

О влиянии вулканогенного аэрозоля на изменения стратосферного озона и NO_2 по данным измерений на Сибирской лидарной станции

В.В. Зуев, О.Е. Баженов, В.Д. Бурлаков, М.В. Гришаев,
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 19.05.2008 г.

Рассматриваются изменения стратосферного озона и диоксида азота (одна из ключевых составляющих каталитического азотного цикла разрушения озона) после мощного извержения влк. Пинатубо (июнь, 1991), а также после сравнительно слабого извержения влк. Рабаул (октябрь, 2006) на основе данных измерений, полученных на Сибирской лидарной станции Института оптики атмосферы СО РАН в Томске (56,5° с.ш., 85,0° в.д.). Отмечается, что предлагаемое в последнее время искусственное увеличение содержания стратосферного аэрозоля для компенсации глобального тепличного эффекта может привести к неконтролируемому нарушению химического баланса стратосферы и к деструкции стратосферного озонового слоя.

Ключевые слова: стратосфера, вулканический аэрозоль, озон, диоксид азота.

Введение

На состояние стратосферного озонового слоя, где сосредоточено более 85% всего атмосферного озона, оказывают влияние следующие факторы: химические процессы, атмосферная динамика, температура, солнечная активность, крупные вулканические извержения. Выраженная депрессия стратосферного озона наблюдается после мощных взрывных извержений вулканов, когда серосодержащие газы выбрасываются непосредственно в стратосферу и образуют там серноокислотный аэрозоль (в среднем, 75%-й раствор серной кислоты в воде). После крупнейших в XX в. извержений влк. Агунг (март, 1963), Эль-Чичон (март–апрель, 1982), Пинатубо (июнь, 1991) заметное глобальное уменьшение озона наблюдалось в течение нескольких лет после извержений [1–5]. Уменьшение общего содержания озона (ОСО) в атмосфере после извержения влк. Пинатубо составляло 10–15% и было наибольшим в средних и высоких широтах Северного полушария. При этом наиболее выраженная депрессия озона до 30%-го уменьшения регистрировалась в центральной части слоя пинатубного аэрозоля (15–20 км). Депрессия происходит в результате гетерогенных химических реакций разрушения озона на увеличенной поверхности образу-

ющегося в течение нескольких месяцев после извержения стратосферного аэрозоля (СА). Кроме того, после мощных вулканических извержений нарушаются радиационно-температурный режим и общая циркуляция атмосферы, что, в свою очередь, влияет на высотные и пространственные изменения в распределении стратосферного озона.

Уровень содержания стратосферного озона значительно уменьшался до середины 1990-х гг., особенно в области полюсов. С конца 1990-х по настоящее время практически повсеместно наблюдается [6] прекращение деструкции озонового слоя или же намечается слабый тренд роста ОСО, что особенно заметно в средних и высоких широтах Северного полушария. Одновременно наметилось уменьшение содержания озоноразрушающих хлорных и бромных соединений в стратосфере [6], что иногда связывают с реализацией международного Монреальского протокола (1987 г.) и последующих соглашений, которые ограничивают производство и выброс в атмосферу озоноразрушающих соединений.

Однако большое время жизни уже выброшенных в атмосферу фреонов (более 80 лет) не позволяет объяснить быстрых темпов современного восстановления озонового слоя. Следовательно, необходимо рассматривать все факторы, влияющие на изменения озонового слоя. Период регистрируемых изменений ОСО совпадает с длительным вулканически спокойным периодом отсутствия мощных взрывных извержений (последнее — влк. Пинатубо в июне 1991 г.), который с 1997 г. характеризуется минимальным уровнем фонового содержания СА за более чем 30-летний период регулярных наблюдений

* Владимир Владимирович Зуев (ref_zuev@iao.ru); Олег Елсеевич Баженов (boe@iao.ru); Владимир Дмитриевич Бурлаков (burlakov@iao.ru); Михаил Владиславович Гришаев (grishaev@iao.ru); Сергей Иванович Долгий (dolgii@iao.ru); Алексей Викторович Невзоров (nevzorov@iao.ru).

за стратосферным аэрозольным слоем с использованием современных наземных и космических средств измерений.

На основе данных измерений, полученных на Сибирской лидарной станции (СЛС) Института оптики атмосферы СО РАН в Томске (56,5° с.ш.; 85,0° в.д.), в статье рассматриваются механизмы изменений стратосферного озона и компонент озоновых циклов в стратосфере как после мощного извержения влк. Пинатубо, так и после сравнительно слабого извержения влк. Рабаул (октябрь, 2006).

