

В.В. Зуев, В.Н. Маричев, С.В. Смирнов, П.А. Хряпов

**ОПТИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ НЕВОЗМУЩЕННОЙ ОЗОНОСФЕРЫ
НА СИБИРСКОЙ ЛИДАРНОЙ СТАНЦИИ**

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 10.08.99 г.

Представлены результаты анализа данных зондирования озоносферы в феврале и марте 1996–1999 гг. В качестве исходных данных для анализа вертикального распределения озона (ВРО) и температуры (ВРТ) в стратосфере использовались средние ночные профили в высотном диапазоне от 13 до 35 км. Для анализа привлекались данные о вертикальном распределении двуокиси азота ($BP\ NO_2$) в 5-км слоях в стратосфере, полученные с помощью сумеречного спектрофотометра, и общее содержание озона (ОСО) по данным озонметрических наблюдений.

Наблюдения показали, что более высокое содержание озона в 1996 и 1998 гг. сопровождалось более высокой температурой средней стратосферы. Установлена высокая корреляционная связь между ВРО и ОСО в нижней стратосфере. Корреляционный анализ ВРО и ВРТ выявил наличие значимой положительной корреляции в слое 18–25 км и значимой отрицательной корреляции в области 13 км. Высотное распределение рассчитанных трендов содержания озона и температуры в стратосфере показывает заметное уменьшение озона и выхолаживание на высотах 22–30 км, а также увеличение содержания озона в нижней стратосфере в слое 14–16 км. Тренды содержания двуокиси азота в 5-км слоях в стратосфере также указывают на уменьшение ее содержания, причем в слое 30–35 км статистически значимое.

Введение

В начале 80-х гг. директором Института оптики атмосферы, академиком В. Е. Зуевым была поставлена задача создания стационарных лидаров на базе крупногабаритных телескопов для лазерного зондирования стратосферы и мезосферы. Первая версия такого лидара с приемным телескопом диаметром зеркала 1 м была создана в 1985 г. [1]. Уже в 1986 г. с помощью этого лидара, установленного в переоборудованном складском помещении, начался регулярный мониторинг оптического состояния стратосферного аэрозольного слоя (САС) над Томском [2]. В 1989 г. лидар был дополнительно оснащен УФ-каналами для лазерного зондирования стратосферного озона [3].

В 1990 г. начал функционировать многоканальный стационарный лидар с базовым телескопом диаметром зеркала 2,2 м, размещенным в шахте специально спроектированного и построенного для него 4-этажного здания. На этом лидаре было осуществлено многочастотное зондирование стратосферного аэрозоля, дающее информацию не только об оптических, но и микроструктурных свойствах аэрозоля в интервале высот от 10 до 30 км [4]. С помощью лидара были проведены наблюдения поведения вертикального распределения стратосферного озона, в особенности после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. [5]. Наконец, этот лидар позволил достичь мезосферных высот до 80 км при температурном зондировании [6].

С целью комплексного изучения механизмов трансформации озонового слоя земной атмосферы по одному из основных научных направлений Института оптики атмосферы в 1991 г. была утверждена долговременная научная программа исследований стратосферного и тропосферного озона (SATOR) [7]. В рамках этой програм-

мы были созданы два базовых экспериментальных измерительных комплекса: TOR-станция для комплексного изучения озонообразующих и озоноразрушающих процессов в приземном атмосферном слое [8] и Сибирская лидарная станция (СЛС) для комплексного изучения трансформации стратосферного озонового слоя (СОС) [9].

В состав измерительного комплекса СЛС входят стационарные лидары с основными приемными телескопами (диаметр зеркал 1 и 2,2 м), а также солнечный и сумеречный спектрофотометры. Структурная оптическая схема стратосферных измерительных каналов комплекса изображена на рис. 1.

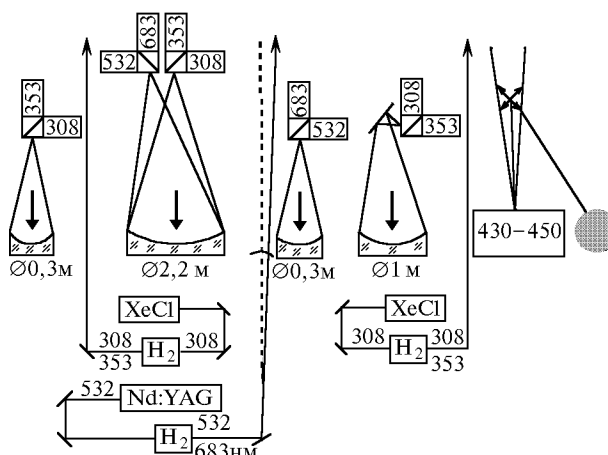


Рис. 1. Схема лидарно-спектрометрического комплекса Сибирской лидарной станции (56,5° с. ш., 85,0° в. д.), цифрами обозначены рабочие длины волн

Лидарно-спектрофотометрический измерительный комплекс позволяет практически в одном простран-

венно-временном масштабе проводить оптический мониторинг целого ряда основных характеристик стратосферы, наиболее полно отражающих поведение СОС, а именно вертикального распределения озона (ВРО), температуры (ВРТ), аэрозоля (ВРА) и двуокиси азота (ВР NO₂), общего содержания озона (ОСО). Совокупный анализ изменчивости этих характеристик, имеющих выраженную неоднородную пространственно-временную структуру, дает довольно полную информацию о трансформации СОС за счет динамических и фотохимических атмосферных процессов.

Уникальный состав, параметры базового экспериментального измерительного комплекса СЛС и реализуемый комплексный подход к оптическому мониторингу озоносферы определили официальное включение СЛС распоряжением Министерства науки РФ в Перечень уникальных научно-исследовательских и экспериментальных установок национальной значимости (рег. № 01-64).

