

УДК 551.510.534

ОЗООНОВЫЕ ПОЛЯРНЫЕ “ДЫРЫ” И СРЕДНЕШИРОТНЫЕ АНОМАЛИИ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ, МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ

Н. В. Смирнова, С. И. Козлов

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Дан комплексный анализ экспериментальных данных по озоновым полярным “дырам” и среднеширотным аномалиям. Отмечаются общие черты и существенные различия в характеристиках указанных явлений. Обсуждаются фотохимические, метеорологические и динамические механизмы, ответственные за понижение содержания озона в стратосфере. Показывается, что роль различных процессов существенно зависит от широты, причем если для полярных районов они в основном поняты и определены, то для среднеширотных аномалий вопрос остается открытым.

Проблема истощения озонового слоя Земли, наиболее ярким проявлением чего являются известные полярные “дыры” и среднеширотные озоновые аномалии, уже давно привлекает к себе пристальное внимание ученых и специалистов разных стран. В отечественной и зарубежной литературе по этой проблеме опубликовано сравнительно большое количество оригинальных исследований, которые на определенных этапах были обобщены в работах [1, 2].

В последние годы благодаря осуществлению ряда социальных научных программ появились новые, достаточно полные экспериментальные данные по многим параметрам (фотохимическим, метеорологическим, динамическим), влияющим на озон. Одна из основных целей настоящего обзора, являющегося логическим продолжением [1, 2], — комплексный анализ этих новых данных с привлечением, конечно, ранее полученных и уже хорошо осмысленных результатов; другая — критическое рассмотрение современных представлений о механизмах образования озоновых полярных “дыр” и среднеширотных аномалий с единых методологических позиций, что в определенной степени отличает данное исследование от других аналогичных работ.

Экспериментальные данные о полярных “озоновых дырах”

Антарктическая “озоновая дыра”. Явление весеннего понижения общего количества озона $N(O_3)$ над Антарктидой было открыто в 1985 г. [3] и получило название “озоновой дыры”. Обнаруженное, по данным наземных наблюдений на станции Хелли-Бей ($76^\circ S, 26^\circ W$), существенное с конца 70-х годов уменьшение $N(O_3)$ в сентябре—октябре (весна в Южном полушарии) было подтверждено результатами спутниковых измерений (рис. 1) [4, 5]. Анализ наземных и спутниковых измерений позволил более четко определить пространственные и временные границы явления.

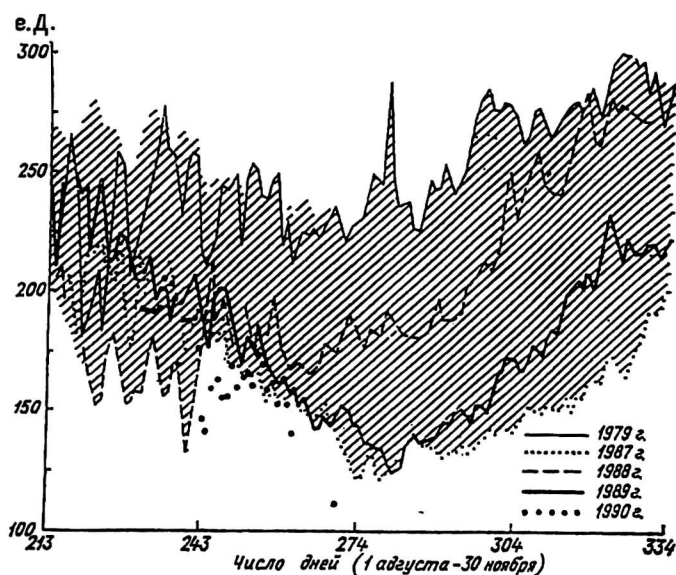


Рис. 1. Изменения в августе—ноябре среднесуточного общего содержания озона, усредненного по зоне $79-81^\circ S$ в разные годы

Уменьшение $N(O_3)$ по сравнению с “медианой” за 1957—1973 гг. начинается в сентябре, наиболее ярко выражено в октябре и первой половине ноября и исчезает в конце ноября — начале декабря [5]. В октябре 1987 г. на большой территории общее содержание озона опускалось ниже 200 е.Д., в области наибольшего эффекта “дыры” $N(O_3)$ составляло 100—110 е.Д., а в одном случае было зарегистрировано рекордно низкое значение 93 е.Д. [6].

Данные измерений прибором TOMS на спутнике “Нимбус-7” [7] и на спутнике “Сарг-2” [6] показывают, что в октябре 1987 г. (когда эффект уменьшения $N(O_3)$ был одним из наиболее сильных) площадь территории с величиной $N(O_3) = 200$ е.Д. (что соответствует падению $N(O_3)$ по сравнению с периодом до 1980 г. в 1,5 раза) составляла около 30 млн. км². На рис. 2 [8] показана полученная по данным прибора TOMS на российском спутнике “Метеор-3” картина увеличения за 1991—1993 гг. площади зоны Антарктиды, для которой $N(O_3) < 200$ е.Д.

В середине сентября 1993 г. сформировалась область с $N(O_3) < 150$ е.Д. Ее площадь составила к концу сентября более 10 млн. км², увеличивалась в первой декаде октября и существовала до начала ноября. Столь длительного существования такого большого “ядра” озоновой дыры до 1993 г. не наблюдалось. Минимальные значения $N(O_3) < 100$ е.Д. зафиксированы в период с 6 по 8 октября 1993 г.

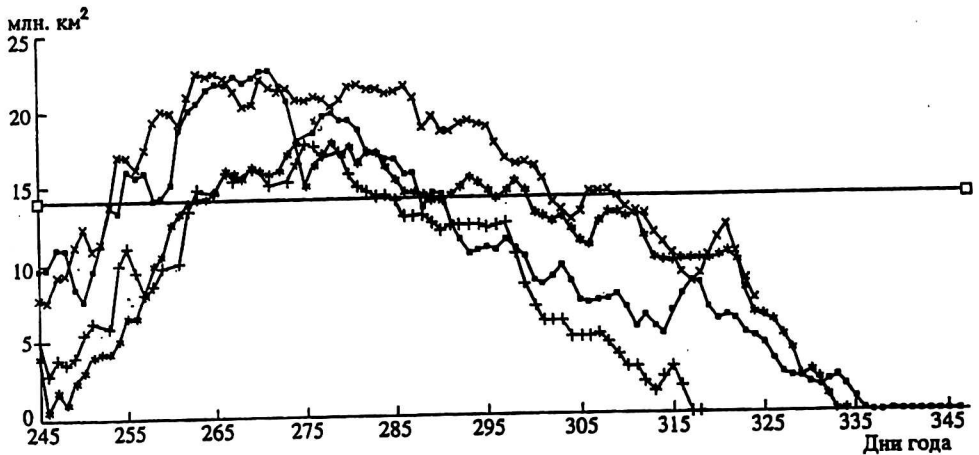


Рис. 2. Эволюция площади "ядра" озоновой дыры над Антарктидой с 1 сентября по 12 декабря 1993 г. в сравнении с другими годами:
 — • — — 1992 г., + — 1991 г., - - - - 1987 г., - · - · - 1993 г., - ■ - - — площадь Антарктиды.
 Общее содержание озона внутри "ядра" менее 200 е.Д.

Исследование межгодовых изменений среднемесячных значений $N(O_3)$ показало, что в 90-х гг. на фоне общей тенденции усиления весеннего понижения $N(O_3)$ наблюдаются колебания, имеющие примерно двухлетний период [9]. Оказалось [10, 11], что годы с западной фазой квазидвухлетних колебаний (КДК) более благоприятны для развития "озоновой дыры", чем с восточной.

Уменьшение $N(O_3)$ происходит, как показали данные озонзондирования [4], из-за очень сильного (до 93—97 %) падения концентраций озона на $h = 14—22$ км.

Большой вклад в изучение феномена "озоновой дыры" и всей проблемы поведения стратосферного озона в полярных областях внесла международная авиационная озонная антарктическая экспедиция (ААОЕ), в рамках которой в августе—сентябре 1987 г. было проведено 25 полетов, оборудованных научной аппаратурой американских самолетов EP-2 (высота полета $h = 16—20$ км, прямые измерения параметров) и DC-8 ($h = 8—13$ км, дистанционные измерения) (рис. 3) [4].

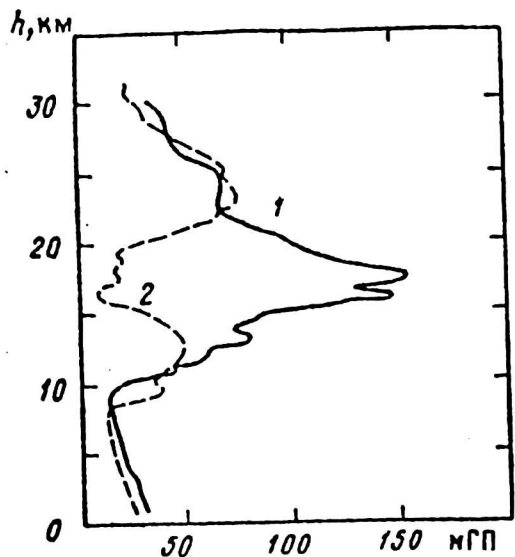


Рис. 3. Вертикальные профили парциального давления озона, измеренные в 1987 г. над обсерваторией Мак-Мердо ($72^\circ S, 167^\circ E$) 27 августа (1), 6 октября (2)

Важнейшим результатом ААОЕ явилось обнаружение сильного отличия состава малых нейтральных компонентов внутри циркумполярного вихря, где наблюдается уменьшение $N(O_3)$, от состава в среднеширотной стратосфере. Оно проявляется прежде всего в резком увеличении внутри вихря концентраций хлорсодержащих и бромсодержащих соединений и уменьшении концентраций активного азота NO_x .