1. Техника и методика измерений

В статье используются данные лидарных измерений характеристик стратосферного аэрозольного слоя (САС) и стратосферного озона; спектрофотометрических измерений общего содержания озона в атмосфере, а также общего содержания и вертикального распределения диоксида азота в стратосфере. Из данных лазерного зондирования САС на длине волны 532 нм определяется интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния B_{π}^a в диапазоне высот H от 15 до 30 км. Эта величина характеризует общее аэрозольное наполнение стратосферы. Вертикальное распределение СА представляется в виде высотного профиля отношения рассеяния $R(H)$ — отношение суммы коэффициентов обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния к последнему. Ошибка измерений $R(H)$ изменяется от 3 до 4% в интервале высот 10–20 км и увеличивается до 6% на высотах 30 км. Ошибка определения B_{π}^a не более 5%. Измерения характеристик САС на СЛС осуществляются с 1986 г.

Измерения ОСО проводятся калиброванным озонометром М-124 с 1993 г. Временные ряды этих наблюдений дополняются данными измерений с помощью космической аппаратуры TOMS [8]. Данные наших наземных измерений ОСО хорошо коррелируют со спутниковыми данными TOMS [7]. Измерения вертикального распределения концентрации озона в высотном диапазоне 12–35 км осуществляются лидаром дифференциального поглощения на длинах волн зондирования 308 и 353 нм. Подобные измерения проводятся на СЛС с 1989 г.

Измерения двуокиси азота производятся с 1996 г. автоматизированным спектрофотометром [9], который регистрирует спектры рассеянного в зените солнечного излучения в диапазоне длин волн 430–450 нм. Спектры, получаемые в сумеречное время суток, когда солнечный зенитный угол изменяется в интервале от 83 до 96°, используются для расчета наклонного содержания двуокиси азота, при этом ошибка измерений составляет не более 5%. Затем в результате решения обратной задачи определяется содержание NO_2 в 5-км слоях атмосферы.

Общее содержание двуокиси азота в вертикальном столбе атмосферы находится как сумма по соответствующим слоям. В настоящей статье рассматривается общее содержание NO_2 в столбе 10–50 км. Анализ утренних и вечерних наблюдений показы-

вает регулярное превышение вечерних значений над утренними на 25%. Это отражает медленное превращение NO и NO_2 в N_2O_5 в течение ночи с последующей фотодиссоциацией N_2O_5 в NO_2 и NO днем. При этом утренние измерения отражают изменения NO_2 , происходящие в основном под влиянием динамических атмосферных процессов, а вечерние изменения — преимущественно фотохимических процессов.

2. Результаты измерений

2.1. Период аэрозольного возмущения стратосферы после извержения влк. Пинатубо, последующей релаксации и фонового состояния

На рис. 1 представлена общая динамика изменений содержания СА и ОСО по данным измерений в Томске, которые дополнены данными TOMS ранее 1993 г. Еще до извержения Пинатубо озоносфера уже находилась под действием серии более слабых взрывных извержений вулканов. Особенно наглядно видна депрессия озона в период повышенного содержания СА после извержения влк. Пинатубо. Выраженная депрессия озона регистрировалась в слоях стратосферы с повышенным содержанием вулканогенного аэрозоля [5]. Весной 1993 г. выраженных слоев вулканогенного аэрозоля уже не наблюдалось, сохранилось общее повышенное содержание аэрозоля в нижней стратосфере. На рис. 2 приведен пример типичного высотного распределения озона (кривая 1) и СА (кривая 2) этого периода.

Распределение СА представлено в виде отношения рассеяния на длине волны 353 нм. На высотах ниже 20 км (зона А на рис. 2), где сохраняется повышенное содержание аэрозоля, наблюдается пониженное содержание озона по сравнению с нашей эмпирической моделью фонового распределения озона (кривая 3), которая построена по данным измерений в период 1996–2005 гг. Выше 24 км (зона Б на рис. 2) понижение озона по сравнению с многолетним фоновым средним 1996–2005 гг. менее выражено. Возможные радиационные химические процессы, объясняющие подобные высотные изменения содержания озона, будут рассмотрены в разд. 3.

Предпинатубные значения характеристик САС стали наблюдаться в конце 1996 г., а с 1997 г. они стали даже несколько ниже. Значения ОСО восстановились к 1997 г. Так называемый новый фоновый период в условиях длительного отсутствия мощных вулканических извержений наблюдается с 1997 г. Аэрозольное наполнение стратосферы в этот период минимально и определяется фоновой невулканической компонентой СА. По данным измерений на СЛС за период 1999 – сентябрь 2006 гг. тренд изменений величины B_{π}^a статистически незначим и составил $(-1 \pm 4)\%$ в год [10], что в целом согласуется с данными шар-зондовых и лидарных измерений на других пунктах наблюдений [11] Северного и Южного полушарий, которые также показывают отсутствие выраженных долговременных изменений в уровне содержания фоновой невулканической компоненты СА.