К настоящему времени на СЛС накоплены многолетние ряды наблюдений за ВРА (14 лет), ВРО (11 лет), ВРТ (5 лет), ВР NO₂ (5 лет) и ОСО (7 лет). Результаты этих исследований обобщены в ряде публикаций, в частности в [10–16, 22]. Значительный период в этих временных рядах связан с воздействием на стратосферу продуктов мощнейшего в этом столетии извержения взрывного типа вулкана Пинатубо на Филиппинах в июне 1991 г. Это извержение определило длительный период депрессивного состояния и последующего восстановления СОС, который над Томском наблюдался более 4 лет (рис. 2). Состояние «невозмущенной» озоносферы можно рассматривать только с лета 1995 г. по настоящее время.



Рис. 2. Временной ход ОСО над Томском с июня 1986 г. по июнь 1999 г. по данным наземных (M-124) и спутниковых (TOMS) измерений: 1 — среднемесячные значения; 2 — 26-месячное скользящее среднее; 3 — многолетнее среднее (344 е.д.); 4 — момент извержения вулкана Пинатубо

Для более детального анализа процессов, формирующих современное состояние «невозмущенной» озоносферы, мы провели статистическую обработку данных оптического мониторинга ВРО, ВРТ, ВР NO₂ в стратосфере и ОСО. Чтобы исключить мешающие при анализе высокоамплитудные сезонные колебания во временных рядах, были использованы только зимние периоды (февраль — март), соответствующие максимальной изменчивости и максимальному содержанию озона в годовом ходе. Результаты проведенного статистического анализа и их обсуждение и представляют основу данной статьи.

Результаты лидарных наблюдений ВРО и ВРТ

В качестве исходной информации для статистического анализа использовались средненочные профили ВРО и ВРТ, полученные из серий единичных лидарных профилей. Профили ВРО и ВРТ были получены в интервале высот от 13 до 35 км с пространственным разрешением по высоте от 100 до 400 м, с суммарным временем накопления, характеризующим средний профиль, от 1,5 до 3 ч. В дальнейшем для статистического анализа профили ВРО и ВРТ были усреднены по 2-км слоям. Дополнительно анализировались данные сумеречных спектрофотометрических измерений, по которым восстанавливалось ВР NO₂ с усреднением по 5-км слоям в диапазоне высот от 0 до 60 км (анализировались данные только от 15 до 35 км).

Данные о ВРО и ВРТ были получены с помощью УФ-ДПР-лидара с приемным телескопом с диаметром зеркала 1 м на длинах волн 308/353 и 353 нм соответственно, о ВР NO₂ — с помощью сумеречного спектрофотометра на длинах волн в диапазоне 430–450 нм. Данная аппаратура входит в состав измерительного комплекса СЛС (см. рис. 1) и подробно описана в [17, 18].

Обобщенные результаты зондирования озоносферы в 1996–1999 гг. в виде средних за периоды с февраля по март вертикальных профилей озона представлены на рис. 3 и 4. Здесь же приведены кривые СКО, показывающие изменчивость озона, и модельного распределения озона (модель Крюгера [19]) и температуры (среднеширотная модель [20]). Как видно на рис. 3, для всех полученных средних профилей ВРО отмечается стабильное по высоте положение озонового максимума (около 20 км). По сравнению с модельным распределением в верхней части профиля наблюдается пониженное содержание озона, ниже озонового максимума — повышенное. Такое «проседание» озонового слоя было отмечено нами ранее при анализе данных зондирования зимой и летом 1998 г. [13, 14], и оно характеризует региональную особенность ВРО над Томском.

При рассмотрении межгодовых изменений ВРО отчетливо наблюдаются типичные для стратосферы умеренных широт периодические квазидвухлетние колебания содержания озона, которые особенно проявляются в озоновом максимуме. Так, в 1996 г. концентрация озона здесь составляла $5,5 \cdot 10^{12}$ мол/см³, в 1997 г. она уменьшилась до $4,5 \cdot 10^{12}$ мол/см³, в 1998 г. достигла $6,3 \cdot 10^{12}$ мол/см³ и, наконец, в 1999 г. снова уменьшилась до $5 \cdot 10^{12}$ мол/см³. Указанные изменения озона в максимуме очень хорошо коррелируют с изменениями ОСО за эти же периоды, величины которого показаны на рис. 3.

Анализ изменчивости ВРО показал, как и ожидалось, что максимальные по величине и повторяемости колебания озона приходятся на слой от 12 до 20 км в нижней стратосфере. Отметим также, что полученные значения СКО хорошо согласуются с модельными.

В ВРТ на рис. 4 существенные межгодовые различия наблюдаются на высотах ниже 20 км, а также прослеживается квазидвухлетняя цикличность. Сравнивая ВРТ и ВРО (см. рис. 3 и 4), нетрудно заметить, что годам с большим содержанием озона соответствует более высокая температура (1996 и 1988 гг.), и наоборот. Отмеченная взаимосвязь находится в полном согласии с известной корреляционной связью озона с температурой в нижней стратосфере [21].

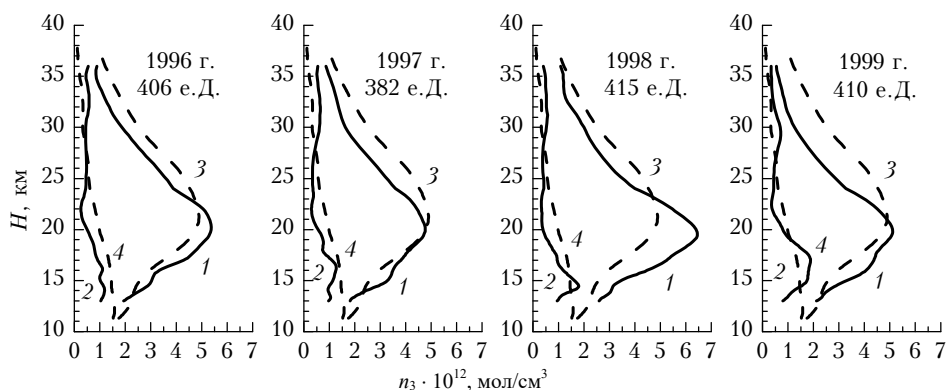


Рис. 3. Средние за февраль–март профили ВРО (1) и СКО озона (2), по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг., модельные профили ВРО (3) и СКО озона (4)