Относительная концентрация окиси хлора $\eta(ClO)$ внутри вихря в максимуме слоя ($b = 18-19$ км) была в 300—500 раз выше, чем в среднеширотной стратосфере [12, 13]. При этом наблюдался резкий переход от довольно низких значений $\eta(ClO)$ на $64-65^\circ S$ до очень высоких, $\sim(0,8-1,2) \cdot 10^{-9}$, на широтах $66-67^\circ S$. Обнаружена отчетливая антикорреляция между $\eta(ClO)$ и $\eta(O_3)$ в период хорошо выраженного развития “дыры” [14]. Зону, где величина $\eta(ClO)$ достигает $1,3 \cdot 10^{-10}$, предложено считать условной границей химически возмущенной области (ХВО) антарктической стратосферы. В большинстве случаев это значение $\eta(ClO)$ соответствует величине $N(O_3) = 260$ е.д. [15]. Внутри ХВО циркумполярного вихря обнаружено также возрастание количества окиси брома до $\eta(BrO) = (3-6) \cdot 10^{-12}$ на $b = 18-20$ км [16] (при среднеширотном максимуме на этих высотах $(0,5-3,0) \cdot 10^{-12}$). Концентрации двуокиси хлора $OCIO$, которая является своего рода индикатором активно идущих внутри ХВО процессов с участием соединений хлора и брома, были внутри ХВО в 5—10 раз выше, чем вне ее [17, 18]. В то же время содержание в столбе HCl резко падало, пониженным было содержание $HOCl$, а содержание в столбе хлористого нитрозила $ClONO_2$ возрастало на краю ХВО, но резко падало внутри самой ХВО [17]. Зарегистрированы также значительные изменения количества активных азотных соединений NO_x [15, 20, 21]. Относительные концентрации $\eta(NO_x)$ уменьшались от $(6-12) \cdot 10^{-9}$ на расстоянии 5° от границы ХВО до $4 \cdot 10^{-9}$ внутри ХВО. Относительная концентрация NO при пересечении границы ХВО падала почти на порядок (от $\eta(NO) = (1-2) \cdot 10^{-10}$ вне ХВО до $\sim 0,3 \cdot 10^{-10}$ внутри ее). В то же время измерения химически пассивных компонентов (N_2O , CH_4 , фреоны), которые используются как трассеры динамических процессов, показали [22], что внутри циркумполярного вихря отсутствуют направленные вверх движения, которые, как предполагалось ранее [23], способны переносить в стратосферу обедненный озоном воздух. Более того, были зарегистрированы слабые нисходящие потоки [24].

Измерения многих важных для химии озона нейтральных составляющих проводились в Антарктике также в рамках программ HALOE (октябрь 1992 г.) [25], ASHOE-MAESA (октябрь 1994 г.) и ATMOS/ATLAS-3 (ноябрь 1994 г.) [26]. В частности, полученные в работе [26] данные о концентрациях NO , NO_2 , HNO_3 , $ClONO_2$, N_2O_5 , HCl внутри и вне циркумполярного вихря по отдельным компонентам отличались от измеренных в Антарктике в 1987 г., что могло быть связано со стадией распада вихря при измерениях в 1994 г.

Все описанные выше экспериментальные данные крайне важны для понимания всего комплекса процессов, происходящих внутри ХВО, и для рассмотрения различных механизмов, обуславливающих возникновение “озоновой дыры”.

Крайне важное значение для решения всей проблемы “озоновой дыры” имели обширные исследования стратосферных облаков, проведенные в рамках самолетных экспедиций в Антарктике (ААОЕ) и Арктике (ААСЕ). Предположение о том, что возникновение “озоновой дыры” связано с существованием в зимней антарктической атмосфере стратосферных облаков, высказывалось уже давно [27].

Стратосферные облака представляют собой стратифицированные образования, содержащие аэрозольные частицы. Существует два основных типа стратосферных облаков. Одни (ПСО-1) состоят из раствора азотной кислоты, другие

(PCO-2) — из кристаллов льда, причем размеры частиц PCO-2 в ~10 раз больше размеров частиц облаков первого типа [28—30].

Облака PCO-1 состоят из частиц радиусом ~0,5 мкм с концентрацией ~1–2 см⁻³, что значительно превышает фон в обычной стратосфере. Эти облака наблюдались во время экспедиции ААОЕ на $h = 20\text{--}21$ км, т. е. там, где происходило сильное уменьшение концентрации O₃. Облака PCO-1 могут образовываться при совместной конденсации паров воды и азотной кислоты на фоновом аэрозоле, содержащем H₂SO₄, при температурах 193÷195 К, которые на ~4° превышают точку замерзания воды. Однако до настоящего времени механизм образования этих облаков окончательно не выяснен [25, 29—33]. Считается [30—33], что частицы PCO-1 состоят из тригидрата азотной кислоты (HNO₃·3H₂O) и содержат ~40÷50 % молекул HNO₃, хотя есть предположения, что они могут включать и такие метастабильные фазы, как HNO₃·2H₂O, а также более сложные системы H₂SO₄·HNO₃·H₂O [34, 35]. Внутри облаков этого типа было обнаружено уменьшение концентраций NO_x, т. е. облака связывают активные азотные соединения и являются своего рода дополнительным их резервуаром [28—30]. Оседание PCO-1 приводит к необратимому удалению HNO₃ из стратосферы (денитрификации) [20, 30].

Облака PCO-2 состоят из частиц радиусом более 5 мкм, концентрация которых 0,005÷0,1 см⁻³ [29]. Эти облака наблюдались на высотах $h < 15$ км [29], т. е. ниже, чем PCO-1, однако и они могут вносить вклад в процесс уменьшения N(O₃) в весенней антарктической стратосфере. По данным измерений [19, 36], в области низких N(O₃) наблюдается значительная дегидратация стратосферы. Относительная концентрация H₂O внутри ХВО была около $1,5 \cdot 10^{-6}$, а вне ее ~ $(3,0\text{--}4,5) \cdot 10^{-6}$. Эта дегидратация обусловлена образованием довольно больших ледяных частиц, которые, благодаря весьма большой массе, оседают вниз в тропосферу [36, 37].

Последующие измерения PCO над Антарктидой весной 1989—1992 гг. [38—42] с помощью лидаров и усовершенствованных счетчиков частиц не только подтвердили данные, полученные в рамках экспедиции ААОЕ в 1987 г., но и показали влияние скорости образования PCO (быстрое или медленное) на размеры и состав частиц, а также позволили оценить влияние извержения вулкана Пинатубо весной 1992 г. на характеристики облаков. В частности, было обнаружено, что PCO-1, образованные при медленном охлаждении, имеют преимущественно бимодальное распределение частиц по размерам с модальными радиусами 0,08 и 2—3 мкм, а при быстром охлаждении — представляют собой не кристаллический тригидрат HNO₃, а скорее аморфную фазу HNO₃/H₂O. Эти новые данные важны для уточнения физико-химических процессов образования PCO, для оценки степени денитрификации и дегидратации атмосферы и в целом для рассмотрения влияния облаков на озон.

Арктическая “озоновая дыра”. После обнаружения “озоновой дыры” в Антарктике, имеющей столь огромные пространственные масштабы, начались широкомасштабные экспериментальные исследования арктической стратосферы (при возникновении подобной дыры в Арктике были бы охвачены многие густонаселенные районы [2]).

Большой объем информации об особенностях зимней арктической стратосферы был получен в результате проведения в январе—феврале 1989 г. международной самолетной арктической экспедиции ААЭЕ, явившейся аналогом ААОЕ в Антарктике [41]. В рамках ААЭЕ был проведен 31 полет тех же самолетов EP-2 и DC-8, что и в ходе ААОЕ, примерно с такой же аппаратурой. Измерялись метеорологические параметры, количество O₃, концентрации химически активных малых составляющих, характеристики аэрозольных частиц [43].

По данным измерений [44], в период наблюдений не происходило заметного систематического уменьшения $N(O_3)$ в полярных областях Северного полушария. На рис. 4 [44] показана разница в поведении минимального содержания озона в Северном (б) (к полюсу от $60^\circ N$) и Южном (а) полушарии в зимне-весенний период. Видно, что если в Антарктике весной происходит отчетливое и значительное уменьшение $N(O_3)$, то в Арктике такого уменьшения не наблюдается. Минимальные значения $N(O_3)$ в Северном полушарии в 1989 г. находились внутри огибающей за 1979—1988 гг. (заштрихованная область). Низкие значения $N(O_3)$ 1—2 февраля 1989 г. представляют собой проявление “мини-дыр”, т. е. кратковременных и локализованных в небольших географических областях понижений $N(O_3)$.

