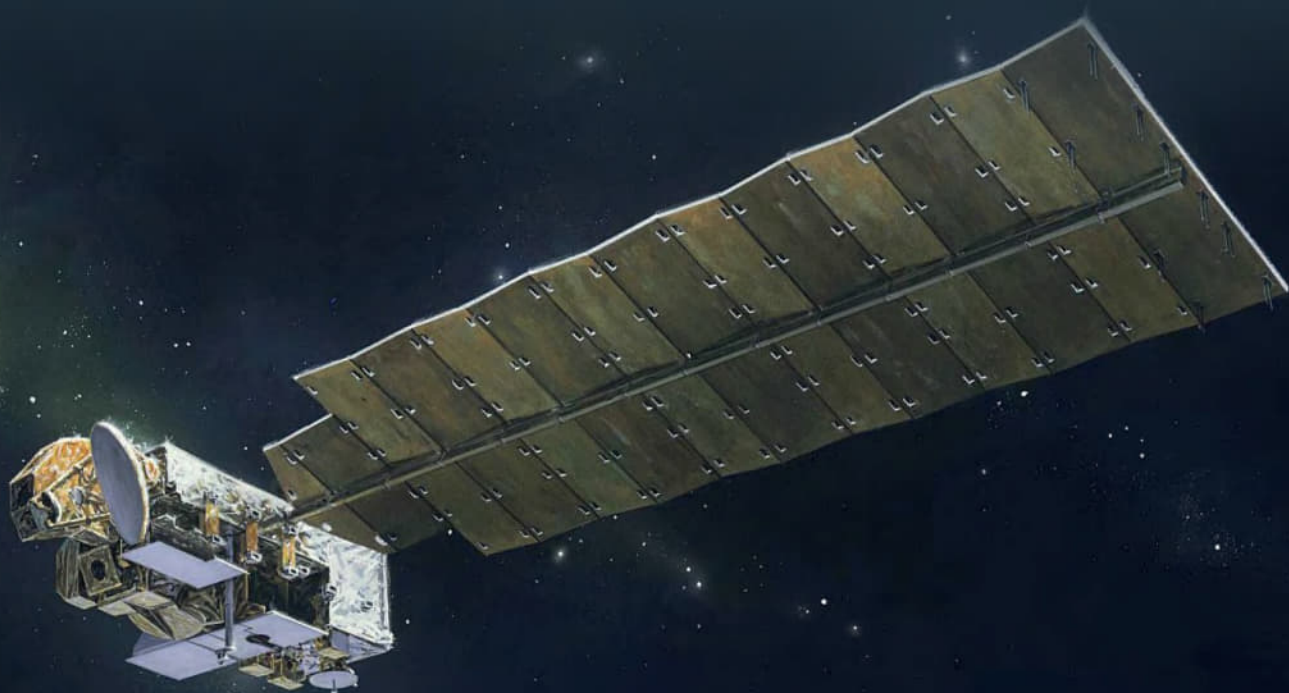




20 вопросов и ответов об озоновом слое



Бишкек 2025

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ, ЭКОЛОГИИ И
ТЕХНИЧЕСКОГО НАДЗОРА КЫРГЫЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОЗОНОВЫЙ ЦЕНТР КЫРГЫЗСТАНА

20 ВОПРОСОВ И ОТВЕТОВ ОБ ОЗОНОВОМ СЛОЕ

**Издано в честь 40-летнего юбилея Венской
конвенции об охране озонового слоя**

Бишкек 2025

20 вопросов и ответов об озоновом слое, Бишкек, 129 с.

Настоящая брошюра в доступной форме освещает широкий круг вопросов, связанных с озоновым слоем и его защитой. В ней подробно раскрыты основные понятия об озоне, процессы его образования и распределения в атмосфере, а также современные методы измерения содержания озона. Особое внимание уделено причинам истощения стратосферного озонового слоя, включая роль галогенсодержащих веществ и антропогенных выбросов. Брошюра объясняет химические реакции, вызывающие разрушение озона, а также рассматривает состояние озонового слоя в Антарктике и других регионах.

Отдельные разделы посвящены влиянию природных факторов, таким как солнечная активность и вулканические извержения, а также международным мерам контроля — Монреальскому протоколу и Кигалийской поправке. Представлены достижения и вызовы в сокращении выбросов озоноразрушающих веществ и их связь с защитой климата. Брошюра содержит прогнозы будущих изменений озонового слоя с учётом различных факторов, включая деятельность человека.

Данное издание будет полезно студентам и преподавателям ВУЗов, профессиональных училищ, специалистам и всем, кто интересуется вопросами охраны озонового слоя и окружающей среды.