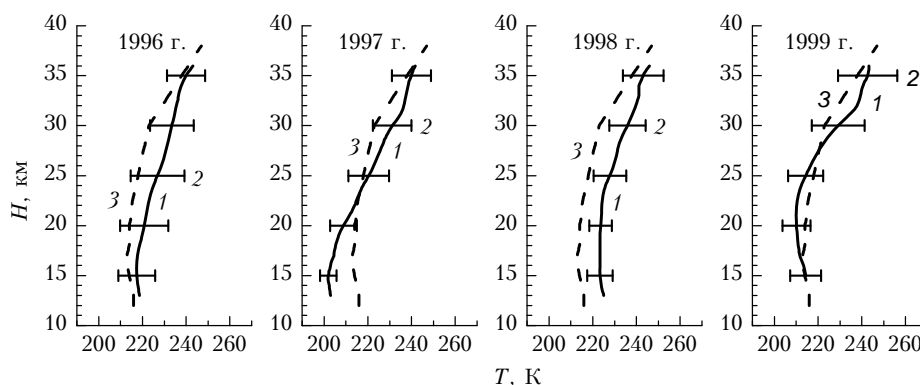


Рис. 4. Средние за февраль–март профили ВРТ (1) и СКО температуры (2) по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг., модельный профиль ВРТ (3)

Результаты корреляционного анализа ВРО, ВРТ и ОСО

Результаты расчета корреляции между 2-км слоями ВРО и ОСО показаны на рис. 5. Видно, что при уровне значимости коэффициента корреляции 0,3 с доверительной вероятностью 0,95 % более всего с ОСО коррелирует нижняя часть озонового слоя (кривая 2). Этот результат несколько отличается от ранее полученного результата корреляционного анализа, который был выполнен по данным лазерного зондирования, проведенного летом и зимой 1998 г. [13, 14]. Тогда область с максимальной положительной связью между ВРО и ОСО отмечалась в верхней части озонового слоя над максимумом. Такое отличие не является противоречием, поскольку это были частные события, отражающие атмосферные процессы тех периодов. В настоящем случае рассматривается усредненный период, в котором особенности отдельных периодов сглаживаются и выявляется более общая закономерность.

На рис. 5 показаны средние профили коэффициента корреляции ВРО и СКО. В нижней части профиля ВРО видны как максимальная изменчивость содержания озона, так и максимальная корреляция между ОСО и ВРО. Отсюда следует, что именно этот слой в ВРО от 13 до 20 км главным образом определяет изменчивость ОСО, тем самым подтверждая этот уже известный факт (см., например, [23]).

На рис. 5 (кривая 1) выделяется высотный интервал вблизи 26 км, где коэффициент корреляции не имеет

статистической значимости, но тем не менее он показывает определенную закономерность в ВРО, обусловленную атмосферными процессами, участвующими в его формировании. В умеренных широтах этот участок является переходной областью со сложной малоградиентной структурой поля озона [24], где происходит разделение влияния на формирование ВРО между динамическими и фотохимическими процессами [25]: до 22–24 км в формировании ВРО преобладают динамические атмосферные процессы, образующие горизонтально-вертикальный перенос озона, выше 28–30 км в формировании ВРО начинают преобладать фотохимические процессы. Вследствие этого в высотном ходе коэффициента корреляции между ВРО и ОСО в интервале вблизи 26 км наблюдается выраженное снижение корреляции.

Отрицательная корреляция выше 30 км (см. рис. 5, кривая 1) отражает особенность горизонтального распределения озона в средней и верхней стратосфере, которое имеет выраженную зональность и горизонтальный градиент, направленный в сторону низких широт (в нижней стратосфере градиент направлен к полюсу). Поэтому при крупномасштабных перестройках барического поля, охватывающих тропосферу и стратосферу, при возрастании содержания озона в нижней стратосфере и соответственно возрастания ОСО в средней стратосфере происходит уменьшение озона. Фактически полное отсутствие какой-либо корреляции между ВРО и ОСО на высотах около 35 км свидетельствует о доминировании здесь фотохимических процессов, за счет которых озон

быстро восстанавливается и находится в фотохимическом равновесии.

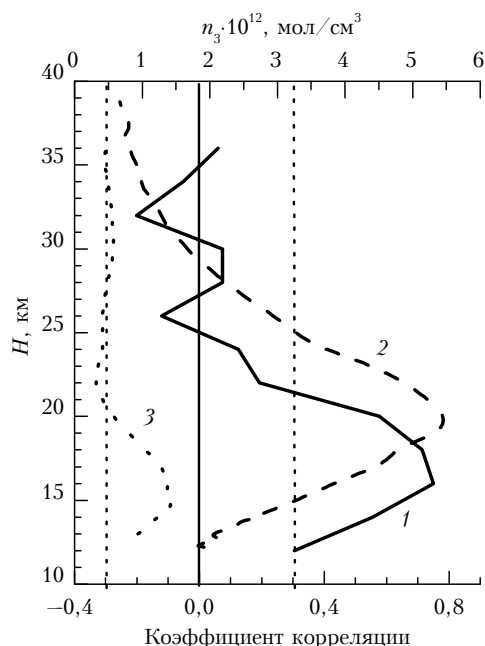


Рис. 5. Корреляция между ВРО и ОСО (1) в феврале – марте и средние за тот же период профили ВРО (2) и СКО озона (3), по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг.