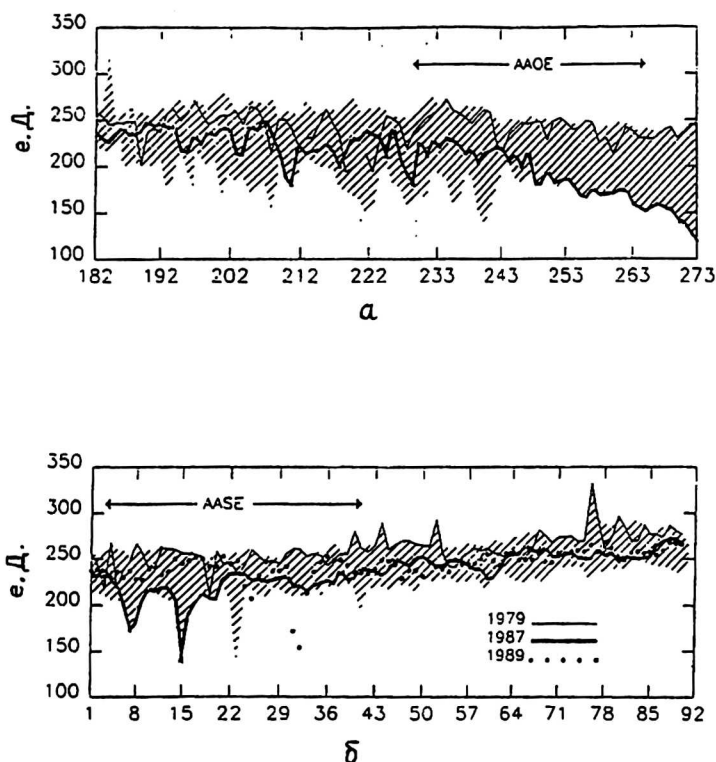


Рис. 4. Изменение минимальных значений общего содержания озона в Южном полушарии с июля по сентябрь (а) и в Северном полушарии с января по март (б). Показаны периоды проведения экспедиций AAOE и AASE

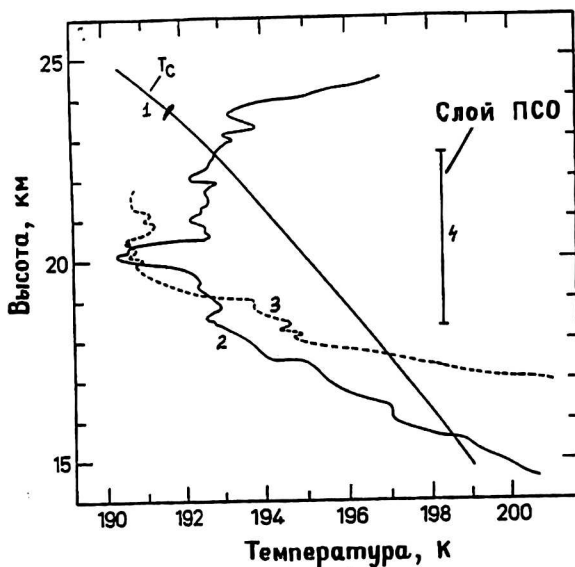
Никаких аномалий в поведении стратосферного O_3 зимой 1989 г. не было замечено и при измерениях с помощью озонозонда и лидара на о. Шпицберген ($79^\circ N, 12^\circ E$) [45]. Из 15 самолетных измерений O_3 лидарным методом лишь в двух случаях было обнаружено уменьшение $[O_3]$ на $\sim 17\%$ на $h \approx 20$ км в области, простиравшейся вдоль трассы самолета от 71 до $80^\circ N$ и располагавшейся внутри циркумполярного вихря вблизи его края [46]. В пользу химической природы этого уменьшения $[O_3]$ говорит регистрация в этих же областях повышенных концентраций ClO [47], а также результаты наблюдений $[O_3]$ и $[H_2O]$ внутри и вне циркумполярного вихря [48—50], показавшие наличие внутри арктического вихря нисходящих движений.

Многочисленные измерения температуры (T) различными методами [51—53] показали, что январь 1989 г. в Арктике был холоднее, чем в среднем за период 1964—1989 гг., а февраль — наоборот, несколько теплее. В результате этого об-

становка внутри циркумполярного вихря в конце зимы и начале весны была в целом неблагоприятна для образования ПСО, и только в январе значения T в течение 20÷25 дней были ниже точки конденсации ПСО-1 (T_1) и в отдельные дни опускались до температуры T_2 образования ПСО-2. В период с 6 января по 2 февраля, по данным лидарных измерений [54, 55], регулярно наблюдались облака первого типа, которые появлялись при $T < 195$ К и имели вертикальную толщину около 2 км и горизонтальные размеры, превышающие 200 км [54]. Облака второго типа были обнаружены на достаточно большой территории лишь в одном из 10 полетов самолета DC-8 и дважды — в небольших по протяженности областях [54].

Сопоставление данных одновременных измерений высотных профилей $[O_3]$ аэрозольных частиц и T на аэростатах над Кируной (68° N 20° E) 30 января 1989 г. [56] с данными ракетных масс-спектрометрических измерений концентраций газообразной HNO_3 и T 29 и 30 января 1989 г. (рис. 5) [56] показывает, что в интервале $h = 21\text{--}26$ км, где T опускалась до 190 К (то есть ниже $T_1 = 193$ К образования ПСО-1) на профиле озона наблюдался отчетливый "провал" с уменьшением $[O_3]$ до 25%. На этих же высотах измерено резкое уменьшение $\eta(HNO_3)$ из-за конденсации в облака ПСО-1, которые наблюдались в этот же день. Из этих данных видна тесная связь процессов уменьшения $[O_3]$ с температурой и образованием ПСО [2].

Рис. 5. Температура конденсации ПСО-1 (1) и реальная температура, измеренная 30 января 1989 г. (2) и 29 января 1989 г. (3), а также область высот (4), где 30 января наблюдалось уменьшение $[HNO_3]$



Поскольку измерения в Антарктической "озоновой дыре" показали, что распределения азотных и хлорных соединений, играющих важную роль в химии O_3 , претерпевали значительные вариации внутри антарктического циркумполярного вихря, то аналогичные измерения были проведены и в Арктической озонной экспедиции 1989 г. Эти измерения показали, что распределения многих активных компонентов в арктическом полярном вихре были так же, как и в Антарктике, возмущены, хотя был ряд существенных отличий в поведении тех или иных компонентов в двух полярных областях.

Измерения распределений реактивного азота NO_y и азотной кислоты были проведены на аэростатах [57], на самолетах DC-8 [58] и EP-2 [59—61], а также на ракетах [56]. (Здесь и далее принято $NO_y = NO + NO_2 + NO_3 + 2N_2O_5 + ClONO_2 + HO_2NO_2$; $NO_x = NO + NO_2$). Обнаружено, что большую часть NO_y составляли молекулы HNO_3 . Именно поэтому их конденсация в три-

гидрат $\text{HNO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ при образовании стратосферных облаков ПСО-1 способна резко уменьшить общее количество NO_y в газовой фазе. По данным [61], $\eta(\text{NO})$ внутри арктического вихря были очень низки (ниже порога регистрации $\sim (15 \div 20) \cdot 10^{-12}$), отношение NO_x/NO_y имело резкий широтный градиент от 0,02 на границе вихря до 0,08 — на расстоянии 12° к экватору от края вихря. Вопреки ожиданиям внутри вихря не наблюдалось уменьшение общего содержания HNO_3 в столбе, а даже было некоторое его увеличение до $30 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$ [60]. Это резко отличалось от данных наблюдений в Антарктике, где внутри ХВО величина $N(\text{HNO}_3)$ падала до $5 \cdot 10^{15} \text{ см}^{-2}$. Это увеличение $N(\text{HNO}_3)$ в Арктике связано с перераспределением молекул азотной кислоты за счет динамических процессов [54, 60]. Отсутствие заметного падения $N(\text{HNO}_3)$ внутри арктического вихря свидетельствует о том, что благоприятные условия для образования облаков из тригидрата HNO_3 в Арктике в 1989 г. были относительно редкими, и поэтому не происходило существенной денитрификации стратосферы за счет оседания облаков, уносящих молекулы HNO_3 в тропосферу [60, 62]. Таким образом, степень денитрификации арктической стратосферы в зимне-весенний период 1989 г. была значительно меньше, чем антарктической в 1987 г., что обусловлено различием их температурных режимов.

Измерения газообразных компонентов ClO , BrO , OClO , HCl , ClONO_2 [60, 62—65] показали, что распределения большинства из них испытали существенные изменения внутри циркумполярного вихря. В 14 полетах EP-2 было зарегистрировано увеличение ClO внутри вихря до $\eta(\text{ClO}) = 10^{-10}$, что было вдвое выше, чем вне его. Значительно большие значения $\eta(\text{ClO}) = (5 \div 12) \cdot 10^{-10}$ были измерены в феврале 1989 г. на $h = 19$ км. Они в 100 раз превышали среднеширотные данные и были близки к результатам измерений в антарктической “дыре”. На рис. 6 [62] сравниваются распределения NO_y , ClO и BrO , измеренные в Арктике в 1989 г. и в Антарктике в 1987 г. Видно, что $\eta(\text{BrO})$ внутри арктического вихря, равные $(4 \div 8) \cdot 10^{-12}$ [64], близки к результатам измерений этого компонента внутри антарктической ХВО. Эти данные подтверждаются и измерениями $N(\text{BrO})$ на самолете DC-8.

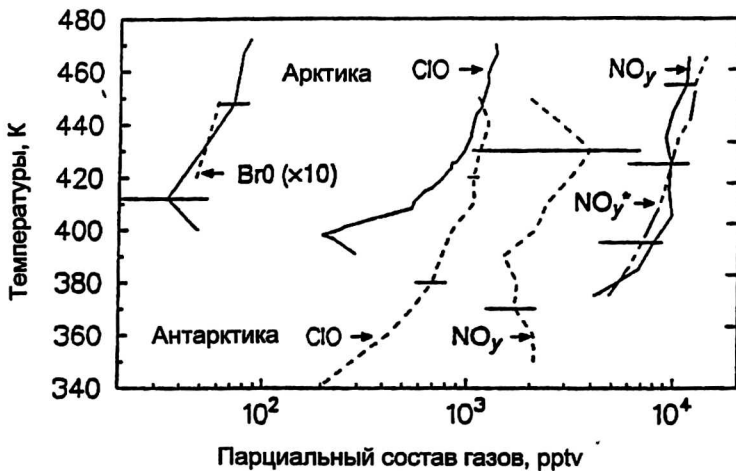


Рис. 6. Сравнение относительных концентраций NO_y , BrO , ClO (в единицах 10^{-12}) в Антарктике в 1987 г. (пунктирные линии) и в Арктике в 1989 г. (сплошные линии). Все данные, за исключением ClO , усреднены по всем измерениям. Для ClO приведены данные 10 февраля 1989 г.