Распространяется бесплатно

Содержание

Введение	4
Вопрос 1. Что такое озон, как он образуется и где он находится в атмосфере?	9
Вопрос 2. Почему нас волнует атмосферный озон?	14
Вопрос 3. Как распределено общее количество озона по земному шару?	17
Вопрос 4. Как измеряется содержание озона в атмосфере?	21
Вопрос 5. Каким образом выбросы галогенсодержащих газов приводят к истощению стратосферного озонового слоя?	24
Вопрос 6. Какие выбросы в результате деятельности человека приводят к истощению стратосферного озонового слоя?	28
Вопрос 7. Какие химически активные галогенсодержащие газы разрушают стратосферный озон?	36
Вопрос 8. Какие реакции хлора и брома разрушают стратосферный озон?	43
Вопрос 9. Почему над Антарктидой возникла «озоновая дыра», несмотря на то что озоноразрушающие вещества есть и в других частях стратосферы?	47
Вопрос 10. Насколько сильно истощён озоновый слой над Антарктидой?	54
Вопрос 11. Наблюдается ли истощение озонового слоя над Арктикой?	62
Вопрос 12. Насколько велико истощение озонового слоя за пределами полярных регионов?	69
Вопрос 13. Влияют ли изменения на Солнце и извержения вулканов на озоновый слой?	74
Вопрос 14. Существует ли контроль за производством озоноразрушающих веществ?	80
Вопрос 15. Добился ли Монреальский протокол успеха в сокращении выбросов озоноразрушающих веществ в атмосферу?	86
Вопрос 16. Увеличивает ли истощение озонового слоя приземное ультрафиолетовое излучение?	92
Вопрос 17. Является ли истощение озонового слоя основной причиной глобального изменения климата?	99
Вопрос 18. Помогают ли меры контроля за веществами, разрушающими озоновый слой, предусмотренные Монреальским протоколом, защитить климат Земли?	108
Вопрос 19. Каким образом защита климата в рамках Монреальского протокола вышла за рамки регулирования озоноразрушающих веществ?	114
Вопрос 20. Какие изменения стратосферного озона прогнозируются на ближайшие десятилетия?	120

Введение

Озон присутствует в атмосфере лишь в небольших количествах. Тем не менее, озон жизненно важен для благополучия человека, а также для устойчивости сельского хозяйства и экосистем. Большая часть озона Земли находится в стратосфере, слое атмосферы, который находится более чем в 10 километрах (6 милях) над поверхностью. Около 90% атмосферного озона содержится в стратосферном «озоновом слое», который защищает поверхность Земли от вредного ультрафиолетового излучения, испускаемого Солнцем.

В середине 1970-х годов ученые обнаружили, что некоторые химические вещества, производимые человеком, могут привести к истощению стратосферного озонового слоя. Последующее увеличение ультрафиолетового излучения на поверхности Земли увеличит количество случаев рака кожи и катаракты глаз, подавит иммунную систему людей, а также отрицательно скажется на сельском хозяйстве, а также на наземных и океанических экосистемах.

После обнаружения этой экологической проблемы исследователи стремились лучше понять эту угрозу озоновому слою. Станции мониторинга показали, что содержание газов, являющихся озоноразрушающими веществами (ОРВ)¹, таких как хлорфторуглероды (ХФУ), в атмосфере неуклонно растет. Эти тенденции были связаны с ростом производства и использования ХФУ и других ОРВ для пропеллентов в аэрозольных баллончиках, охлаждения и кондиционирования воздуха, вспенивания, промышленной очистки и других применений. Измерения в лаборатории и в атмосфере характеризовали химические реакции, которые были вовлечены в разрушение озона. Компьютерные модели атмосферы, использующие эту информацию, использовались для моделирования того, насколько сильно разрушение озона уже происходит, и для прогнозирования того, насколько сильно оно может произойти в будущем.

К середине 1980-х годов наблюдения за озоновым слоем показали, что истощение действительно происходит. Самая сильная потеря озона, неожиданная на момент открытия, как было обнаружено, повторяется каждую весну над Антарктидой. Потеря в этом регионе обычно называется «озоновой дырой», поскольку истощение озона является солнечным и локализованным. Истончение озонового слоя также наблюдалось над другими регионами земного шара, такими как Арктика и северные и южные средние широты.

Работа многих ученых по всему миру создала широкое и прочное научное понимание процесса истощения озонового слоя. С этой основой мы знаем, что истощение озонового слоя происходит, и мы понимаем, почему. Самое главное, мы знаем, что если бы самые мощные ОРВ продолжали выбрасываться и увеличиваться в атмосфере, результатом было бы еще большее истощение озонового слоя.