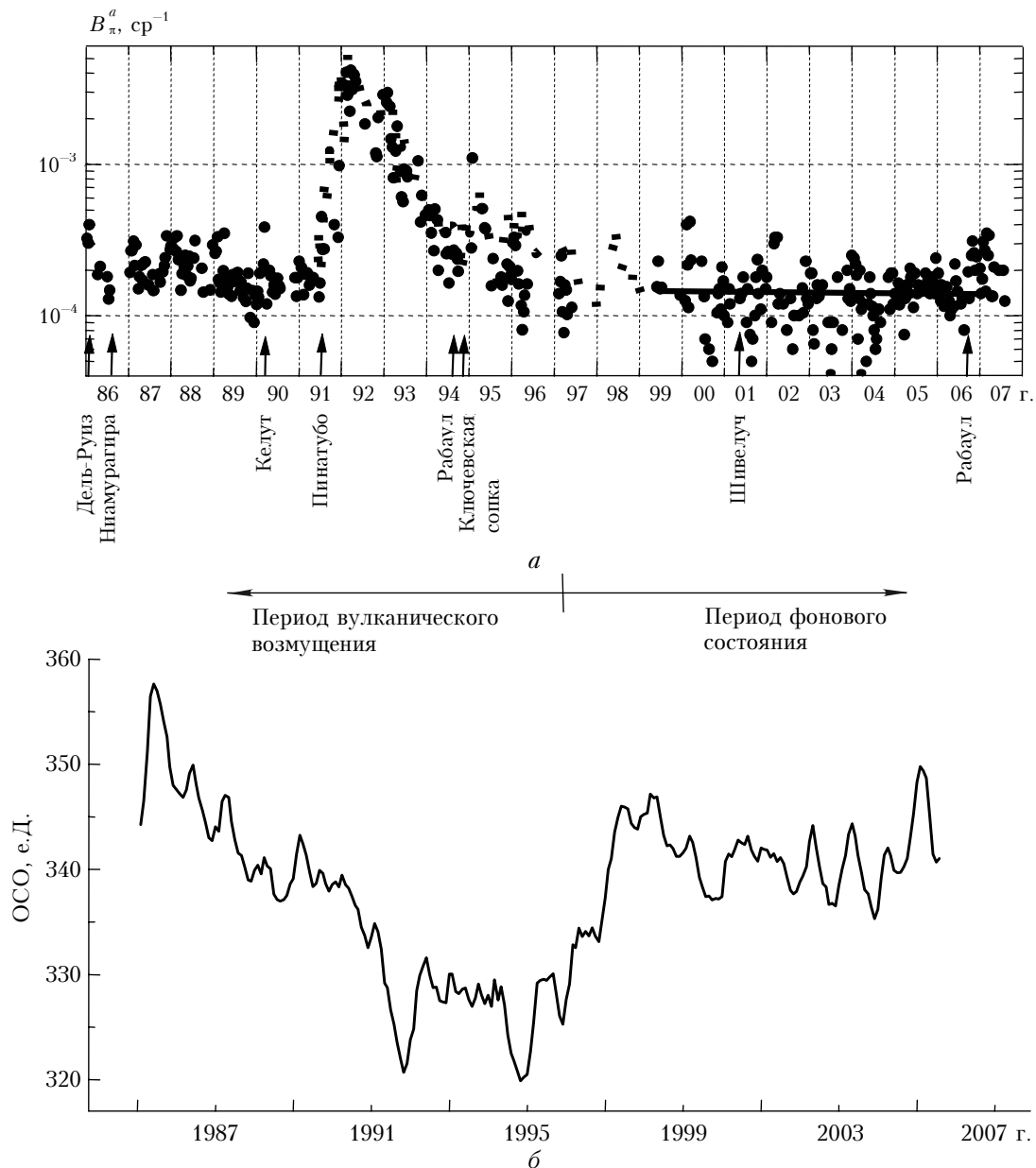


Рис. 1. Временные ходы: интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния в диапазоне 15–30 км (стрелками указаны взрывные извержения вулканов) (а) и полугодовых средних значений CO_2 , сглаженных с помощью двухлетнего скользящего среднего (б)

Линейная регрессия ряда значений CO_2 над Томском для периода фоновое состояние САС в 1996–2005 гг., измеренная в виде отклонений средних за 1 мес значений от аналогичных средних значений за период, показывает слабый, статистически незначимый отрицательный тренд ($-0,22 \pm 0,16$)% в год. Для рядов NO_2 этого же периода тренды также статистически незначимы и составили ($-0,75 \pm 0,44$)% в год для утренних измерений и ($+0,25 \pm 0,39$)% в год для вечерних.