Согласно измерениям [60], полного содержания в столбе соляной кислоты HCl и хлористого нитрозила ClONO_2 внутри циркумполярного вихря количество HCl в 2 раза меньше, чем в средних широтах, что связано, по-видимому, с разрушением молекулы HCl в результате гетерогенных реакций [60], и является причиной

высоких $\eta(\text{ClO})$. С этой концепцией разрушения HCl согласуется зарегистрированное увеличение внутри вихря концентраций ClONO_2 , который напрямую связан с количеством свободных молекул ClO и NO_2 . Содержание OClO в столбе атмосферы увеличилось от $4 \cdot 10^{12} \text{ см}^{-2}$ вне вихря до 10^{13} см^{-2} внутри его в сумерках и до 10^{14} см^{-2} ночью [65]. Соответствующие ночные значения для Антарктики были менее $4 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2}$ вне вихря и $(1 \div 2,5) \cdot 10^{14} \text{ см}^{-2}$ внутри [2, 18]. Концентрации $\eta(\text{ClO})$ и $\eta(\text{BrO})$, оцененные по данным измерений OClO [65], согласуются с результатами прямых измерений этих компонентов [64].

Исследования особенностей арктической зимней стратосферы продолжались и в последующие годы [8, 66—74] и хотя они были не такими комплексными, как ААСЕ и ААОЕ, тем не менее осуществлялись измерения $\text{N}(\text{O}_3)$, вертикального распределения O_3 , аэрозолей, T , концентраций важнейших для оценки механизмов разрушения озона компонентов — ClO , HNO_3 , а также характеристик стратосферных облаков.

Измерения характеристик ПСО в Арктике в январе—феврале 1990 г. [66, 67] интересны с той точки зрения, что они были проведены до извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г.) и позволили выявить различия в характеристиках ПСО-1 в двух полярных областях. Обнаружено [66], что средний радиус частиц ПСО-1 в Арктике ($r = 0,2 \text{ мкм}$) намного меньше, чем в Антарктике. Это объясняется тем, что в Арктике процесс охлаждения стратосферы более быстрый, чем в Антарктике, где при медленном охлаждении происходит конденсация паров HNO_3 на относительно больших частицах сульфатного аэрозоля, дающая весьма большие частицы ($r \approx 3 \text{ мкм}$) ПСО-1. Этот факт, а также более короткий период существования устойчивого циркумполярного вихря в Арктике по сравнению с Антарктикой приводят к тому, что денитрификация арктической стратосферы значительно меньше, чем антарктической. Все это, по мнению авторов [62, 66], является объяснением меньшего спада O_3 в Арктике по сравнению с наблюдавшимся в Антарктике.

Экспериментальные данные, полученные в 1992 г. в рамках программы Европейского арктического эксперимента по исследованию озонового слоя (ЕАСОЕ) на о. Хейса, Диксон, Кируна, показали [8, 68, 69], что измеренное повышенное содержание полярного стратосферного аэрозоля, а также необычно большие размеры частиц ПСО определялись влиянием извержения вулкана Пинатубо. При этом на одновременно измеренных профилях $[\text{O}_3](h)$ наблюдалось локальное уменьшение O_3 на $h = 14\text{--}18 \text{ км}$, соответствовавшее максимальному содержанию аэрозоля вулканического происхождения. Влияние извержения вулкана Пинатубо на характеристики полярных стратосферных облаков было значительным и в 1993—1994 гг. [70].

Из анализа данных, полученных на спутнике UARS посредством микроволнового зондирования (MLS), а также с использованием самолетных лидаров в зимне-весенние периоды 1991—1996 гг. [71—76], следует, что в последние годы степень падения O_3 и масштабы “озоновой дыры” в Арктике увеличились. Так, зимой 1995—1996 гг. наблюдалось наибольшее понижение O_3 по сравнению с предыдущими четырьмя зимами [73]. Если в феврале—марте 1993 г. усредненное по области вихря содержание O_3 уменьшалось на $0,012 \text{ ppmV/день}$ ($0,4\%$ в день), то в аналогичный период в 1996 г. падение содержания O_3 составляло уже $0,017 \text{ ppmV/день}$ ($0,7\%$ в день). Зимой 1996 г. содержание $[\text{O}_3]$ понижалось внутри вихря в таком же большом высотном интервале, что и ранее в Южном полушарии. В период с конца декабря 1995 г. по начало марта 1996 г. падение озона составляло $2/3$ того, что в аналогичный период регистрировалось в Антарктике [73]. Анализ данных температуры T в арктической стратосфере за период 1979—1996 гг. показал [71, 73], что стратосфера в 1994—1996 гг. была значительно холоднее, чем в предыдущие 16—17 зим. При этом за период после 1 декаб-

ри 1995 г. $T < 195$ К (T_1 образования ПСО-1) наблюдалась в течение 89 дней (в 1994—1995 гг. — 82 дня), а $T < 188$ К (T_2 образования ПСО-2) — в течение 27 дней (максимальная продолжительность наблюдения таких температур была 18 дней в 1983—1984 гг.). Как и в предыдущие годы температура зимой 1996 г. поднималась выше $T_{\text{крит}}$ еще до начала весеннего равноденствия, что приводило к окончанию разрушения O_3 за счет химических реакций в арктическом вихре намного раньше, чем обычно в Антарктике.

Измерения важнейшего для химии полярного O_3 компонента ClO в зимние периоды 1991—1996 гг. показали [74, 75], что в конце 1995 г. увеличение ClO было более сильным, чем в предыдущие годы, и увеличенные $[ClO]$ сохранялись в течение более длительного времени (вплоть до начала марта) по сравнению с предыдущими зимами и наблюдались в значительно большем интервале высот (до ~26 км), чем ранее. Ситуация с февраля 1996 г., когда в большом интервале h одновременно наблюдались увеличенные $[ClO]$, $T < T_{\text{крит}}$ и низкие $[O_3]$, типична для Антарктической “озоновой дыры” [74].

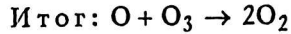
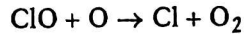
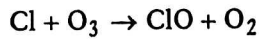
Сравнение большого массива экспериментальных данных по особенностям арктической и антарктической стратосферы в зимне-весенний период показывает, что по состоянию на 1987—1989 гг. были видны значительные отличия в поведении O_3 в двух полушариях — в Антарктике возникали крупномасштабные области с резко пониженным содержанием O_3 (“озоновые дыры”), а в Арктике не происходило систематического и крупномасштабного уменьшения $N(O_3)$ и наблюдались лишь “мини-дыры”, вызванные временной и локальной реализацией условий, благоприятных для разрушающих озон процессов [2]. Эти отличия обусловлены прежде всего разной степенью устойчивости и продолжительности циркумполярного вихря в двух полушариях, внутри которого не происходит обмен газом со стратосферой средних широт, а T падает до низких значений. В арктической стратосфере вихрь гораздо менее устойчив и разрушается раньше, чем в Антарктике, вследствие чего более свободно происходит обмен воздухом с умеренными широтами, приводящий к затягиванию “мини-дыр” и уменьшению общего времени падения O_3 . Арктическая стратосфера теплее антарктической и в ней лишь эпизодически и локально T падает ниже точки образования ПСО-1 и очень редко — ПСО-2. В итоге процесс денитрификации происходит гораздо слабее, чем в Антарктике, и количество ClO , достаточное для заметного уменьшения O_3 , высвобождается лишь эпизодически [2].

Однако наблюдения за поведением арктической стратосферы за 1991—1996 гг. показывают, что описанные выше отличия становятся все меньшими: увеличивается продолжительность существования резко пониженных T частота возникновения ПСО и концентрации ClO , а падение O_3 приближается к наблюдаемому в Антарктике.

Механизмы образования “озоновых дыр” в полярных областях

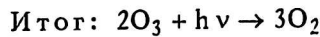
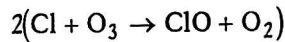
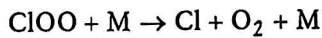
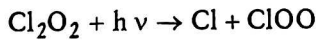
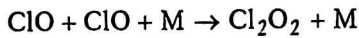
Описанные выше экспериментальные данные послужили убедительным аргументом в пользу теории, связывающей наблюдаемое разрушение озона с антропогенным загрязнением атмосферы хлорсодержащими соединениями (фреонами и галонами). Высокие концентрации ClO и BrO внутри химически возмущенной области и обнаруженная отчетливая связь между увеличением $\eta(ClO)$ и уменьшением $\eta(O_3)$ свидетельствуют о ведущей роли галогенсодержащих компонентов в разрушении озона.

Считавшийся ранее основным путем уничтожения озона каталитический цикл реакций

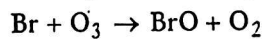
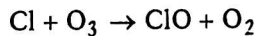
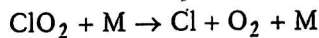
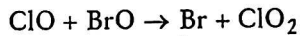


вносит, по оценкам [76, 77], только ~3 % в наблюдаемое уменьшение O_3 внутри ХВО. Малая эффективность цикла обусловлена очень низкими $[\text{O}]$ в антарктической стратосфере в конце зимы и начале весны.