¹ Здесь и далее термин «озоноразрушающие вещества» (ОРВ) относится к газам, содержащим хлор или бром, которые выбрасываются в атмосферу в результате деятельности человека и контролируются в соответствии с приложениями А, В, С или Е Монреальского протокола

В 1985 году правительства стран мира приняли Венскую конвенцию об охране озонового слоя в ответ на перспективу увеличения истощения озонового слоя. Венская конвенция предоставила основу, посредством которой страны согласились принять соответствующие меры для защиты здоровья человека и окружающей среды от деятельности, наносящей вред озоновому слою, включая сотрудничество в области систематических наблюдений, исследований и обмена информацией. В 1987 году эта основа привела к Монреальскому протоколу по веществам, разрушающим озоновый слой (Монреальский протокол), международному договору, призванному контролировать производство и потребление ХФУ и других ОРВ. В результате широкого соблюдения Монреальского протокола и последующих поправок и корректировок, а также разработки и внедрения промышленностью «дружественных озону» заменителей для замены ХФУ, общее глобальное накопление ОРВ в атмосфере начало снижаться.

Замена ХФУ происходила в два этапа: во-первых, за счет использования гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ), которые наносят значительно меньший ущерб озоновому слою по сравнению с ХФУ, а во-вторых, за счет внедрения гидрофторуглеродов (ГФУ), которые не разрушают озоновый слой. В ответ на это глобальное истощение озонового слоя стабилизировалось, и наблюдаются первые признаки восстановления озонового слоя. При постоянном соблюдении ожидается существенное восстановление озонового слоя к середине 21-го века. День, когда был согласован Монреальский протокол, 16 сентября, теперь отмечается как Международный день охраны озонового слоя. Монреальский протокол также уменьшил человеческие факторы, влияющие на глобальное потепление, поскольку многие ХФУ и ГФУ являются мощными парниковыми газами (ПГ).

Процесс внесения поправок и корректировок является жизненно важным аспектом Монреальского протокола, позволяя протоколу развиваться и решать возникающие проблемы по мере развития наших научных знаний. Протокол был изменен или скорректирован в период с 1990 по 2007 год на встречах, состоявшихся в Лондоне, Копенгагене, Вене, Пекине и Монреале (см. В14). Последняя поправка была сформулирована на Совещании Сторон Монреальского протокола, состоявшемся в Кигали, Руанда, в октябре 2016 года. Поправка Кигали поэтапно сокращает будущее глобальное производство и потребление некоторых ГФУ для защиты будущего климата, что является важной новой вехой для Монреальского протокола (см. В19). Поправка Кигали была мотивирована прогнозами существенного увеличения глобального использования ГФУ в ближайшие десятилетия. Контроль ГФУ в рамках этой поправки знаменует собой первый случай, когда Монреальский протокол принял меры контроля исключительно для защиты климата.

Защита озонового слоя и климата в рамках Монреальского протокола — это история выдающихся достижений: открытий, понимания, решений, действий и проверок. Это история успеха, написанная многими: учеными, технологами, экономистами,

юристами и политиками, в которой непрерывный диалог был ключевым ингредиентом. Хронология вех, связанных с наукой об истощении стратосферного озона, международными научными оценками и Монреальским протоколом, представлена на рисунке В0-1.

Чтобы помочь донести широкое понимание Монреальского протокола, ОРВ и истощения озонового слоя, а также взаимосвязи этих тем с ПГ и глобальным потеплением, этот компонент отчета *«Научная оценка истощения озонового слоя: 2022»* описывает состояние этой науки с помощью 20 иллюстрированных вопросов и ответов. Вопросы и ответы касаются природы атмосферного озона, химических веществ, вызывающих истощение озонового слоя, того, как происходит глобальное и полярное истощение озонового слоя, масштабов истощения озонового слоя, успеха Монреальского протокола, возможного будущего озонового слоя и защиты от изменения климата, которую в настоящее время обеспечивает Поправка Кигали. Прогнозы компьютерной модели показывают, что такие ПГ, как углекислый газ (CO_2), метан (CH_4) и закись азота (N_2O), будут оказывать растущее влияние на глобальный озон в ближайшие десятилетия и в некоторых случаях могут превзойти влияние ОРВ на озон к середине этого столетия, учитывая ожидаемое будущее снижение содержания ОРВ в атмосфере.

Для каждого вопроса сначала дается краткий ответ в выделенном тексте; затем следует развернутый ответ. Ответы основаны на информации, представленной в оценочных отчетах 2022 года и более ранних, а также других международных научных оценках. Эти отчеты и представленные здесь ответы были подготовлены и рассмотрены большим количеством международных ученых, которые являются экспертами в различных областях исследований, связанных с наукой о стратосферном озоне и климате.