Данные наблюдений NO_2 в Томске сравнивались с данными спектрофотометрических измерений NO_2 , NO и HNO_3 на станции Северного полушария Kitt Peak (32° с.ш.; 112° з.д.) [12]. За период 1992–2002 гг. тренды значений вечерних наблюдений, нормализо-

ванные по отношению к средним за период значениям, составили: для общего содержания NO_2 в стратосфере ($+0,52 \pm 0,32$)% в год, для NO ($+1,56 \pm 0,45$)% в год. Тренд для NO_2 , как и в Томске, положителен и более выражен, поскольку он отражает изменения NO_2 с 1992 г., т.е. включает период релаксации повышенного содержания вулканического аэрозоля. В этот период вместе с уменьшением содержания СА происходило увеличение содержания NO_2 . Общее содержание HNO_3 уменьшилось с марта 1992 г. к началу 1996-го на 20% и потом было относительно стабильно.

Таким образом, приведенные результаты наблюдений показывают, что с 1997 г., в период постоянного фоновое содержания СА, значения CO_2 ,

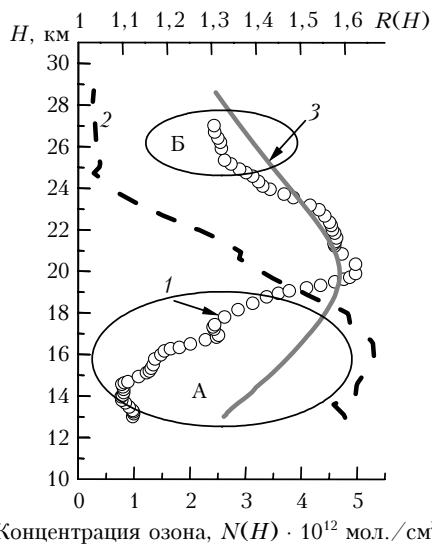


Рис. 2. Высотное распределение концентрации озона по лидарным измерениям 12.04.93 г. (кривая 1); одновременно измеренный вертикальный профиль отношения рассеяния (2); средняя эмпирическая модель фонового распределения озона по лидарным измерениям в 1996–2005 гг. (3)

общего содержания NO_2 , а также NO и HNO_3 относительно стабильны и не претерпевают существенных долговременных изменений.

2.2. Изменения стратосферного озона и NO_2 после извержения влк. Рабаул

Длительный вулканически спокойный период был прерван 7 октября 2006 г. извержением влк. Рабаул (Папуа, Новая Гвинея: $4,3^\circ$ ю.ш., $152,2^\circ$ в.д.). Высота выброса продуктов извержения достигала 18 км. Уже 17 октября следы извержения были зарегистрированы над Томском в виде увеличения аэрозольного рассеяния в нижней стратосфере. Из рис. 1, а видно, что с конца октября 2006 г. регистрировались повышенные значения интегрального аэрозольного рассеяния. Подробная динамика развития аэрозольного возмущения стратосферы над Томском представлена нами в [10, 13]. Максимальное аэрозольное наполнение стратосферы регистрировалось в конце января – начале марта 2007 г., когда средние значения B_π^a были $3,2 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ и поднимались до $4,6 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$. В это же время в 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 целом, средние значения B_π^a в период после извержения влк. Рабаул были более чем в 2 раза выше средних многолетних фоновых периода. Многолетние средние фоновые значения B_π^a над Томском стали наблюдаться летом – осенью 2007 г.

Характер аэрозольного возмущения стратосферы над Томском периодически менялся. Типичные примеры высотного распределения СА в виде профилей $R(H)$ приведены на рис. 3.

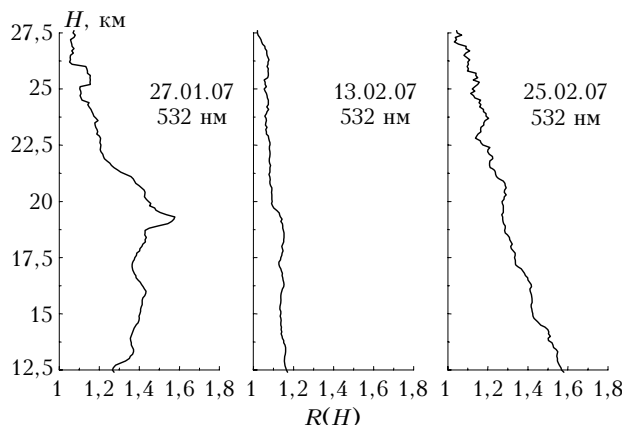


Рис. 3. Профили отношения рассеяния в соответствующие дни измерений

Выраженный аэрозольный слой на высоте ~ 19 км наблюдается 27.01.2007; практически фоновое состояние САС – 13.02.2007; повышенное аэрозольное наполнение нижней стратосферы – 25.02.2007.

