot{o} rsdorf U., Dier H.-D., Reichardt J. Pinatubo aerosol and stratospheric ozone reduction: Observations over central Europe // J. Geophys. Res. D. 1996. V. 101, N 13. P. 18,775–18,785.
5. Зуев В.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Гришавев М.В., Долгий С.И., Невзоров А.В. О влиянии вулканогенного аэрозоля на изменения стратосферного озона и NO₂ по данным измерений на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 11. С. 945–951.
6. Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий аэрозолей в стратосферу: глобальные и региональные особенности отклика температуры по расчетам с КМ ИФА РАН // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 521–526.
7. Robock A., Oman L., Stenchikov G.L. Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO₂ injections // J. Geophys. Res. D. 2008. V. 113, N 16. P. 16101–16113.
8. Межерис Р. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
9. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы / Под общ. ред. В.В. Зуева. Томск: РАСКО, 2002. 352 с.
10. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Зуев В.В., Макеев А.П., Макиенко Э.В., Невзоров А.В. Измерения микроструктурных характеристик фонового и вулканогенного стратосферного аэрозоля на основе многочастотного лазерного зондирования в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.) // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 9. С. 803–810.
11. Deshler T., Anderson-Sprecher R., Jäger H., Barnes J., Hofmann D.J., Clemensha B., Simonich D., Osborn M., Grainger R.G., Godin-Beekmann S. Trends in the non-volcanic component of stratospheric aerosol over period 1971–2004 // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, D01201. doi: 10.1029/2005JD006086.
12. Зуев В.В., Баженов О.Е., Бурлаков В.Д., Невзоров А.В. Долговременные тренды, сезонные и аномальные кратковременные изменения фонового стратосферного аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 1. С. 42–47.
13. 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.
14. Зуев В.В., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В. Аномальное аэрозольное рассеяние в атмосфере над Томском в осенне-зимний период 2006/07 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 6. С. 524–530.
15. 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.
16. Зуев В.В., Балин Ю.С., Букин О.А., Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Кабашиников В.П., Невзоров А.В., Осипенко Ф.П., Павлов А.Н., Пеннер Н.Э., Самойлова С.В., Столярчук С.Ю., Чайковский А.П., Шмирко К.А. Результаты совместных лидарных наблюдений аэрозольных возмущений стратосферы на станциях сети CIS-LiNet в 2008 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 5. С. 450–456.
17. D'Amico G., Amodeo A., Boselli A., Giunta A., Madonna F., Mona L., Pappalardo G., Hayward J., Jones A., Bellouin N., Telford P. Stratospheric aerosol layers over southern Italy during the summer of 2009: lidar observations and model comparison // Proc. of the 25th Int. Laser Radar Conf. St.-Petersburg, 5–9 July, 2010. V. 1. P. 473–476.
18. Mattis I., Seifert P., Müller D., Tesche M., Hiebsch A., Kanitz T., Schmidt J., Finger F., Ansmann A., Wandinger U. Volcanic aerosol layers observed with multi-wavelength Raman lidar over Europe since summer 2008 // Proc. of the 25th Int. Laser Radar Conf. St.-Petersburg, 5–9 July, 2010. V. 1. P. 445–448.
19. Trickl T., Giehl H., Jäger H., Fromm M. 33 years of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen (1976–2010): Proc. of the 25th Int. Laser Radar Conf. St.-Petersburg, 5–9 July, 2010. V. 1. P. 465–468.
20. Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–230.
21. Бурлаков В.Д., Долгий С.И., Невзоров А.В., Самохвалов И.В., Насонов С.В., Животенюк И.В., Ельников А.В., Назаров Е.В., Плюснин И.И., Шиханцов А.М. Следы извержения вулкана Эйяфьятлайокудль по данным лидарных наблюдений в Томске и Сургуте // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 10. С. 872–879.