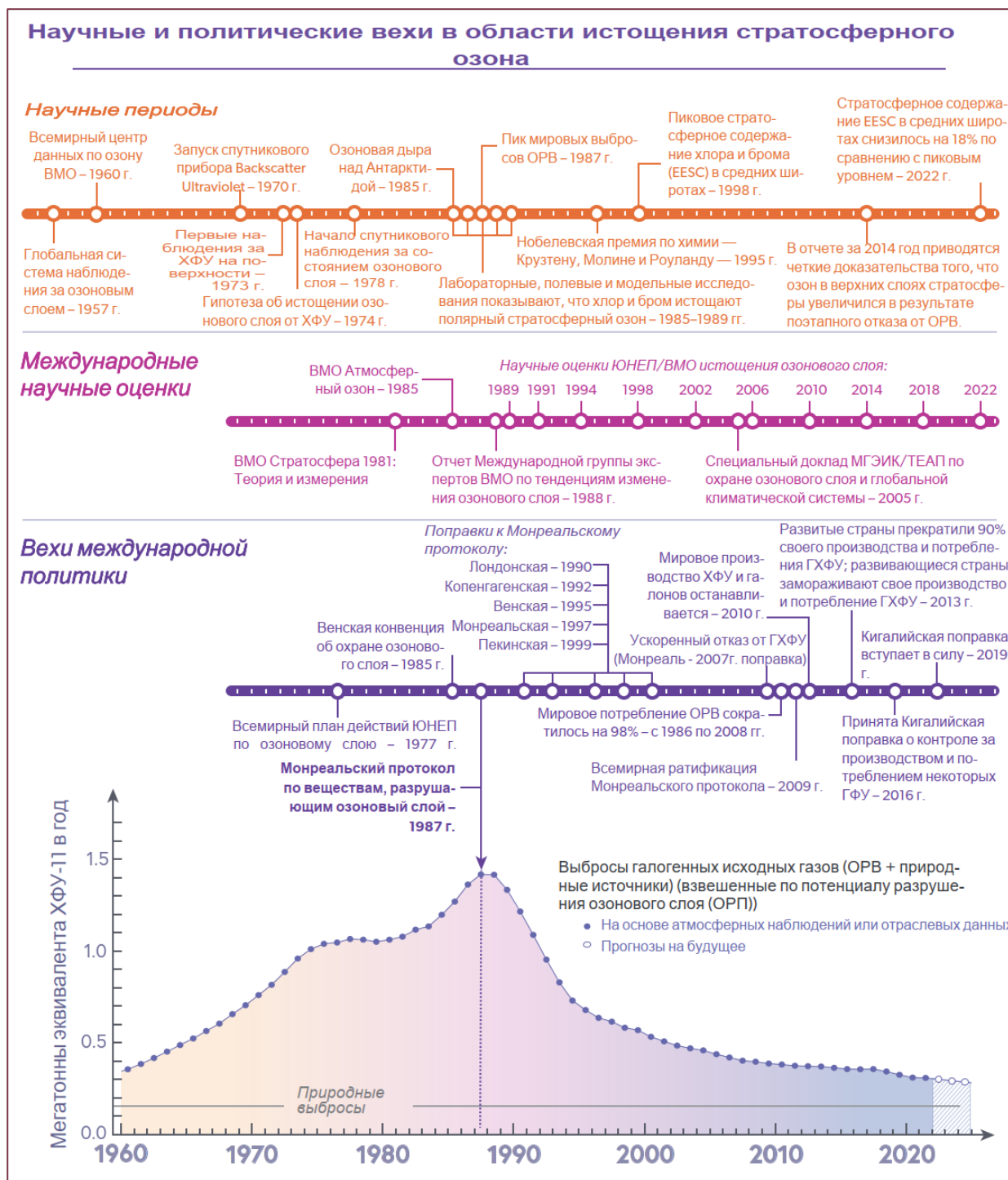


Рисунок В0-1. Истощение стратосферного озона и вехи политики. Эта временная шкала выделяет вехи, связанные с историей истощения озонового слоя. События представляют собой получение важных научных результатов, завершение международных научных оценок и вехи Монреальского протокола.

Научные вехи. Всемирная сеть наземных станций измерения озона была инициирована в 1957 году в рамках Международного геофизического года. Количество атмосферных наблюдений за озоном, ХФУ и другими ОРВ существенно возросло с начала 1970-х годов. Открытие озоновой дыры над Антарктикой в 1985 году привело к крупным общественным усилиям, которые в течение нескольких лет установили, что это явление было вызвано выбросом человеком различных соединений хлора и брома. Общий глобальный выброс этих соединений достиг пика в 1987 году, в год подписания Монреальского протокола. Нобелевская премия по химии в 1995 году была присуждена за исследование, которое в 1974