На рис. 4 показана временная динамика изменений значений B_π^a , ОСО и содержания NO_2 для периода наблюдений максимального содержания вулканогенного СА в конце января – начале марта 2007 г.

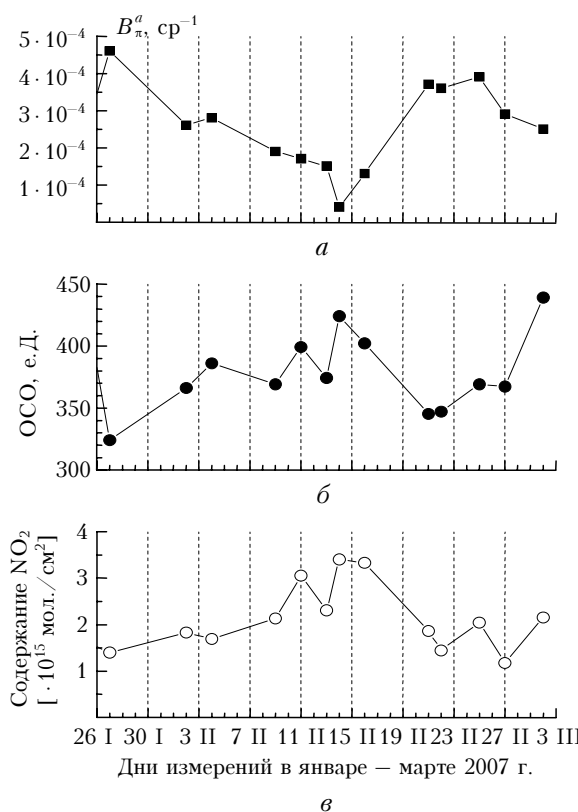


Рис. 4. Временная динамика изменения значений B_π^a (а), ОСО (б) и NO_2 (в) в конце января – начале марта 2007 г.

Значения B_π^a на рис. 4, а показаны для конкретных дней измерений. Число их определяется условиями безоблачного неба, при которых возможны лидарные

измерения в стратосфере. Временной ход ОСО и содержания NO_2 представлен для тех же дат наблюдений. Для ОСО (рис. 4, б) использовались данные спутниковых измерений TOMS [8] для местоположения Томска. На рис. 4, в приведены значения общего содержания NO_2 в столбе 10–50 км для вечерних измерений. В целом, из рис. 4 видно, что кратковременным периодам с повышенным содержанием СА в районе дат 27 января и 21–27 февраля соответствуют периоды с пониженным содержанием озона и диоксида азота, а для периода около 14 февраля – наоборот.

Корреляционная связь между ОСО или содержанием NO_2 и содержанием вулканогенного аэрозоля на основе данных рис. 4 показана на рис. 5.

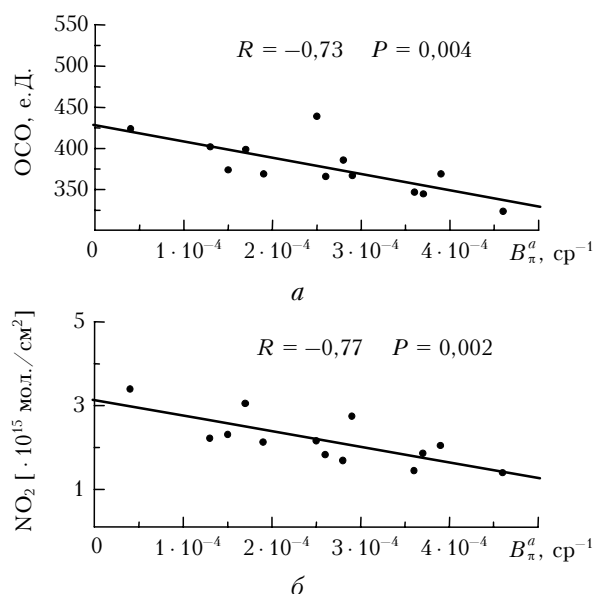


Рис. 5. Корреляционная связь между содержанием вулканогенного аэрозоля и ОСО (а) для NO_2 (б), построенная по данным рис. 4

Наблюдается статистически значимая отрицательная корреляция. Взаимосвязь аэрозоля и ОСО определяется коэффициентом корреляции $R = -0,73$ при плотности вероятности $P = 0,004$. Для аэрозоля и содержания NO_2 $R = -0,77$ при $P = 0,002$.