Высотный ход коэффициента корреляции между послойным содержанием озона и температурой показан на рис. 6. Выделяются два высотных интервала со значимой величиной корреляции (более 0,3): вблизи 13 км с отрицательной и в диапазоне 18–25 км с положительной корреляцией. Значимая отрицательная корреляция говорит о существенной зависимости озона и температуры от направления меридиональной составляющей атмосферного переноса и типа циркуляции в тропосфере и нижней стратосфере, когда адвекция холода в тыловой части циклона (передней части антициклона) сопровождается увеличением содержания озона, а адвекция тепла в передней части циклона (тыловой части антициклона) – его уменьшением. Причем касается это, в первую очередь, высоких, обширных барических образований, проникающих в нижнюю стратосферу. Значимая положительная корреляция в области основного озонового максимума отражает известную взаимосвязь геопотенциала, температуры и содержания озона в стратосфере, учитывающую вертикальный перенос – принцип Добсона–Нормана–Рида [21, 23], согласно которому в нижнюю и среднюю стратосферу нисходящие потоки приносят сверху более насыщенный озоном воздух и при этом адиабатически нагреваются. В свою очередь, восходящие потоки уменьшают количество озона в нижней и средней стратосфере и адиабатически охлаждаются. Это обусловливается тем, что в средних широтах с увеличением высоты отношение смеси озона возрастает приблизительно до 32–34 км, а затем уменьшается. Являясь в нижней стратосфере долгоживущей составляющей, озон может там накапливаться. В верхней стратосфере, выше примерно 35 км, время жизни молекулы озона менее суток, поэтому озон в ней находится в фотохимическом

равновесии, быстро восстанавливаясь или разрушаясь при недостатке или избытке соответственно.

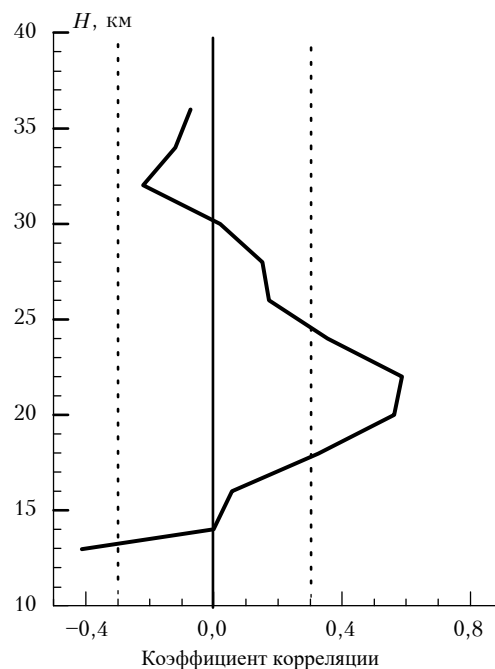


Рис. 6. Корреляция между ВРО и ВРТ в феврале–марте, по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг.

На рис. 6 следует особо отметить статистически незначимый из-за малой длины ряда, но интересный с физической точки зрения высотный интервал вблизи 15 км, где наблюдается слой в высотном ходе коэффициента корреляции, в котором происходит смена знака корреляции и сохраняется околонулевое значение коэффициента. Как хорошо видно на рис. 3 (кривая 1) и 5 (кривая 3), в этом высотном интервале наблюдается вторичный озоновый максимум, в том числе проявляется тонкая слоистая структура, и здесь же видна максимальная изменчивость озона. Данный высотный интервал в умеренных широтах представляет собой переходный участок между тропосферной и стратосферной циркуляциями (в тропосфере атмосферное движение происходит преимущественно в виде вихрей, в стратосфере – в виде длинных планетарных волн), в котором наблюдается неустойчивая по скорости и направлению меридиональная составляющая атмосферного переноса, под влиянием которой в результате эффекта интрузии озона в ВРО формируется тонкая слоистая структура. При уменьшении длины планетарной волны (увеличении волнового числа), которое наблюдается при блокирующих процессах в тропосфере, происходит усиление меридиональности и соответственно усиление межширотного обмена, который в зимне-весеннее время в умеренных широтах приводит к резкому изменению содержания озона как в ВРО в нижней стратосфере, так и в ОСО в целом.

Уменьшение и переход коэффициента корреляции между ВРО и ВРТ через нуль в отрицательную область выше 30 км в средней стратосфере, хотя статистически и незначимы, обуславливаются тем же принципом Добсона – Нормана – Рида и уменьшением отношения смеси озона с ростом высоты в верхней стратосфере.

Некоторое изменение градиента высотного хода коэффициента корреляции между ВРО и ВРТ в средней стратосфере в слое от 22 до 28 км, по-видимому, связано с наличием здесь переходной области в ВРО, в то время как горизонтальные градиенты в поле температуры не меняют с высотой в этом слое своего направления. А поскольку короткопериодная изменчивость озона за счет горизонтальной адвекции все-таки превышает изменения содержания озона за счет вертикальных токов, то возникает в слое от 22 до 28 км небольшое изменение в высотном ходе коэффициента корреляции.

Перейдем теперь к обсуждению представленных на рис. 7 и 8 результатов межуровневого корреляционного анализа ВРО и ВРТ, проведенного по данным лазерного зондирования озона и температуры в феврале – марте 1996–1999 гг. Расчет автокорреляционных функций выполнялся между слоями, усредненными по 2 км.

На рис. 7 представлены межуровневые корреляционные функции ВРО, в котором можно выделить три различные группы изокоррелят, характеризующие определенные атмосферные процессы на разных высотах. Первая группа

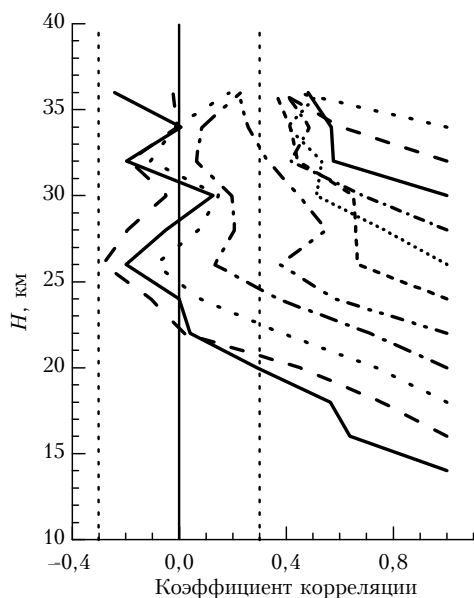


Рис. 7. Межуровневая корреляция ВРО в феврале–марте, по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг.