году определило угрозу, которую ХФУ представляют для глобального озонового слоя. На графике внизу показана история и ближайшее будущее годовых общих выбросов озоноразрушающих веществ (ОРВ) в сочетании с естественными выбросами галогенных исходных газов. Выбросы, взвешенные по их потенциалу разрушать озон, достигли пика в конце 1980-х годов после нескольких десятилетий устойчивого роста. В период с конца 1980-х годов по настоящее время выбросы существенно сократились в результате вступления в силу Монреальского протокола и его последующих поправок и корректировок (см. В14). Общее содержание галогенов в стратосфере достигло пика в конце 1990-х годов, после чего последовало медленное, устойчивое снижение (см. В15). В середине 2010-х годов ученые задокументировали четкие доказательства того, что рост содержания верхнего стратосферного озона, начавшийся в конце 1990-х годов, был вызван снижением нагрузки стратосферного хлора, вызванным Монреальским протоколом. В конце 2022 года содержание галогенов в стратосфере было на 18% меньше пикового значения (см. В15). *Международные научные оценки.* Положения Монреальского протокола и его поправки и корректировки зависели от информации, содержащейся в международных научных оценках истощения озонового слоя, которые периодически проводились с 1989 года под эгидой ЮНЕП и ВМО. Эти оценки включают новые знания из текущих наблюдений, модельных исследований и анализов в отчет, призванный отразить новейшее научное понимание того, как деятельность человека влияет на озоновый слой. *Вехи международной политики.* Монреальский протокол, который построен на основе, установленной Венской конвенцией, был подписан 16 сентября 1987 года. Согласно Протоколу, январь 2010 года ознаменовал конец допустимого производства ХФУ и галонов, с несколькими очень небольшими исключениями. В январе 2013 года заморозка производства и потребления ГХФУ вступила в силу для всех стран. В октябре 2016 года Кигалийская поправка перенесла будущее производство ГФУ под эгиду Монреальского протокола (см. В19).

(Мегатонна = 1 миллион (10^6) метрических тонн = 1 миллиард (10^9) килограммов.)

(Формально термин «галоген» относится к элементам фтору, хлору, бром, йоду и астату, которые находятся в группе 7А периодической таблицы. Здесь и далее, если не указано иное, галоген относится к хлору и бром, поскольку исходные газы, содержащие любой из этих двух галогенов, представляют собой ОРВ, контролируемые Монреальским протоколом.)

Вопрос 1. Что такое озон, как он образуется и где он находится в атмосфере?

Озон — это газ, который естественным образом присутствует в нашей атмосфере. Каждая молекула озона содержит три атома кислорода и химически обозначается как O_3 . Озон в основном находится в двух областях атмосферы. Около 10% озона Земли находится в тропосфере, которая простирается от поверхности до высоты около 10–15 километров (6–9 миль). Около 90% озона Земли находится в стратосфере, области атмосферы между верхней частью тропосферы и высотой около 50 километров (31 миль). Часть стратосферы с наибольшим количеством озона обычно называют «озоновым слоем». Во всей атмосфере озон образуется в многоступенчатых химических процессах, которые инициируются солнечным светом. В стратосфере процесс начинается с того, что молекула кислорода (O_2) распадается под действием ультрафиолетового излучения Солнца. В тропосфере озон образуется в результате другого набора химических реакций, в которых участвуют как природные газы, так и газы из источников загрязнения воздуха.

Озон — это газ, который естественным образом присутствует в нашей атмосфере. Озон имеет химическую формулу O_3 , поскольку молекула озона содержит три атома кислорода (см. рисунок В1-1). Озон был открыт в лабораторных экспериментах в середине 1800-х годов. Присутствие озона в атмосфере было позже обнаружено с помощью химических и оптических методов измерения. Слово озон происходит от греческого слова *ὄζειν* (*ozein*), что означает «пахнуть». Озон имеет резкий запах, что позволяет обнаружить его даже в очень малых количествах. Озон быстро реагирует со многими химическими соединениями и взрывоопасен в концентрированных количествах. производят озон для промышленных процессов, таких как очистка воздуха и воды, отбеливание текстиля и продуктов питания.

Расположение озона. Большая часть озона (около 90%) находится в стратосфере, которая начинается примерно в 10–15 километрах (км) над поверхностью Земли и простирается до высоты около 50 км. Стратосферная область с самой высокой концентрацией озона, между высотой около 15 и 35 км, обычно известна как «озоновый слой» (см. рисунок В1-2). Стратосферный озоновый слой простирается над всем земным шаром, с некоторыми изменениями в его высоте и толщине. Большая часть оставшегося озона (около 10%) находится в тропосфере, которая является самой низкой областью атмосферы, между поверхностью Земли и стратосферой. Тропосферный воздух — это «воздух, которым мы дышим», и, как таковой, избыток озона в тропосфере имеет вредные последствия (см. В2).