Проведенные расчеты показали, что для аналогичных периодов фонового содержания СА в 2000–2006 гг. подобной корреляции не наблюдается, кратковременные изменения ОСО и NO_2 происходят случайным образом под действием динамического фактора атмосферы. Корреляция начинает наблюдаться с определенного уровня повышенного аэрозольного содержания. В нашем случае после извержения влк. Рабаул корреляция между B_π^a и ОСО начинает наблюдаться при уровне содержания СА, который характеризуется значениями отношения расщепления $R(H) \sim 1,4-1,6$ в нижней стратосфере и средними значениями $B_\pi^a \geq 3 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$ (для фонового уровня содержания СА $R(H) \sim 1,1$ и $B_\pi^a \sim 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ ср}^{-1}$). Важной характеристикой вулканического взрыва, кроме высоты выброса, является количество выброшенной двуокиси серы – главного источника обра-

зования сернокислотного аэрозоля. При извержении влк. Рабаул было инжескировано 0,125 Мт SO_2 [14], для сравнения: мощное извержение влк. Эль-Чичон – 8,1 Мт SO_2 , влк. Пинатубо – 17–20 Мт [11].

На рис. 6 показаны высотные изменения содержания NO_2 .

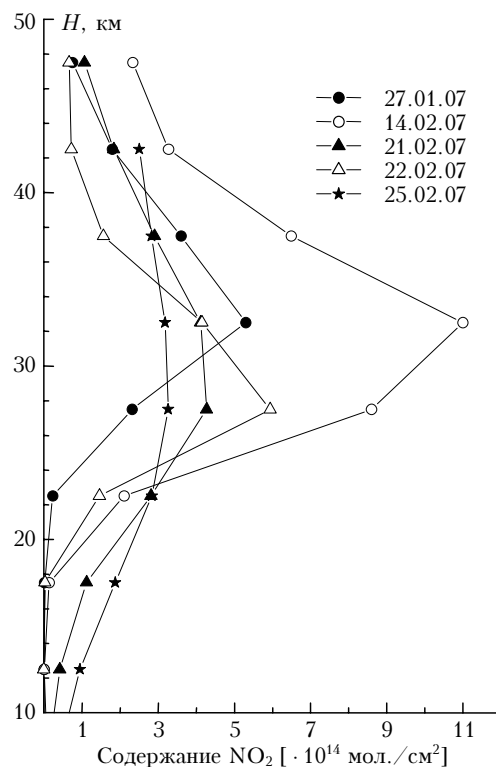


Рис. 6. Высотные профили содержания NO_2 для соответствующих дней измерений

В дни измерений 27 января, 21, 22 и 25 февраля, когда фиксировались повышенные значения содержания СА, наблюдается понижение содержания NO_2 по сравнению с 14 февраля, когда были минимальные значения B_π^a (см. рис. 4). Обратим внимание, что основной слой NO_2 локализован на высотах примерно 20–40 км, там же происходят основные изменения содержания NO_2 при изменениях содержания СА. Само же повышенное содержание вулканогенного аэрозоля наблюдается в нижней стратосфере, до высот максимум 25 км (см. рис. 3). Обсуждение причин подобных высотных изменений содержания NO_2 будет приведено в разд. 3.

Таким образом, даже после сравнительно слабых взрывных вулканических извержений с кратковременным увеличением содержания СА происходит уменьшение содержания ОСО и NO_2 .

3. Обсуждение результатов наблюдений: специфика озоновых циклов в присутствии слоев вулканогенного аэрозоля

Площадь поверхности сернокислотного СА после мощных вулканических извержений увеличивается

в десятки раз. После извержения Пинатубо удельная площадь поверхности аэрозольных частиц в течение примерно 3 лет после извержения находилась в пределах $10\text{--}30 \text{ мм}^2 \cdot \text{м}^{-3}$, тогда как для фоновых условий состояния стратосферного аэрозольного слоя типичные значения $\leq 1 \text{ мм}^2 \cdot \text{м}^{-3}$ [2, 3]. Лабораторные эксперименты, моделирование СА и озона с включением химических, радиационных и динамических процессов; натурные измерения характеристик СА и газовых составляющих озоновых циклов показывают, что ключевую роль в балансе озона при увеличении содержания СА играют следующие гетерогенные реакции на поверхности аэрозоля [4, 15, 16]:



Реакция (1) переводит азот из относительно реактивной молекулы N_2O_5 в резервуар HNO_3 с временем жизни порядка недель или месяцев. Уменьшение N_2O_5 ведет к уменьшению NO и NO_2 (азотные составляющие каталитического цикла разрушения озона), что приводит к понижению деструкции озона. С другой стороны, деструкция озона усиливается вследствие уменьшения скорости конверсии активного хлора в резервуарные составляющие через реакции с окислами азота. Реакция (1) почти не зависит от температуры и эффективна в широком диапазоне содержания H_2O в сернокислотном аэрозоле.