Во второй группе в высотном ходе значимого по величине коэффициента корреляции для 22-км уровня в слое от 26 до 28 км наблюдается инверсия, а в целом слой в ВРО от 22 до 26 км является переходным и согласно [24] имеет сложную структуру при сравнительно небольших горизонтальных градиентах в поле озона. Вследствие этого в таком слое изменчивость атмосферной циркуляции приводит к значительным изменениям в поле озона.

Механизм горизонтально-вертикального переноса озона, участвующий в формировании ВРО, в котором обнаруживаются отмеченные выше особенности межуровневых корреляционных связей, следующий.

При адвекции арктической воздушной массы с более высоким содержанием озона в нижней стратосфере, но с меньшим в средней стратосфере, происходит соответственно увеличение озона внизу и уменьшение вверх; при адвекции тропической воздушной массы с более низким содержанием озона в нижней стратосфере, но с большим в

охватывает слой до 20 км, вторая – слой 20–26 км и третья – слой выше 26 км.

В первой группе наблюдается равномерный и быстрый спад межуровневой корреляции; причем в слое от 14 до 18 км коэффициенты корреляции переходят через нуль и меняют знак на высотах от 22 до 26 км. Уровни этой группы имеют переменчивую околонулевую корреляцию с уровнями выше 26 км. Такое поведение автокорреляции свидетельствует о выраженной незональности ВРО в рассматриваемый период года в нижней стратосфере вплоть до 20 км и достаточно четко отражает механизм горизонтально-вертикального переноса озона, о котором будет сказано ниже.

В третьей группе высотный ход межуровневой корреляции в слое выше 26 км имеет значимую корреляцию величиной 0,4–0,6 с устойчивым высотным ходом коэффициента корреляции при высокой плотности изокоррелят. Высокая плотность изокоррелят, особенно выше 28 км, отражает выраженную зональность и низкую изменчивость ВРО в средней стратосфере, которые обуславливаются значительным снижением влияния на озон динамических процессов и возрастанием роли фотохимических эффектов.

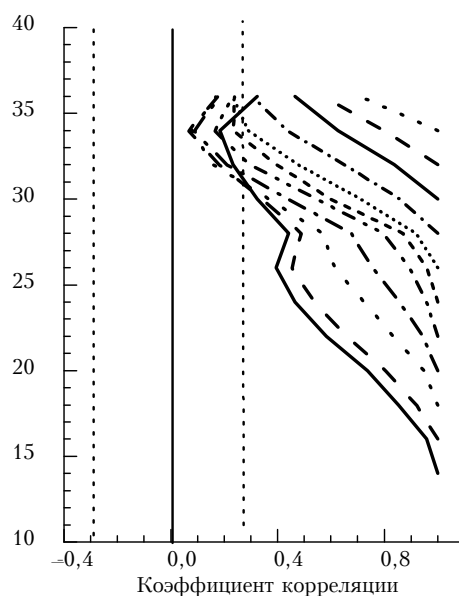


Рис. 8. Межуровневая корреляция ВРТ в феврале–марте, по данным лидарных наблюдений в 1996–1999 гг.

средней стратосфере, происходит уменьшение озона внизу и увеличение вверх.

Наличие восходящих токов, согласно [23], приводит к дополнительному уменьшению озона в нижней и средней стратосфере, особенно в слое 24–26 км, и некоторому повышению в слое 26–30 км. Наличие нисходящих токов приводит к дополнительному значительному увеличению озона в нижней стратосфере и менее значительному в средней стратосфере; при этом в верхней стратосфере содержание озона практически не меняется из-за его быстрого фотохимического восстановления.

По сравнению с межуровневой связью ВРО несколько по-иному выглядит поведение корреляционных кривых ВРТ, показанных на рис. 8. Здесь можно выделить две группы изокоррелят: первая группа охватывает слой до 26–28 км, вторая – слой выше 28 км.

В первой группе наблюдается постепенный спад корреляции до 26–28 км, инверсный ход для слоя 14–16 км в

интервале высот от 26 до 28 км с последующим уменьшением до уровня незначимости (менее 0,3 для 95%-й вероятности) на высоте более 30 км (хотя выше 35 км наблюдается выход на значимый уровень 14-км слоя). Из сопоставления поведения изокоррелят с результатами численного моделирования зонального распределения температуры и среднего зонального ветра для зимы умеренных широт [25], хорошо совпадающими с результатами наблюдений, следует, что подобное высотное распределение межуровневой корреляции отражает особенность ВРТ в нижней стратосфере, для которого характерно преимущественно зональное распределение с малыми горизонтальными и вертикальными градиентами.

Выше, в средней стратосфере, в вертикальном распределении температуры и зонального ветра начинает происходить резкое увеличение вертикальных и горизонтальных градиентов, связанное с наличием в верхней стратосфере и мезосфере стратосферного струйного течения на краю полярной ночи. В нашем случае это увеличение градиентов изокорреляты показывают с высот примерно 26–28 км ростом корреляции слоя 14–16 км со слоем 26–28 км и выраженным изменением своего высотного хода, начиная с 28 км. Таким образом, формируется вторая группа изокоррелят, которая отражает ВРТ в средней стратосфере умеренных широт в зимнее время в высотном слое, где располагается периферия стратосферного струйного течения и где наблюдается вследствие этого нарушение зональности ВРТ.