22. *Weatherhead E.C., Anderson S.B.* The search for signs of recovery of the ozone layer // *Nature (Gr. Brit.)*. 2006. V. 441. doi:10.1038. P. 39–45.
23. *World Meteorological Organization (WMO)/United Nations Environment Programme (UNEP): Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report N 50. Geneva, Switzerland, 2007.
24. *World Meteorological Organization. Global Ozone Research and Monitoring Project—Report No. 52* Scientific Assessment of ozone Depletion: 2010 Pursuant to Article 6 of the Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer. Geneva, Switzerland.
25. *Eyring V., Waugh D.W., Bodeker G.E., Cordero E., Akiyoshi H., Austin J., Beagley S.R., Boville B.A., Braesicke P., Bruhl C., Butchart N., Chipperfield M.P., Dameris M., Deckert R., Deushi M., Frith S.M., Garcia R.R., Gettelman A., Giorgetta M.A., Kinnison D.E., Mancini E., Manzini E., Marsh D.R., Matthes S., Nagashima T., Newman P.A., Nielsen J.E., Pawson S., Pitari G., Plummer D.A., Rozanov E., Schraner M., Scinocca J.F., Semeniuk K., Shepherd T.G., Shibata K., Steil B., Stolarski R.S., Tian W., Yoshiki M.* Multi-model projections of stratospheric ozone in the 21st century // *J. Geophys. Res. D*. 2007. V. 112, N 16303. doi: 10.1029/2006JD008332.
26. *Shepherd T.G.* Dynamics, stratospheric ozone, and climate change // *ATMOSPHERE—OCEAN*. 2008. V. 46, N 1. P. 117–138. doi:10.3137/ao.460106.
27. *Waugh D.W., Oman L., Kawa S.R., Stolarski R.S., Pawson S., Douglass A.R., Newman P.A., Nielsen J.E.* Impacts of climate change on stratospheric ozone recovery // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, N L03805. doi:10.1029/2008GL036223.
28. *Dhomse S., Weber M., Wohltmann I., Rex M., Burrows J.P.* On the possible causes of recent increases in northern hemispheric total ozone from a statistical analysis of satellite data from 1979 to 2003 // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6. P. 1165–1180.
29. *Jonsson A.I., De Grandpre J., Fomichev V.I., McConnell J.C., Beagley S.R.* Doubled CO₂-induced cooling in the middle atmosphere: photochemical analysis of the ozone radiative feedback // *J. Geophys. Res. D*. 2004. V. 109. N 24103.
30. *Butchart N., Scaife A.A., Bourqui M., de Grandpre J., Hare S.H.E., Kettleborough J., Langematz U., Manzini E., Sassi F., Shibata K., Shindell D., Sigmond M.* Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation // *Climate Dyn.* 2006. V. 27. P. 727–741.
31. *Eichelberger S.J., Hartmann D.L.* Changes in the strength of the Brewer–Dobson circulation in a simple AGCM // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. N 15807. doi:10.1029/2005GL022924.
32. *Hofmann D., Oltmans S., Komhyr W., Harris J., Lathrop J., Langford A., Deshler T., Johnson B., Torres A., Matthews W.* Ozone loss in the lower stratosphere over the United States in 1992–1993: Evidence for heterogeneous chemistry on the Pinatubo aerosols // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21, N 811. P. 65–68.
33. *Зуев В.В., Зуева Н.Е.* Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // *Оптика атмосф. и океана*. 2011. Т. 24, № 1. С. 30–34.
34. *URL: http://toms.gsfc.nasa.gov/*
35. *Баженов О.Е.* Долговременные тренды изменений общего содержания озона по данным наземных (Томск: 56,48° с.ш., 85,05° в.д.) и спутниковых измерений // *Оптика атмосф. и океана*. 2011. Т. 24, № 9. С. 770–774.
36. *Prata A.J., Bernardo C.* Retrieval of volcanic SO₂ column abundance from Atmospheric Infrared Sounder data // *J. Geophys. Res. D*. 2007. V. 112, N 20204. doi: 10.1029/2006JD007955.
37. *Звягинцев А.М., Ананьев Л.Б., Артамонова А.А.* Изменчивость общего содержания озона над территорией России в 1973–2008 гг. // *Оптика атмосф. и океана*. 2010. Т. 23, № 3. С. 190–195.

V.D. Burlakov, S.I. Dolgii, A.V. Nevzorov. **Lidar observations of the stratosphere aerosol disturbances over Tomsk (56.5° N; 85.0° E) in period of volcanic activity of 2006–2010.**

We generalize and analyze the results of lidar measurements (Tomsk: 56.5° N; 85.0° E) of the optical and microstructure characteristics of the stratospheric aerosol layer (SAL) in 2006–2010 period of volcanic activity. The background SAL state with a minimum aerosol content, which had been observed since 1997 under conditions of long-term volcanically quiet period, was interrupted in October 2006 by a series of explosive eruptions of Pacific “Ring of Fire” volcanoes: Rabaul (October 2006, New Guinea); Okmok and Kasatochi (July–August 2008, Aleutian Islands); Redoubt (March–April 2009, Alaska); and Sarychev Peak (June 2009, Kuril Islands). A short-term insignificant disturbance of the lower stratosphere was also observed in April 2010 after eruption of Iceland’s Eyjafjallajökull volcano. A regional empirical model of the vertical distribution of the optical characteristics of background SAL, developed by us, was used to identify the periods of elevated stratospheric aerosol content after each of the volcanic eruptions. Trends of variations in the total ozone content are also considered.