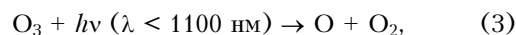
Хлористый нитрозол ClONO_2 является главным временным резервуаром хлора в стратосфере. Реакция (2) переводит хлор из резервуара в озоноразрушающие составляющие в результате последующего фотолиза HOCl . Реакция (2) более эффективна при низких температурах, чувствительна к составу аэрозоля ($\text{H}_2\text{SO}_4\text{:H}_2\text{O}$) и обуславливает большую активность хлора в нижней стратосфере.

На высотах выше 25 км важное значение приобретает каталитический цикл разрушения озона с участием окислов азота. В результате различных вариаций эффективности реакций (1) и (2) для различных условий состояния стратосферы уменьшение уровня содержания озона зависит от широты, высоты, сезона, температуры и т.д. В целом, после крупных вулканических извержений наблюдается общее уменьшение озона и диоксида азота.

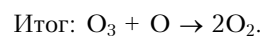
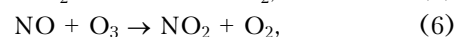
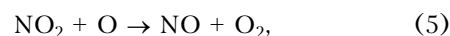
В первоначальный период после крупных вулканических извержений (в рассматриваемом случае — Пинатубо), когда аэрозольные слои и общее повышенное содержание СА наблюдаются до высот ~ 30 км, уменьшение содержания озона и NO_2 происходит преимущественно в результате гетерогенных реакций (1) и (2). В случае повышенного содержания аэрозоля в нижней стратосфере после слабых вулканических извержений (в нашем случае — Рабаул) или в период релаксации аэрозольного возмущения стратосферы после извержения Пинатубо (анализируемый период весны 1993 г.) ключевую роль в деструкции озона играет реакция (2), которая более эффективна при низких температурах нижней стратосферы. Увеличение содержания NO_2 с одновременным уменьшением содержания HNO_3 [12] происходит вследствие понижения эффективности реак-

ции (1) по мере очищения стратосферы от вулкано-генного аэрозоля.

В слоях стратосферы, расположенных выше границы слоя вулкано-генного аэрозоля, проявляется воздействие эффекта рассеяния назад солнечного излучения слоем вулкано-генного аэрозоля, так называемого альbedo-эффекта. Усиление альbedo-эффекта ведет к увеличению радиационного поля на высотах фотохимической генерации озона более 25 км, в результате чего возрастает роль фотохимических реакций разрушения озона в известном цикле Чепмена:



где $h\nu$ ($\nu = c/\lambda$) — энергия кванта света; h — постоянная Планка; c — скорость света; λ — длина волны. Образование дополнительного атомарного кислорода по реакции (3) ведет к усилению эффективности реакций каталитического цикла разрушения озона окислами азота:



Причем увеличение O и уменьшение O_3 в реакциях (5) и (6) приводят к уменьшению NO_2 . В итоге усиление альbedo-эффекта от слоев вулкано-генного аэрозоля ведет к увеличению роли фотохимических реакций, разрушающих озон и NO_2 на высотах выше границы слоя вулкано-генного аэрозоля.

Подобные особенности высотных изменений содержания озона и NO_2 наглядно проявляются на рис. 2 и 6 в условиях повышенного содержания вулкано-генного аэрозоля до условной высотной границы слоя около 24 км. На рис. 2 выше этой границы (зона Б) наблюдается уменьшение содержания озона относительно многолетнего среднего фонового содержания. А на рис. 6 выше этой границы фиксируется уменьшение содержания NO_2 относительно данных измерений 14 февраля 2007 г. с фоновым содержанием СА. Уменьшение озона и диоксида азота идет преимущественно в результате реакций (3)—(6). На рис. 2 видно уменьшение озона в слое повышенного содержания вулкано-генного аэрозоля ниже 20 км (зона А), которое происходит в основном вследствие гетерогенной реакции (2).

Заключение

После мощного извержения влк. Пинатубо (июнь, 1991) выраженная депрессия озона (до 10% уменьшения ОСО) наблюдалась на СЛС в Томске около 5 лет.

С 1996 г., в период фонового содержания СА, значения ОСО и общего содержания NO_2 относительно стабильны и не претерпевают значимых долговременных изменений.

После извержения влк. Рабаул (октябрь, 2006), в период максимального аэрозольного возмущения стратосферы в конце января — начале марта 2007 г.,

наблюдается статистически значимая отрицательная корреляция между изменениями содержания СА и ОСО, между содержанием СА и NO₂. Взаимосвязь содержания СА и ОСО определяется коэффициентом корреляции $R = -0,73$ при плотности вероятности $P = 0,004$. Для содержания СА и NO₂ $R = -0,77$ при $P = 0,002$.

В слоях стратосферы с повышенным содержанием вулканогенного аэрозоля происходит деструкция озона в результате преимущественного влияния гетерогенных озоноразрушающих реакций на увеличенной поверхности аэрозоля. Выше слоя повышенного содержания аэрозоля под действием эффекта рассеяния солнечной радиации этим слоем усиливается роль фотохимических реакций разрушения озона и реакций каталитического цикла разрушения озона окислами азота.