Тренды ОСО, ВРО, ВРТ и ВР NO₂ в стратосфере

Согласно наблюдениям за ОСО, результаты которых в виде временного ряда среднемесячных значений с июня 1995 г. по июнь 1999 г. приведены на рис. 9, в эти пять лет отмечается устойчивая тенденция роста озона как для среднегодовых, так и для среднемесячных в феврале и марте значений. Оценка трендов озона показала увеличение ОСО в течение всего периода со скоростью (12 ± 5) е.Д./год [или

$(3,4 \pm 1,4)\%/год$], в феврале – марте – (5 ± 10) е.Д./год [или $(1,2 \pm 2,5)\%/год$]. В первом случае тренд статистически значим с 98%-й вероятностью, во втором – нет.

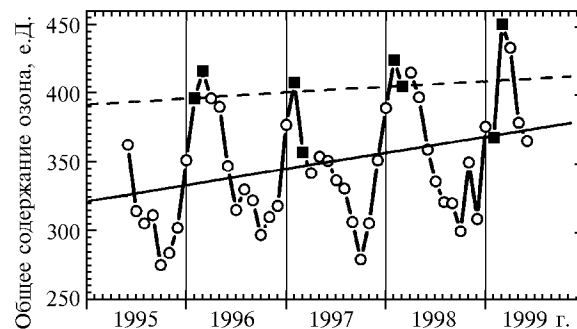


Рис. 9. Временной ход среднемесячных значений ОСО с июня 1995 г. по июнь 1999 г., по данным озонметрических наблюдений: линейный тренд (12 ± 5) е.Д./год $[(3,4 \pm 1,4)\%/год]$, показанный сплошной линией, рассчитан по полному ряду; тренд (5 ± 10) е.Д./год $[(1,2 \pm 2,5)\%/год]$, показанный штриховой линией, – по данным за февраль–март, выделенным сплошными значками

Подробный анализ причин наблюдаемого поведения ОСО дан в [14]. В данном случае тренд ОСО нам нужен для сопоставления с трендами, которые были рассчитаны для ВРО и ВРТ и показаны на рис. 10 и 11. Оценка трендов ОСО, ВРО и ВРТ была выполнена с использованием линейного регрессионного анализа, без учета квазидвухлетней цикличности.

Как видно на рис. 10, в ВРО наблюдается в средней стратосфере отрицательный статистически значимый в интервале высот 24–32 км тренд с максимальной величиной около $-3\%/год$ на высоте 30 км. Вместе с тем в нижней стратосфере наблюдается возрастание количества озона. Статистически значимую величину менее $3\%/год$ тренд имеет на высоте 16 км. Это означает, что наблюдаемое увеличение ОСО идет за счет прироста озона в нижней стратосфере, где, как известно, находится основное количество озона.

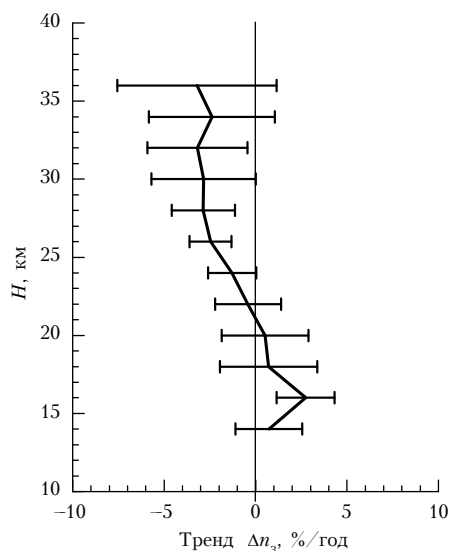


Рис. 10. Высотное распределение тренда концентрации озона и его стандартные отклонения в стратосфере в феврале – марте 1996–1999 гг., по данным лидарных наблюдений

В ВРТ на рис. 11 также обнаруживается отрицательный тренд, охватывающий верхнюю часть нижней стратосферы

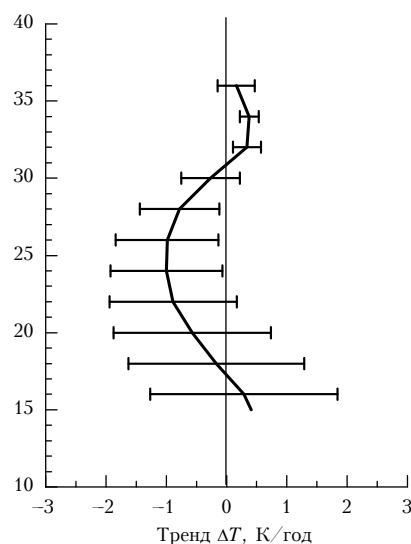


Рис. 11. Высотное распределение тренда температуры и его стандартные отклонения в стратосфере в феврале – марте 1996 – 1999 гг., по данным лидарных наблюдений

нижнюю часть средней стратосферы. Максимальное статистически значимое понижение температуры до -1 К/год на

блюдается на высоте около 25 км. В верхней части средней стратосферы наблюдается противоположная тенденция – рост температуры, максимальная статистически значимая величина которого равна 0,4 К/год на высоте около 34 км.

Анализируя полученные тренды ВРО и ВРТ, можно сделать следующие предположения. Происходящие в последние годы в зимне-весеннее время над Западной Сибирью небольшое, статистически незначимое потепление и увеличение содержания озона в нижней стратосфере, похолодание и понижение содержания озона в средней стратосфере могут быть связаны с усилением «остаточной» (или неадиабатической, стоковой) меридиональной циркуляции за счет усиления вихревой составляющей атмосферной циркуляции. Усиление вихревого переноса связано с активизацией блокирующих процессов в тропосфере и торможением длинных планетарных волн в стратосфере.

Существует предположение о взаимосвязи векового солнечного цикла с долгопериодным, близким по величине колебанием общей циркуляции атмосферы [27, 28], которое, в частности, проявляется в колебаниях параметров центров действия атмосферной циркуляции (азорского и гавайского антициклонов, исландской и алеутской депрессий и других постоянных и сезонных центров действия). Усиление меридиональности циркуляции и процессов блокирования как раз и определяется усилением воздействия этих центров действия или их пар на характер атмосферного переноса и соответственно на изменение содержания в атмосфере консервативных составляющих, таких, например, как озон и стратосферный аэрозоль.