Распространенность озона. Молекулы озона составляют небольшую часть молекул газа в атмосфере. Большинство молекул воздуха — это либо кислород (O_2), либо азот (N_2). В стратосфере, вблизи пиковой концентрации озонового слоя, обычно на каждый миллиард молекул воздуха приходится несколько тысяч молекул озона (1 миллиард = 1000 миллионов). В тропосфере у поверхности Земли озон еще менее распространен, с типичным диапазоном от 20 до 100 молекул озона на каждый миллиард молекул

воздуха. Самые высокие значения озона у поверхности наблюдаются в воздухе, загрязненном в результате деятельности человека. В этом документе слово «распространенность» относится к концентрации или количеству атмосферного газа или какой-либо другой физической величины.

В качестве иллюстрации относительно низкого содержания озона в нашей атмосфере можно представить себе, что все молекулы озона в тропосфере и стратосфере опускаются на поверхность Земли и образуют слой чистого озона, который простирается по всему земному шару. Полученный слой будет иметь среднюю толщину около трех миллиметров (0,12 дюйма), что ученые оценивают как 300 единиц Добсона (см. В3). Тем не менее, эта чрезвычайно малая часть атмосферы играет жизненно важную роль в защите жизни на Земле (см. В2).

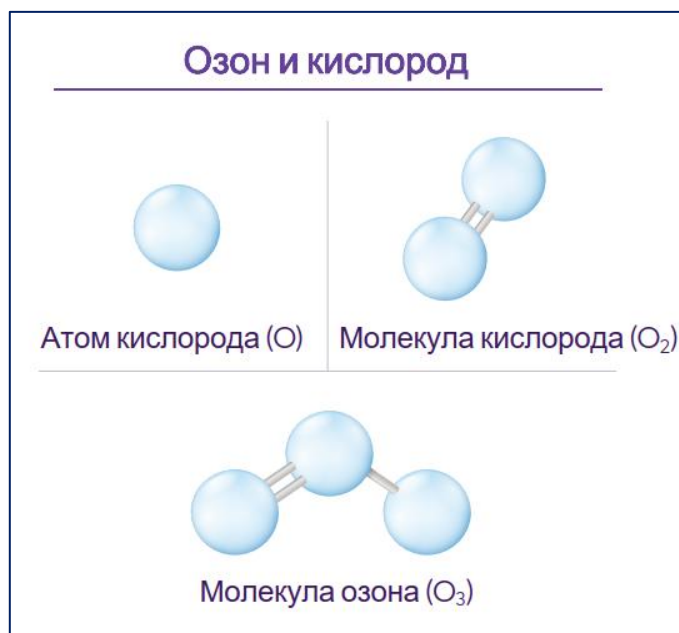


Рисунок В1-1. Озон и кислород. Молекула озона (O₃) содержит три атома кислорода (O), связанных вместе. Молекулы кислорода (O₂), составляющие около 21% газов в атмосфере Земли, содержат два атома кислорода, связанных вместе.