Реально уничтожение молекул O_3 идет в результате димерного механизма:

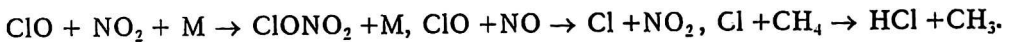


и хлорбромного механизма:



Для того чтобы эти два цикла обеспечили наблюдаемое уменьшение O_3 в Антарктической дыре, необходимо соблюдение двух условий [62]. Прежде всего надо, чтобы большая часть хлора находилась в форме ClO и Cl_2O_2 . При $\eta(\text{ClO}) > 1,2 \cdot 10^9$ и $\eta(\text{BrO}) > 5 \cdot 10^{12}$ эти механизмы дают наблюдаемую скорость уменьшения O_3 , достигающую 2 % в день от начального уровня. Вторым условием является сохранение больших $\eta(\text{ClO})$ и $\eta(\text{BrO})$, по крайней мере, не менее месяца весной, для обеспечения наблюдаемого общего падения O_3 .

Для выполнения этого условия надо, чтобы большая часть NO_x была удалена каким-либо образом, поскольку в присутствии NO_x хлор из активной формы ClO будет переходить в неактивную (резервуарную) HCl и ClONO_2 по реакциям:

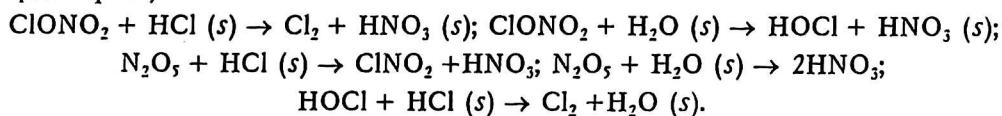


Образование ClONO_2 происходит быстро (в течение нескольких часов), а образование HCl — в течение нескольких недель. Аналогичные реакции идут и для BrO .

В нижней стратосфере большая часть азота NO_x существует в форме HNO_3 , однако и достаточно NO_x , чтобы поддерживать резервуарные формы галогенов в виде HCl и ClONO_2 . Даже если весь NO_x превратить в HNO_3 (ночные условия), то все равно при появлении УФ-радиации полярной весной даже при больших зенитных углах Солнца начнется процесс фотодиссоциации HNO_3 , дающий вновь NO_2 в течение нескольких недель. Таким образом, для обеспечения наблюдаемого большого спада O_3 в "озоновой дыре" надо либо постоянно (каждую неделю) переводить NO_x в HNO_3 , либо активный азот должен быть иным способом

удален из газовой фазы. Это осуществляется посредством гетерогенных процессов на поверхности ПСО.

Не касаясь сложных микрофизических процессов (нуклеации, конденсации, коагуляции, седиментации и т. д.) образования ПСО (этим вопросам посвящены работы [35, 37, 78—80]), отметим лишь, что важнейшими для рассматриваемой проблемы являются следующие гетерогенные процессы (индекс “s” относится к твердой фазе):



За счет этих процессов резервуарные хлорные компоненты ClONO_2 и HCl (адсорбированные на поверхности ПСО) превращаются в активный хлор. В частности, в течение нескольких часов фотолиз Cl_2 дает два атома Cl . Одновременно N_2O_5 (ночной резервуар NO_x) превращается в HNO_3 , остающуюся в твердой фазе, которая может удаляться седиментацией частиц, что приводит к денитрификации стратосферы.

По данным лабораторных измерений, эффективные скорости гетерогенных процессов настолько значительны, что обеспечивают для условий антарктической зимы существенное преобразование неактивных (по отношению к O_3) хлорных компонентов в активный хлор. Конечное распределение между хлорными компонентами в результате протекания гетерогенных процессов, как показано в [81], зависит от многих факторов, таких, как относительные скорости этих процессов (определяемые T , соотношением $\text{HCl}/\text{H}_2\text{O}$ на поверхности частиц и т. д.), а также начальные концентрации NO_x , ClONO_2 , N_2O_5 . Если условия таковы, что весь реактивный азот NO_y из объема воздуха удален, то каталитическое разрушение O_3 хлорными компонентами может беспрепятственно продолжаться до тех пор, пока не начнется перемешивание этого воздуха с воздушными массами, содержащими NO_y .

В Антарктике полярный вихрь, обеспечивающий необходимую изоляцию от среднеширотных воздушных масс, образуется в апреле—мае и существует до октября—ноября, после чего становится возможным перемешивание полярного воздуха со среднеширотным и обогащение его реактивным азотом.

Арктический вихрь охватывает меньшие территории, существует в течение меньшего времени, чем антарктический, и разрушается до весеннего равноденствия. Иногда он распадается даже в середине зимы в результате стратосферного потепления. В этом случае T поднимается выше $T_{\text{крит}}$ образования ПСО. Как отмечалось ранее, минимальная температура в арктической стратосфере, как правило, выше, чем максимальные T в Антарктике для аналогичного сезона. Все это обуславливает меньшую частоту появления и меньшую продолжительность существования ПСО в Арктике, а также меньшую степень денитрификации арктической стратосферы. Поскольку инициирование галогеновых циклов разрушения O_3 решающим образом зависит от существования ПСО, то описанные различия в метеорологии двух полярных областей определяют и разную степень падения в них O_3 .

В ряде исследований, например в [62], по результатам анализа измерений в арктической озоновой компании 1989 г. было теоретически предсказано увеличение потерь O_3 в Арктике в последующие годы, и это предсказание подтвердилось в 1994—1995 гг. Возможность увеличения в будущем арктической “озоновой дыры” в [62] связывают с неизбежным увеличением содержания стратосферного хлора в период 1990—2010 гг. от $3,2 \cdot 10^{-9}$ до $5,0 \cdot 10^{-9}$ и, соответственно, с усилением хлорного (и/или хлорбромного) цикла разрушения озона.

Несмотря на то, что есть общее понимание основных процессов, обуславливающих падение озона и возникновение полярных “озоновых дыр”, моделирование полной эволюции в пространстве и времени антарктической и тем более арктической “озоновой дыры” остается пока очень сложной задачей ввиду совокупности очень многих взаимодействующих физических и химических (газофазных и гетерогенных) процессов, часть из которых исследована не в полной мере.

Озоновые аномалии в среднеширотной стратосфере и возможные механизмы их образования

В последние годы в средних широтах северного и южного полушарий наблюдаются статистически значимые отрицательные тренды в общем содержании озона. Так, согласно [44], уменьшение $N(O_3)$ в зимний период в широтной зоне $30-60^\circ N$ за 1985—1989 гг. по сравнению с аналогичными данными за 1979—1982 гг. составило 5—6 %. Данные [82] за большой период времени (1978—1991 гг.) для средних широт Северного полушария дают отрицательные тренды $N(O_3)$ — около 8—10 %.

В рамках проблемы уменьшения общего содержания озона значительное внимание уделяется анализу данных о крупномасштабных аномалиях $N(O_3)$ в зимне-весенний период. Как правило, эти аномалии наиболее интенсивны в годы с западной фазой КДК, когда ослаблен стратосферный перенос озона из тропической области в средние широты.

В табл. 1 [1] представлены средние отклонения общего содержания озона ΔX над отдельными регионами Северного полушария в периоды наиболее сильных аномалий за 1980—1990 гг.

Таблица 1

Отклонение ΔX средних за зимне-весенний период значений общего содержания озона от средних многолетних

Регион	Декабрь 1982 г. — май 1983 г.	Декабрь 1984 г. — май 1985 г.	Декабрь 1986 г. — май 1987 г.
Европа:			
северная	-29	-9	-10
средняя	-25	-3	-16
южная	-11	-10	-5
Северная Америка:			
северная часть	-21	-26	-19
южная часть	-11	-23	+2
Азия:			
восточная	-16	-17	+4
южная	-6	-17	+3

Аномалия 1982—1983 гг. была самой глубокой, длительной и устойчивой в Северном полушарии за период 1980—1990 гг. Начавшись над некоторыми станциями Европы и Северной Америки в ноябре и в большем масштабе — в декабре 1982 г., она достигла максимума в Америке в феврале (в среднем $\Delta X = -36$), в Европе — в марте 1983 г. ($\Delta X = -50$) и продолжалась до апреля [1]. Аномалия охватывала огромные территории — всю Европу, Северную Америку ($\Delta X = -40$ в апреле), была заметна на Дальнем Востоке ($\Delta X = -30$ в Нагаево). Исключение составила Восточная Сибирь. Аномалия 1986—1987 гг. была в общем более слабой и кратковременной, чем предыдущие, однако в отдельных пунктах Северной Америки наблюдались сильные падения $N(O_3)$: в Нэшвилле $\Delta X = -51$ в декабре, в Боулдере $\Delta X = -113$. Зимне-весенняя аномалия общего содержания озона в

феврале—апреле 1989 г. была более выражена над западными районами европейской части бывшего СССР и слабее — над Восточной Сибирью и Дальним Востоком [1].

Очень низкие значения $N(O_3)$ наблюдались в зимне-весенний сезон 1992—1993 гг. на умеренных и высоких широтах Северного полушария [8, 83—87]. Они могли быть обусловлены частично влиянием извержения вулкана Пинатубо [88—91]. Рекордно низкие значения содержания озона зарегистрированы в зимне-весенний сезон 1994—1995 гг. над обширными территориями Сибири и Якутии ($45\div 70^\circ N$, $50\div 130^\circ E$) [87].