В тропосфере и нижней стратосфере усилению меридиональности циркуляции сопутствует локальное увеличение величины потенциального вихря скорости, которое связано с усилением нисходящих движений в нижней стратосфере, вызывающих как приток озона сверху, так и адиабатическое нагревание, и с адвекцией холода в тропосфере. В средней стратосфере умеренных широт за счет торможения в нижележащих слоях длинной планетарной волны происходит усиление конвергенции зонально усредненного турбулентного потока тепла, который компенсируется охлаждением при расширении (за счет восходящих движений) [25]. Вообще, как отмечается в [26], вариации температуры за счет волновых возмущений в стратосфере зимой могут иметь противоположный характер.

Наличие противоположных трендов ВРО и ВРТ в средней стратосфере в слое выше 30 км может быть обусловлено обратной связью между температурой и концентрацией озона в фотохимически активном слое стратосферы (выше 30–32 км) [25], т.е. увеличение температуры за счет волновых возмущений вызывает компенсирующее уменьшение фотохимического образования озона. С этим согласуется также поведение за тот же период ВР NO_2 , во временном ходе которого наблюдаются отрицательные тренды. Из представленных на рис. 12 трендов статистически значимым является тренд в слое 30–35 км. Согласно известной фотохимической связи семейств нечетного азота, хлора и кислорода в средней и верхней стратосфере [25, 26] уменьшение количества озона вызывает увеличение количества окиси хлора, которую обычно связывает двуокись азота, находясь с окисью хлора в фотохимическом равновесии. Поэтому для установления баланса будет расходоваться большее количество двуокиси азота. К тому же существует выраженная обратная связь между температурой и содержанием двуокиси азота, обусловленная температурной зависимостью протекания реакций окисления двуокиси и окиси азота в азотном каталитическом цикле.

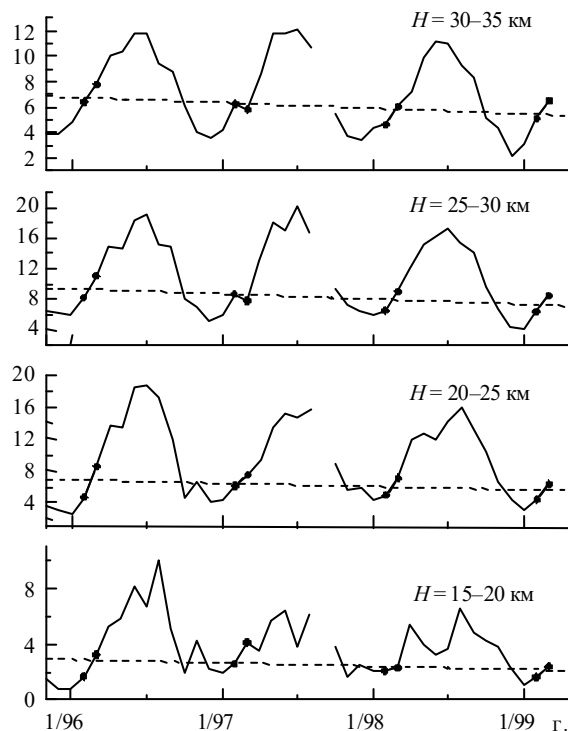


Рис. 12. Временные ходы среднемесячных значений содержания двуокиси азота в 5-км слоях в стратосфере с ноября 1995 г. по март 1999 г., по данным спектрофотометрических наблюдений: линейные тренды рассчитаны по данным за февраль–март, выделенным точками; величина тренда в слое 30–35 км, статистически значимого на 85%-м уровне, равна $(0,44 \pm 0,27) \cdot 10^{14}$ мол·см⁻²·год⁻¹

Существует и другой механизм уменьшения содержания озона и двуокиси азота в фотоактивном стратосферном слое, который связан с изменением фотохимически активной излучательной способности Солнца, приводящим к уменьшению фотохимического образования как озона, так и двуокиси азота. Однако связь изменчивости солнечной активности с атмосферной циркуляцией имеет очень сложный характер и пока до конца не изучена. Наконец, изменения атмосферной циркуляции и термодинамического режима стратосферы связаны с некоторыми другими климатическими факторами, например с ростом содержания в атмосфере парниковых газов. Причем практически все связи в атмосфере между ее составляющими и параметрами являются обратными и взаимопересекающимися, что очень затрудняет их анализ и поиск закономерностей. Таким образом, сделанные нами заключения относительно трендов ВРО и ВРТ являются не бесспорными и требуют дальнейшего обсуждения.

Заключение

К сожалению, длительное вулканогенное воздействие на озоносферу значительно сократило объем и соответственно статистическую обеспеченность экспериментальных данных в наших временных рядах, характеризующих ее «невозмущенное» состояние. Однако на основе совокупного рассмотрения всех полученных результатов анализа можно предложить некоторые обобщения качественного характера.

1. Наблюдаемое охлаждение стратосферы вслед за охлаждением мезосферы [29] связано с долгопериодным климатическим изменением атмосферной циркуляции, вероятно, обусловленным вековым циклом солнечной активности.

2. Долгопериодные климатические колебания общей циркуляции атмосферы проявляются, в частности, через колебания пар центров действия атмосферы, таких, например, как североатлантическое, северотихоокеанское и южное колебания. Изменение активности воздействия этих центров на атмосферную циркуляцию сказывается как на изменении интенсивности переноса консервативных в нижней стратосфере составляющих (например, озона и аэрозоля), так и на формировании термодинамических условий, способствующих фотохимическому и/или динамическому разрушению стратосферного озона [25, 30, 31]. Наличие положительного тренда в поведении содержания озона в нижней стратосфере в последние годы показывает тенденцию усиления выноса арктических воздушных масс, связанного с активизацией блокирующих процессов в тропосфере и волновых – в нижней стратосфере.