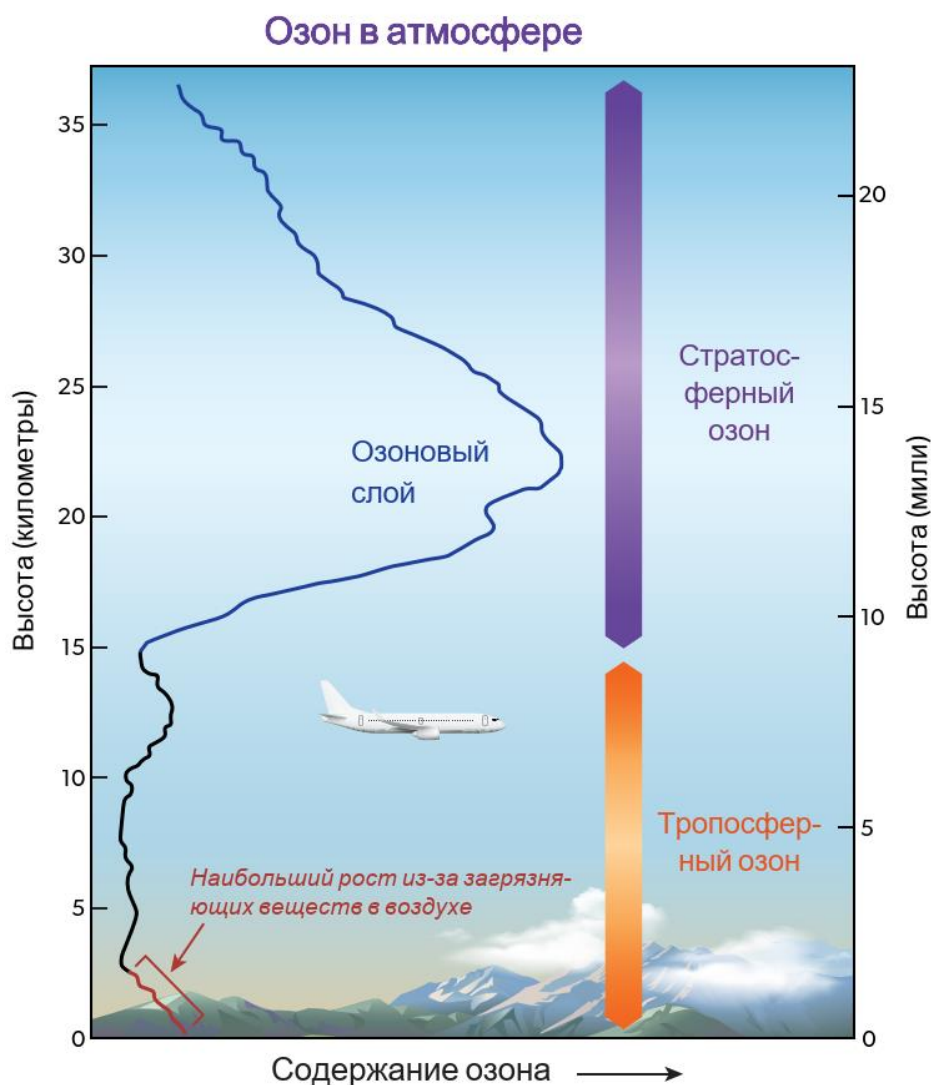


Рисунок В1-2. Озон в атмосфере. Озон присутствует в тропосфере и стратосфере. Этот профиль схематически показывает, как озон изменяется с высотой в тропиках. Большая часть озона находится в стратосферном «озоновом слое». Вертикальная протяженность или толщина этого слоя меняется от региона к региону и в зависимости от сезона по всему земному шару (см. В3). Увеличение озона вблизи поверхности является результатом выбросов загрязняющих веществ в воздух в результате деятельности человека. Прямое воздействие озона вредно для людей и других форм жизни.

Стратосферный озон. Стратосферный озон образуется естественным образом в результате химических реакций с участием солнечного ультрафиолетового излучения (солнечного света) и молекул кислорода, которые составляют около 21% атмосферы. На первом этапе солнечное ультрафиолетовое излучение расщепляет одну молекулу кислорода (O_2), образуя два атома кислорода ($2O$) (см. рисунок В1-3). На втором этапе каждый из этих высокореактивных атомов кислорода соединяется с молекулой кислорода, образуя молекулу озона (O_3). Эти реакции происходят непрерывно всякий раз, когда в стратосфере присутствует солнечное ультрафиолетовое излучение. В результате наибольшее производство озона происходит в тропической стратосфере.

Производство стратосферного озона уравнивается его разрушением в химических реакциях. Озон непрерывно реагирует с солнечным светом и широким спектром природных и антропогенных химикатов в стратосфере. В каждой реакции теряется молекула озона и производятся другие химические соединения. Важными реактивными газами, разрушающими озон, являются водород и оксиды азота, а также газы, содержащие хлор и бром (см. В7). Часть стратосферного озона регулярно переносится в тропосферу и может иногда влиять на количество озона на поверхности Земли.

Тропосферный озон. Вблизи поверхности Земли озон образуется в результате химических реакций с участием газов, выбрасываемых в атмосферу как из естественных источников, так и в результате деятельности человека. Образование озона в тропосфере в основном происходит в результате реакций углеводородных и оксидных газов азота, и для завершения всех этих реакций требуется солнечный свет. Сжигание ископаемого топлива и вырубка лесов являются основными источниками загрязняющих газов, которые приводят к образованию тропосферного озона. Как и в стратосфере, озон в тропосфере разрушается в результате естественных химических реакций и реакций с участием химических веществ, производимых человеком. Тропосферный озон также может разрушаться, когда озон реагирует с различными поверхностями, такими как поверхности почв и растений.

Баланс химических процессов. Содержание озона в стратосфере и тропосфере определяется балансом между химическими процессами, которые производят и разрушают озон. Баланс определяется количеством реактивных газов и тем, как скорость или эффективность различных реакций меняется в зависимости от интенсивности солнечного света, местоположения в атмосфере, температуры и других факторов. По мере того, как атмосферные условия изменяются в пользу реакций, производящих озон, в определенном месте содержание озона увеличивается. Аналогично, если условия изменяются в пользу других реакций, разрушающих озон, содержание озона уменьшается. Баланс реакций производства и потерь в сочетании с движениями атмосферного воздуха, которые переносят и смешивают воздух с различным содержанием озона, определяет глобальное распределение озона в масштабах времени от нескольких дней до многих месяцев (см. также В3). Глобальное содержание стратосферного озона уменьшалось с 1970-х до конца 1990-х годов (см. В12 и В13), поскольку количество реактивных газов, содержащих хлор и бром, в стратосфере увеличилось из-за деятельности человека (см. В6 и В15).