Согласно [87], за 30-летний период до 1990 г. количество дней с падением O_3 в широтной зоне $45\text{—}65^\circ N$, превышающим 2σ (σ — среднеквадратичное отклонение), составляло в среднем 1—4 дня, а в последующие годы значительные (более 2σ) отклонения O_3 наблюдались в течение существенно большего времени, вплоть до 40—50 дней в 1992—1993 г.

Наиболее сильная озоновая аномалия над Сибирью, значительно превосходящая ранее наблюдавшиеся в этом регионе, была зарегистрирована зимой—весной 1994—1995 гг. Дефицит озона до 25 % отмечен во второй половине января и более сильный до $30\div 35\%$ — в первой половине февраля и со второй половины марта до начала апреля 1995 г. [87]. В предыдущие годы в умеренных широтах Северного полушария не наблюдалось столь значительного падения озона ($30\div 35\%$) в течение такого длительного периода времени. При высокой климатической норме $N(O_3)$ над Сибирью и Якутией (самой высокой в широтном поясе $45\text{—}65^\circ N$), составляющей 440 и 470 е.Д для января и февраля, измеренные значения 250—270 е.Д близки к порогу, характеризующему “озоновую дыру” — 200 е.Д [87]. Из анализа данных о стратосферных температурах над этим регионом следует, что в период с декабря 1994 г. по февраль 1995 г. циркуляция определялась необычно сильным и холодным полярным вихрем с центром над Арктическим побережьем Сибири, и это привело к понижению температуры над Сибирью в среднем на $\sim 10^\circ$ от местной нормы и падению T в отдельные дни до T_1 образования ПСО-1 [87].

Согласно исследованиям [92], понижение T на 1° ниже нормы в умеренных и полярных широтах связано с дефицитом озона в $5\div 7$ е.Д. В таком случае наблюдавшееся понижение T над Сибирью может обеспечить уменьшение $N(O_3)$ на 13—15 % из зарегистрированных 25—30 %. Если учесть долгосрочный спад озона, составляющий $\sim 7\text{—}8\%$ над средними широтами Северного полушария за 15 лет [93], и понижение озона, обусловленное западной фазой квазидвухлетних колебаний ($\sim 6\text{—}8\%$ [92]), то можно сделать вывод, что большая часть наблюдавшейся озоновой аномалии над Сибирью может быть объяснена совокупностью нескольких факторов: возмущение динамических процессов, приводящее к понижению T и ускорению фотохимических процессов разрушения O_3 (в том числе гетерогенных); многолетний отрицательный тренд O_3 ; западная фаза КДК [87].

Следует особо подчеркнуть, что для среднеширотных озоновых аномалий нет таких комплексных исследований особенностей поведения разнообразных стратосферных параметров, как рассмотренные выше программы ААСЕ и ААОЕ. Это существенно затрудняет выявление причин и механизмов возникновения этого явления в средних широтах.

Имеющиеся экспериментальные данные по областям аномально низкого содержания озона (их часто называют “мини-дыры”) можно условно разделить на две основные группы:

данные о $N(O_3)$, $[O_3]$ (*b*) и характеристиках аэрозольных частиц — они используются для оценки влияния вулканических извержений на наблюдаемый спад озона [88, 91—94];

аналогичные данные об озоне совместно с данными о температуре, давлении, геопотенциале — они используются для анализа и оценки вклада динамических процессов в образование озоновых аномалий [95—99].

Гипотеза о том, что одной из причин интенсивных озоновых аномалий 1982—1983 гг. и 1992—1993 гг. в средних широтах могли быть мощные извержения вулканов Эль-Чичон (март—апрель 1982 г.) и Пинатубо (июнь 1991 г.), высказывалась давно [100, 101]. В пользу ее говорят одновременные измерения рекордно низких значений $N(O_3)$, профилей $[O_3]$ (h) и повышенного содержания аэрозольных частиц вулканического происхождения, а также измерения содержания в столбе компонентов SO_2 , NO , NO_2 , HNO_3 , HCl после вулканических извержений. Основными компонентами вулканических газов являются H_2O (60,2 % по весу), SO_2 (24 %), CO_2 (~ 12 %) и HCl (~ 0,5 %) [90]. В результате извержения вулкана Эль-Чичон в стратосферу до 30 км было выброшено ~ 10^9 кг SO_2 при его фоновом содержании в стратосфере ~ $1,1 \cdot 10^8$ кг [90].

Из разнообразных каналов влияния вулканических выбросов на стратосферную химию и озон (через изменение солнечного излучения в УФ- и видимом диапазонах и последующее изменение концентрации малых нейтральных составляющих, через увеличение поглощения солнечного излучения и последующий нагрев стратосферы, приводящий к изменению циркуляции воздуха и т. д.) наиболее важным (по крайней мере, наиболее исследованным) является образование сульфатных аэрозолей, на поверхности которых протекают гетерогенные процессы, усиливающие хлорный и бромный циклы разрушения озона [88, 90, 94, 101—104].

В результате протекания гетерогенных процессов на поверхности сульфатного и водного аэрозоля происходит превращение относительно инертных форм хлора (HCl , $ClONO_2$) в активный хлор, а азотные компоненты (NO , NO_2 , N_2O_5 , $ClONO_2$), способные связывать такой хлор, превращаются в довольно устойчивую форму HNO_3 . Тем самым активизируется хлорный цикл разрушения озона. Описанный механизм подтверждается наблюдаемым на средних широтах уменьшением до 50 % содержания в столбе NO и NO_2 , которые превращаются в N_2O_5 и затем в HNO_3 .

Прямая инжекция HCl при вулканических извержениях увеличивает содержание этого хлорного резервуара в столбе на ~ 40 % на широтах $10^\circ S \div 35^\circ N$ и оказывает меньшее воздействие на озон, чем описанный выше механизм. Кроме того, в результате увеличения H_2O в стратосфере при вулканических извержениях могут возрасти концентрации OH и HO_2 и ускориться водородный цикл уничтожения O_3 на $h < 30$ км [90].

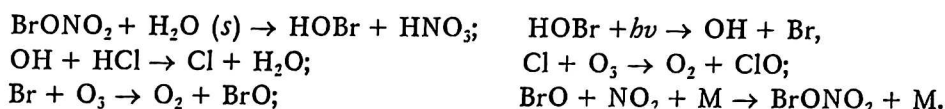
Локальные уменьшения озона в столбе, согласно экспериментальным данным, составляли 2—4 % после извержения вулкана Эль-Чичон и 5—10 % — после извержения Пинатубо. Модельные расчеты [90], учитывающие описанные выше механизмы, в целом согласуются с экспериментальными данными, хотя интерпретация последних затруднена возможным влиянием других факторов, помимо химических, например влиянием КДК.

Согласно расчетам [104], уменьшение O_3 от выброса SO_2 при извержениях Эль-Чичон и Пинатубо зависит от содержания хлора в фоновой стратосфере. При незначительном содержании хлора уменьшение активного азота NO_2 должно привести к увеличению озона, а при высоком содержании хлора описанные выше гетерогенные реакции приводят к уменьшению озона.

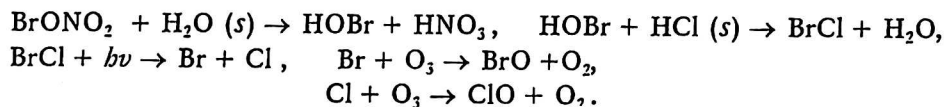
Проведенные лабораторные исследования [105] гетерогенных процессов с участием бромных соединений $BrgONO_2$ и $HOBr$ свидетельствуют о высокой их эффективности на поверхности сульфатного аэрозоля [103, 104]. Гетерогенный гидролиз $BrgONO_2$ на частицах сульфатного аэрозоля дает $HOBr$, при фотолизе которой образуется гидроксил OH , участвующий в превращении

неактивной формы хлора (HCl) в активный хлор (Cl и ClO), что в итоге приводит к разрушению озона.

Последовательность процессов такова [105]:



Так как внутри аэрозольных капель в конденсированном состоянии находится HCl, возможна еще одна цепь процессов, также приводящая к разрушению O₃ [104]:



При этом важным моментом является то, что процесс HOBr + HCl(s) в 10 раз эффективнее процесса HOCl + HCl(s) в цепи гетерогенного гидролиза ClONO₂, также приводящего к образованию активного хлора (Cl₂).

В табл. 2 приведены результаты расчетов [104] по распределению хлора между активной и неактивной формами, полученные с учетом описанных выше процессов для условий невозмущенного (фоновый) содержания стратосферного аэрозоля и для увеличенного его содержания в поствулканический период. Видно, что учет гетерогенных процессов с участием бромных соединений позволяет воспроизвести экспериментальные данные по распределению хлорных соединений, приведенные в табл. 2, и объяснить неожиданно высокие отношения ClO/HCl и ClONO₂/HCl на *b* = 20 км, измеренные после извержения Пинатубо.