3. Изменение фотохимически активной излучательной способности Солнца должно отражаться также непосредственно в протекании фотохимических процессов в средней и верхней атмосфере. С этим хорошо согласуются данные наблюдений содержания в стратосфере NO₂, одной из наиболее фотоактивных малых газовых составляющих атмосферы, и содержания озона в фотохимически активном по отношению к нему слое в средней стратосфере, которые показывают наличие отрицательных трендов.

Представленные результаты хорошо согласуются с высказанной ранее гипотезой [32] о влиянии векового цикла солнечной активности на поведение озоносферы, согласно которой на рубеже XX и XXI вв. должно наблюдаться увеличение общего содержания озона в земной атмосфере.

В заключение авторы искренне благодарят С.И. Долгого и А.В. Невзорова за активное участие в инструментальных наблюдениях и техническое обеспечение работы аппаратуры, П.А. Хряпова за выполненную обработку и графическое представление данных измерений озона и температуры, М.В. Гришаева за любезно предоставленные данные измерений двуокиси азота, Г.М. Крученицкого за любезно предоставленные данные спутниковых измерений ОСО, а также других коллег, принявших участие в подготовке материалов и оформлении рукописи.

Работа выполнена на Сибирской лидарной станции при финансовой поддержке Миннауки РФ (рег. № 01–64) и РФФИ (грант № 99-05-64943).

1. Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонток Д.И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 4. С. 117–123.
2. Ельников А. В., Зув В. В., Маричев В. Н. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. № 6. С. 631–637.
3. Ельников А. В., Зув В. В., Маричев В. Н., Царегородцев С. И. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. № 9. С. 995–996.
4. Белан Б.Д., Ельников А.В., Зув В.В., Макленко Э.В., Маричев В. Н. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1180–1201.

5. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зув В.В., Маричев В.Н., Правдин В. Л., Смирнов С. В., Столярова Н. А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1224–1233.
6. Бондаренко С.Л., Бурлаков В.Д., Гришаев М. В., Зув В.В., Маричев В.Н., Правдин В. Л. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 11. С. 1652–1655.
7. Зув В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 565–571.
8. Belan B.D., Zuev V.V., Zuev V.E., Meleshkin V.E., Rasskazchikova T.M. // Transport and Chemical Transformation of Pollutants in the Troposphere. V. 6. TOR Steering Group, Oystein Nov (Ed.). Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1997. P. 380–387.
9. Зув В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 9. С. 1171–1183.
10. Zuev V.V., Burlakov V.D., and El'nikov A.V. // J. Aerosol.Sci. 1998. V. 29. № 10. P. 1179–1187.
11. Зув В. В., Ельников А. В., Бурлаков В. Д. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 3. С. 268–274.
12. Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зув В.В., Маричев В.Н., Правдин В.Л. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 602–604.
13. Зув В.В., Маричев В.Н., Хряпов П.А. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 7. С. 632–634.
14. Зув В.В., Маричев В.Н., Смирнов С.В. // Известия РАН. Сер. ФАО. 1999. Т. 35. № 5. С. 1–10.
15. Маричев В.Н., Зув В.В., Гришаев М.В., Смирнов С.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 12. С. 1604–1608.
16. Зув В.В., Смирнов С.В. // Известия вузов. Физика. 1998. № 9. С. 75–82.
17. Маричев В.Н., Зув В.В., Хряпов П.А. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 5. С. 428–433.
18. Гришаев М.В., Зув В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 8. С. 1120–1122.
19. Krueger A.J., Minzher R.A. // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 4472.
20. Зув В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
21. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 648 с.
22. Komarov V.S., Zuev V.V., Lomakina N.Ya., Marichev V.N., and Popov Yu.B. // Proc. 19th Inter. Laser Radar Conf., July 6–10, 1998, Annapolis, Maryland USA. 1998. P. 509–510.
23. Хргиан А.Х., Кузнецов Г.И. Проблема наблюдений и исследований атмосферного озона. М.: МГУ, 1981. 216 с.
24. Бекорюков В.И., Федоров В.И., Глазков В.Н. // Метеорология и гидрология. 1990. № 2. С. 53–57.
25. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 414 с.
26. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
27. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Захаров Г.П. и др. // Метеорология и гидрология. 1995. № 7. С. 40–47.
28. Бекорюков В.И., Бугаева И.В., Захаров Г.П. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 9. С. 1243–1249.
29. Семенов А.И., Шефов Н.Н., Фишкова Л.М. и др. // Доклады Академии наук. 1996. Т. 349. № 1. С. 108–110.
30. Petzoldt K., Naujokat B., Neugebahren K. // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. № 13. P. 1203–1206.
31. Крученицкий Г.М., Бекорюков В.И., Волоцук В.М. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. № 9. С. 1233–1242.
32. Зув В.В. // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 12. С. 1356–1357.

V.V. Zuev, V.N. Marichev, S.V. Smirnov, P.A. Khryapov. Optical Monitoring of Nondisturbed Ozonosphere at Siberian Lidar Station.

The results of analysis of data on the ozonosphere sounding in the February and the March of 1996–1999 are presented in the paper. Mean night profiles of the ozone and the temperature vertical distributions (OVD, TVD) within the range from 13 to 35 km are used as initial data as well as the data on the NO₂ vertical distribution (NO₂ VD) in 5 km atmospheric layers, obtained with twilight spectrometer, and on the total ozone content obtained from ozonometric observations.

The results of the analysis have shown that a higher ozone concentration in 1996 and 1998 was accompanied by an increase of the temperature within middle stratosphere. The abundance analysis of the OVD and TVD has shown their significant positive correlation in the layer of 18–25 km and significant negative correlation at 13 km height. The altitude distribution of calculated trends shows a noticeable decrease of the ozone and the temperature in the layer from 14 to 16 km. The trends of the NO₂ concentration in the stratospheric 5 km layers also point to its decrease, which is statistically significant in the layer of 30–35 km.