Отметим также, что в последнее время для компенсации глобального потепления предлагается искусственное увеличение содержания стратосферного аэрозоля [17], который вследствие альbedo-эффекта понизит приземную температуру. Для уменьшения температуры тропосферы на 1–2 °С предполагается забросить в стратосферу в течение 2 лет около 0,6 Мт аэрозоля, для чего необходимо сжечь в стратосфере около 0,2 Мт серы. При этом отмечается, что никаких вредных экологических последствий не ожидается, имеется в виду количество серы, попадающей при этом на земную поверхность. Однако не учитывается, что увеличение содержания СА приведет к неконтролируемому нарушению всего химического баланса стратосферы и к деструкции стратосферного озонового слоя, который защищает биосферу Земли от коротковолновой солнечной УФ-радиации. Подобное искусственное увеличение содержания стратосферного аэрозоля может свести на нет наметившуюся стабилизацию и рост ОСО, в том числе все усилия и связанные с ними затраты по реализации Монреальского протокола и последующих соглашений.

Работа выполнена при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям (контракт № 02.518.11.7088) и интеграционного проекта СО РАН № 3.14.

- 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.
- Thomason L.W., Poole L.R., Deshler T.A. A global climatology of stratospheric aerosol surface area density deduced from SAGE II measurements // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. N 7. P. 8967–8976.
- Ansmann A., Wagner F., Wandinger U., Mattis I., G \ddot{u} 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.
- Zhao X., Turco R.P., Kao C.-Y.J., Elliot S. Aerosol-induced chemical perturbations of stratospheric ozone: Three-dimensional simulations and analysis of mechanisms // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102. N 3. P. 3617–3637.
- Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В., Правдин В.Н., Смирнов С.В., Столярова Н.А. Результаты лидарных наблюдений аэрозоля и озона стратосферы после извержения влк. Пинатубо (г. Томск, 56° с.ш., 85° в.д.) // Оптика атмосфер. и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1224–1233.
- Weatherhead E.C., Andersen S.B. The search for signs of the ozone layer // Nature (Gr. Brit.). 2006. V. 441. doi: 10.1038. P. 39–45.
- Бондаренко М.А., Баженов О.Е., Гришаев М.В. Результаты сравнения данных космической аппаратуры TOMS и наземной озонотри // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19. № 9. С. 780–783.
- http://toms.gsfc.nasa.gov/
- Гришаев М.В., Зуев В.В. Первые результаты наблюдений общего содержания и вертикального распределения NO₂ над Томском // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 8. С. 1120–1122.
- 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.
- 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. D. 2006. V. 111. N 01201. doi: 10.1029/2005JD006086.
- Rinstrand C.P., Weisenstein D.K., Ko M.K.W., Scott C.J., Chiou L.S., Mahieu E., Zander R., Demoulin P. Post-Mount Pinatubo eruption ground-based infrared stratospheric column measurements of HNO₃, NO, and NO₂ and their comparison with model calculations // J. Geophys. Res. D. 2003. V. 108. N 15. P. 4437–4448.
- 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.
- 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.
- Rodriguez J.M., Ko M.K., Sze M.D. Role of heterogeneous conversion of N₂O₅ on sulfate aerosols on global ozone losses // Nature (Gr. Brit.). 1991. V. 352. P. 134–137.
- Poole L.R., Jones L.R., Kurylo M.J., Wahmer A. Heterogeneous processes: Laboratory, field, and modeling studies // Scientific assessment of ozone depletion: 1991, Rep. 25, P. 3.1–3.17. WMO Global Ozone Res. and Monit. Proj. Geneva, 1992.
- Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата // Метеорол. и гидрол. 2007. № 1. С. 5–14.

V. V. Zuev, O. E. Bazhenov, V. D. Burlakov, M. V. Grishaev, S. I. Dolgii, A. V. Nevzorov. **On the effect of volcanic aerosol on variations of stratospheric ozone and NO₂ according to measurements at the Siberian Lidar Station.**

In the paper we consider the variations of stratospheric ozone and nitrogen dioxide (one of the key components of catalytic nitrogen cycle of ozone destruction) after powerful eruption of Pinatubo volcano (June 1991), as well as after relatively weak eruption of Rabaul volcano (October 2006), on the basis of the measurement data obtained at the Siberian Lidar Station (SLS) of Institute of Atmospheric Optics SB RAS in Tomsk (56.5°N, 85.0°E). It is pointed out that the artificial increase of stratospheric aerosol content, suggested recently for compensation of the global greenhouse effect, may lead to uncontrolled distortion of stratospheric chemical balance and destruction of stratospheric ozone layer.