Таблица 2

Соотношения между хлорными соединениями на уровне 70 мбар, рассчитанные с учетом гетерогенных реакций бромных соединений

Состояние аэрозоля	Широта условия						Экспериментальные данные
	19° N	30° N	41° N	52° N	63° N	74° N	
ClO/HCl							
1	0,00	0,01	0,02	0,03	0,05	0,06	0,15 (26° N—42° N)
2	0,02	0,04	0,10	0,18	0,35	0,52	
HCl/Cl _y							
1	0,79	0,66	0,58	0,55	0,52	0,49	(0,73 ± 0,10) (29° N)
2	0,66	0,51	0,41	0,36	0,31	0,24	0,40 (22° N—69° N)
ClONO ₂ /Cl _y							
1	0,21	0,33	0,40	0,43	0,44	0,42	(0,27 ± 0,10) (29° N)
2	0,32	0,46	0,53	0,54	0,50	0,37	(0,45 ± 0,15) (30° N—60° N)
ClONO ₂ /HCl							
1	0,28	0,51	0,70	0,78	0,85	0,88	
2	0,48	0,91	1,30	1,48	1,62	1,57	

Примечания: 1 — невозмущенный (фоновый) аэрозоль; 2 — аэрозоль после извержения вулкана.

Согласно расчетам [103], учет гидролиза BrONO₂ на сульфатном аэрозоле почти не сказывается на оценках тренда озона в период 1980—1990 гг., когда содержание аэрозоля в стратосфере было мало, но существенно влияет на тренд

озона в период 1991—1995 гг. с высоким содержанием аэрозоля вплоть до удвоения потерь озона в диапазоне широт $60^\circ \text{S} \div 60^\circ \text{N}$ в 1992 г.

Помимо больших, но редких увеличений содержания сульфатных аэрозолей при извержении вулканов, есть экспериментальные доказательства общего роста содержания таких аэрозолей в стратосфере северного полушария в результате либо больших выбросов серы от высотных дозвуковых самолетов, либо от каких-либо иных антропогенных источников. На фоне возрастающего содержания хлорных и бромных соединений в стратосфере это может привести в будущем к еще большим потерям озона на средних широтах Северного полушария [94].

Второй основной механизм, выдвигаемый группой российских ученых [95—99] для объяснения резко участвовавших случаев появления отрицательных озоновых аномалий в средних широтах северного полушария, связан с динамическими процессами в атмосфере и климатическими изменениями в характере атмосферной циркуляции.

По мнению сторонников динамического механизма изменений озонового слоя, “все значительные аномалии общего содержания O_3 на территории Европы, зарегистрированные отечественной и мировой системами контроля состояния озонового слоя за последнее десятилетие, сопровождалась вторжением субтропических воздушных масс” [98]. Участвовавшая адвекция относительно бедных озоном низкоширотных воздушных масс в более высокие широты должна приводить к понижению общего содержания озона и увеличению высоты максимума вертикального профиля озона [98].

Проведенный в работе [98] анализ изменения формы профилей $[\text{O}_3](b)$ на девяти станциях Северного полушария ($32\text{—}75^\circ \text{N}$) за 1968—1993 гг. дал положительный тренд высоты и ширины максимума озонового профиля, наибольший в средних широтах ($50\text{—}60^\circ \text{N}$), что, по мнению авторов [94], является доказательством динамической причины изменения озонового слоя. При действии антропогенных факторов (например, гетерогенных процессов на ПСО с высвобождением активного хлора) центр максимума профиля должен “выедаться” и раздваиваться.

Анализ 41 явления озоновой аномалии, в которых дефицит озона составлял $\geq 2\sigma$, или $\geq 15\%$ от климатической нормы, соответствующей анализируемой дате, показал [99], что для всех этих аномалий наибольший дефицит озона наблюдается в диапазоне высот, расположенном под климатическим максимумом. Лишь для одной из рассмотренных аномалий на станции Резольют (Канада, 75°N) по форме профиля $[\text{O}_3](b)$ нельзя было исключить влияние фотохимических гетерогенных факторов. На основании того, что аномалии появляются в нижней части озонового слоя, контролируемой динамикой, их причиной считают изменения меридионального переноса O_3 из тропической зоны в высокие широты [98]. При этом полагается, что значительное увеличение числа озоновых аномалий в последнее время свидетельствует о долговременных (с характерным временем в десятки лет) изменениях стандартных метеопараметров, определяющих глобальную атмосферную циркуляцию.

Версия об антропогенных причинах возникновения озоновых аномалий сторонниками динамического механизма отвергается на том основании, что в умеренных широтах Северного полушария, как правило, нет видимых причин для наличия низких стратосферных температур, необходимых для образования ПСО и эффективного протекания гетерогенных процессов. Даже очень интенсивная аномалия весной 1995 г. над Сибирью могла быть вызвана совокупностью динамических процессов ($\sim 70\%$) и антропогенных факторов ($\sim 30\%$) [87], которая связывается с действием Азорского антициклона [98].

В последнее время опубликован цикл работ по изучению влияния Азорского антициклона на уменьшение $\text{N}(\text{O}_3)$ в Европе в зимнее полугодие [95—97, 99]. Обнаружено, что в периоды так называемого азорского воздействия (перемещения антициклона или гребня из субтропической зоны Атлантического океана на Ев-

ропу или северные районы Атлантики) возникает барическая ситуация в виде гребня в тропосфере и нижней стратосфере (до уровня 100 гПа), сопровождающаяся аномально низким содержанием O_3 . Такая ситуация наблюдается при большом значении давления $P \geq 1030$ гПа в центре антициклона и высокой широте φ (равной или большей $40^\circ N$) приземного его центра. Если же Азорский антициклон распространялся лишь на самые нижние слои тропосферы (при P и φ меньше критических), то он не влияет на $N(O_3)$. Статистический анализ данных по среднему отклонению ΔX общего содержания озона от средних многолетних значений, по данным 13 станций наблюдения в Западной Европе (в области широт $43-60^\circ N$) за период с 1958 по 1993 г. и данным о характеристиках Азорского антициклона (широта и $P \geq 1030$ гПа), показал [99] отчетливую корреляцию ΔX с P и φ : в январе коэффициенты корреляции $r(\Delta X, P) = -0,53$ и $r(\Delta X, \varphi) = -0,63$; наличие корреляции между ΔX и P достоверно с вероятностью, превышающей 0,99, а между ΔX и φ — с вероятностью, превышающей 0,999. Коэффициенты корреляции (везде отрицательные) для ноября, декабря, февраля и марта имеют меньшие значения.

При исследовании влияния Азорского антициклона на стратосферу получено [95, 99], что при наличии барического гребня в тропосфере и нижней стратосфере на уровнях 30 гПа (~ 24 км) и 10 гПа (~ 30 км) наблюдаются восходящие потоки со скоростью 2—3 см/с, приводящие к уменьшению температуры на этих уровнях и увеличению температуры в тропосфере. Получена ярко выраженная и устойчивая положительная корреляция ΔX с температурой в стратосфере на уровне 30 гПа для Лондона (региона, где азорское воздействие наблюдается наиболее часто).

На основе проведенных исследований в [99, 106] сделан вывод, что основной причиной уменьшения O_3 над Западной Европой в последние годы является увеличение повторяемости азорского воздействия, особенно сильное в январе: по данным [106], значения $P > 1030$ гПа за 90-летний период, с 1881 по 1980 г., в этом месяце наблюдались 10 раз (повторяемость 11 %), а за 13-летний период с 1981 по 1993 г. — 7 раз (повторяемость 54 %). При этом резкое увеличение отрицательных трендов общего содержания озона в зимний сезон и в широтной зоне $45-60^\circ N$ объясняется в [99, 106] тем, что распространение возмущений из тропосферы в стратосферу возможно только в зимних условиях, и указанная область широт является как раз той зоной, где обычно расположен барический гребень в тропосфере и нижней стратосфере.

Таким образом, происходящая борьба мнений относительно причин возникновения среднеширотных озоновых аномалий напоминает ситуацию, которая сложилась ранее при обнаружении "озоновых дыр" в Антарктике и затем в Арктике. Тогда существовало две концепции: первая — фотохимическое разрушение озона окислами хлора (и отчасти брома), которые накапливались в стратосфере при распаде фреонов и галонов антропогенного происхождения; вторая — динамический перенос снизу вверх воздуха, обедненного озоном. В дальнейшем комплексные экспериментальные исследования, проведенные в рамках программ ААОЕ, ААСЕ, ЕАСОЕ и т. п., дали убедительные доказательства антропогенного происхождения полярных озоновых дыр. В случае среднеширотных озоновых аномалий таких серьезных и исчерпывающих аргументов в пользу какой-либо одной из предлагаемых версий пока нет, и требуется проведение дополнительных экспериментальных и теоретических исследований.

Выводы

1. В настоящее время наблюдается негативная тенденция, пока еще не проявившаяся в полной мере, заключающаяся в том, что пространственно-временные характеристики арктических озоновых "мини-дыр" постепенно начинают при-

ближаться к аналогичным параметрам устойчивой антарктической "дыры". Данный феномен требует особого всестороннего исследования.

2. На средних широтах возникновение озоновых аномалий участилось. Причины этого эффекта неясны.

3. Многолетние наблюдения показывают, что характеристики "озоновой дыры" над Антарктидой в принципе со временем изменились незначительно.

4. Механизмы образования полярных "озоновых дыр" исследованы относительно полно. Главные из них — фотохимические процессы (хлорный и бромный циклы разрушения озона) и метеорологические факторы (возникновение полярных стратосферных облаков двух типов, усиливающих действие указанных циклов).

5. Природа возникновения среднеширотных озоновых аномалий окончательно не выявлена. Убедительных доказательств в пользу одной из двух существующих гипотез (фотохимической и динамической) пока не представлено.

Л и т е р а т у р а

1. Александров Э. Л., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Хргиан А. Х. Озонный щит Земли и его изменения. — С-Пб.: Гидрометеоздат, 1992. — 288 с.
2. Данилов А. Д., Авдюшин С. И.// Геоматематизм и аэрономия, 1992. Т. 32. № 1. С. 1.
3. Farman J. C., Gardner B. G., Shanklin J. D.// Nature. 1985. V. 315. P. 207.
4. Present state of knowledge of upper atmosphere// NASA Ref. Publication, 1998, No 1208, P. 200.
5. Scientific Assessment of Atmospheric Ozone 1989// United Nations Environment Programme. World Meteorological Organization, 1990.
6. McCormick M. P., Zawodny J. M., Veiga R. E. et al.// Planet. Space Sci. 1989. V. 37. P. 1567.
7. Столярский Р. С.// В мире науки. 1988. № 3. С. 6.
8. Борисов Ю. А., Хаттатов В. У., Юшков В. А.// Известия РАН. ФАО. 1995. Т. 31. № 1. С. 26—33.
9. Stratospheric Ozone 1988. UK Stratospheric Ozone Review Group. Second Report. 1988. — 71 p.
10. Vojkov R. D.// Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 1236.
11. Garcia R. R., Solomon S.// Ibid. 1987. V. 14. P. 848.
12. Brune W. H., Anderson J. G., Chan K. R.// J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. D14. P. 16649.
13. de Zafra R. L. et. al.// Ibid. No. D9. P. 11423.
14. Anderson J. E., Brune W. H., Proffitt M. N.// Ibid. P. 11465.
15. Proffitt M. N. et. al.// Ibid. P. 11437.
16. Brune W. H., Anderson J. G., Chan K. R.// Ibid. No. D14. P. 16639.
17. Wahner A. et. al.// Ibid. No. D9. P. 11405.
18. Sangers R. W. et. al.// Ibid. P. 11381.
19. Toon G. C. et. al.// Ibid. No. D14. P. 16571.
20. Coffey M. T., Mankin W. G., Goldman A.// Ibid. P. 16597.
21. Fahey D. W. et. al.// Ibid. P. 16665.
22. Heidt L. E. et. al.// Ibid. V. 94. No. D9. P. 1159.
23. Tung K. K. et. al.// Nature, 1986. V. 333. P. 811.
24. Hartman D. L. et. al.// J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. D14. P. 16779.
25. Douglass A. R. et. al.// Ibid. 1995. V. 100. P. 13967.
26. Rinsland C. P. et. al.// Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. No 17. P. 2365.
27. Poole L. R., McCormick M. P.// J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 8423.
28. Ferry G. V. et. al.// Ibid. 1989. V. 94. No. D14. P. 16459.
29. Kinne S. et. al.// Ibid. P. 16481.
30. Fahey D. W. et. al.// Ibid. No. D9. P. 11299.
31. Schlager H. et. al.// Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. P. 1275.
32. Pueschel R. F. et. al.// J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. D9. P. 11271.
33. Grutzen P. J., Arnold F.// Nature. 1986. V. 324. P. 651.
34. Tolbert M. A.// Science. 1994. V. 264. P. 527.
35. Zhang R., Leu M.-T., Molina M. J.// Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. No 13. P. 1669.
36. Kelly K. K. et. al.// J. Geophys. Res. 1989. V. 94. No. D9. P. 11317.
37. Toon O. B. et. al.// Ibid. P. 11359.
38. Hofmann D. J., Deshler T.// Ibid. 1991. V. 96. No. D2. P. 2897.
39. Deshler T. et. al.// Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. No 11. P. 1999.
40. Adriani A. et. al.// Ibid. 1992. V. 19. No 17. P. 1755.

41. Deshler T., Johnson B. J., Rozier W. R. // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. No 4. P. 273.
42. Adriani A. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. No. D12. P. 25877.
43. Turco R., Plumb A., Condon E. // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. No 4. P. 313.
44. Newman P. et. al. // *Ibid.* P. 317.
45. Neuber R., Kruger B. C. // *Ibid.* P. 321.
46. Browell E. V. et. al. // *Ibid.* P. 325.
47. Brune W. H. et. al. // *Ibid.* P. 505.
48. Lait L. R. et. al. // *Ibid.* P. 521.
49. Loewenstein M. et. al. // *Ibid.* P. 477.
50. Rood R. B. et. al. // *Ibid.* P. 337.
51. Newman P. A. et. al. // *Ibid.* P. 329.
52. Nagatani R. M. et. al. // *Ibid.* P. 333.
53. Browell E. V. et. al. // *Ibid.* 1990. V. 17. No 4. P. 385.
54. Toon O. B. et. al. An analysis of lidar observations of polar stratospheric clouds. // *Ibid.* P. 393.
55. Hofmann D. J. et. al. // *Nature.* 1989. V. 340. N. 6229. P. 117.
56. Schlager H., Arnold F. // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. No 4. P. 433.
57. Kondo Y. et. al. // *Ibid.* P. 437.
58. Hubler G. et. al. // *Ibid.* P. 453.
59. Kawa S. R. et. al. // *Ibid.* P. 485.
60. Mankin W. G. et. al. // *Ibid.* P. 473.
61. Fahney D. W. et. al. // *Ibid.* P. 489.
62. Brune W. H. et. al. // *Science.* 1991. V. 252. P. 1260.
63. Brune W. H. et. al. // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. No 4. P. 505.
64. Toohey D. W. et. al. // *Ibid.* P. 513.
65. Schiller C. et. al. // *Ibid.* P. 501.
66. Hofmann D. J., Deshler T. // *Ibid.* No 12. P. 2185.
67. Hofmann D. J. et. al. // *Ibid.* No 9. P. 1279.
68. Deshler T. et. al. // *Ibid.* 1994. V. 21. No 13. P. 1327.
69. Peter T. et. al. // *Ibid.* P. 1331.
70. Deshler T., Oltmans S. J. // *J. Atmos. Chemistry.* 1997.
71. Manney G. L. et. al. // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. No 1. P. 85.
72. Manney G. L. et. al. // *Nature.* 1994. V. 370. P. 429.
73. Manney G. L. et. al. // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. No 22. P. 3203.
74. Santee M. L. et. al. // *Ibid.* P. 3207.
75. Waters J. W. et. al. // *Ibid.* 1995. V. 22. P. 823.
76. Wirth M., Renger W. // *Ibid.* 1996. V. 23. No 8. P. 813.
77. Anderson J. G. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. No. D9. P. 11480.
78. Toon O. B. et. al. // *J. Atmos. Sci.* 1988. V. 45. P. 2123.
79. Hamill P. et. al. On the growth of nitric and sulfuric acid aerosol particles under stratospheric conditions // *Ibid.* V. 7. P. 287.
80. Turco R. P. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. No. D14. P. 16493.
81. Rodriguez J. M. et. al. // *Ibid.* P. 16683.
82. Scientific assessment of ozone depletion: 1991. WMO Global ozone res. and monitor. Project Rep. No 25, Geneva, 1992.
83. Bojkov R. D. et. al. // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 1351.
84. Komhyr W. et. al. // *Ibid.* 1994. V. 21. P. 201.
85. Kerr J., Wardle D., Tarasik D. // *Ibid.* 1993. V. 20. P. 1979.
86. Herman J. K., Larko D. // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 3483.
87. Bojkov R. D. et. al. // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. No 20. P. 2729.
88. Rodrigues J. M. et. al. // *Ibid.* 1994. V. 21. P. 209.
89. Zerefos C. S. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 99. P. 25741.
90. Coffey M. T. // *Ibid.* 1996. V. 101. No. D3. P. 6767.
91. Зуев В. В. // *Оптика атмосферы и океана*, 1996. Т. 9. № 9. С. 1171.
92. Bojkov R. D. // *Meteorol. Phys.* 1988. V. 38. P. 117.
93. World Meteorological Organization (WMO). Scientific assessment of ozone depletion: 1994, WMO Ozone Rep. 37, Geneva, 1994.
94. Solomon S. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. No. D3. P. 6713.
95. Бекорюков В. И. и др. // *Метеорология и гидрология*, 1990. № 12. С. 103.
96. Бекорюков В. И. и др. // *Изв. РАН, ФАО*, 1994. Т. 30. № 6. С. 807.
97. Бекорюков В. И. и др. // *Метеорология и гидрология*, 1995. № 7. С. 40.
98. Крученицкий Т. М. и др. // *Оптика атмосферы и океана*, 1996. Т. 9. № 9. С. 1233.
99. Бекорюков В. И. и др. // *Изв. РАН, ФАО*, 1995. Т. 31. № 1. С. 41.
100. Adriani A. et. al. // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. No. D7. P. 8365.
101. Hoffman D. J., Solomon S. // *Ibid.* 1985. V. 94. P. 5029.
102. Tie X. X., Brasseur G. // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. No 18. P. 2505.
103. Randeniya L. K. et. al. // *Ibid.* No 13. P. 1633.
104. Tie X. X., Brasseur G. // *Ibid.* 1995. V. 22. P. 3035.

105. Hanson D. R., Ravishankara A. R. // Geophys Res. Lett. 1995. V. 22. P. 385.
106. Бекорюков В. И. и др. // Оптика атмосферы и океана, 1996. Т. 9. С. 1243.

POLAR OZONE "HOLES" AND MIDLATITUDE ANOMALIES: EXPERIMENTAL DATA, FORMATION MECHANISMS

N. V. Smirnova, S. I. Kozlov

Russian Academy of Sciences, Institute for Dynamics of Geospheres, Moscow, Russia

Combined analysis of the experimental data for the polar ozone "holes" and midlatitude anomalies is presented. The common features and principal differences of these phenomena are noted. The photochemical, meteorological and dynamical mechanisms responsible for total ozone depletion are discussed. It is shown, that the role of different processes depends on the latitude. They are at least known for the polar regions, however for the midlatitude anomalies the question is under consideration.