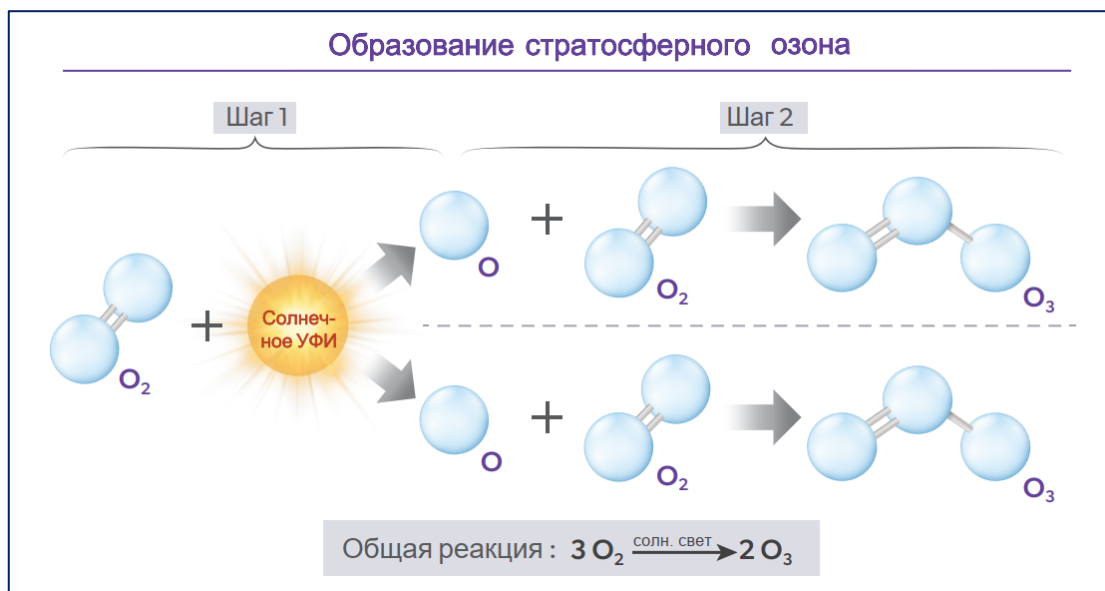


Рисунок В1-3. Образование стратосферного озона. Озон естественным образом образуется в стратосфере в результате двухэтапного процесса реакции. На первом этапе солнечное ультрафиолетовое излучение (солнечный свет) расщепляет молекулу кислорода, образуя два отдельных атома кислорода. На втором этапе каждый атом кислорода сталкивается с другой молекулой кислорода и образует молекулу озона в реакции связывания. В общем процессе три молекулы кислорода и солнечный свет реагируют, образуя две молекулы озона.

Вопрос 2. Почему нас волнует атмосферный озон?

Озон в стратосфере поглощает большую часть биологически вредного ультрафиолетового излучения Солнца. Стратосферный озон считается «хорошим» озоном из-за этой полезной роли. Напротив, озон, образующийся на поверхности Земли сверх естественных количеств, — это люди, растения и животные.

Озон в стратосфере (*хороший озон*). Стратосферный озон считается полезным для людей и других форм жизни, поскольку озон поглощает ультрафиолетовое (УФ) излучение Солнца (см. рисунок В2-1). Солнце испускает УФ-излучение, которое ученые классифицируют по трем диапазонам длин волн: УФ-С (длины волн от 100 до 280 нанометров (нм)); УФ-В (от 280 до 315 нм) и УФ-А (от 315 до 400 нм). Энергия солнечного УФ-излучения, которое не может быть увидено человеческим глазом, выше на более коротких длинах волн. Воздействие высокоэнергетического УФ-С-излучения особенно опасно для всех форм жизни. К счастью, УФ-С-излучение полностью поглощается озоновым слоем. Большая часть УФ-В-излучения, испускаемого Солнцем, поглощается озоновым слоем; остальное достигает поверхности Земли. У людей повышенное воздействие УФ-В-излучения повышает риск рака кожи и катаракты, а также подавляет иммунную систему. Воздействие УФ-В-излучения до наступления зрелости и кумулятивное воздействие являются важными факторами риска для здоровья. Чрезмерное воздействие УФ-В-излучения также может повредить наземную растительность, включая сельскохозяйственные культуры, одноклеточные организмы и водные экосистемы. Низкоэнергетическое УФ-излучение, УФ-А, которое не поглощается в значительной степени озоновым слоем, вызывает преждевременное старение кожи.

Защита стратосферного озона. В середине 1970-х годов было обнаружено, что газы, содержащие атомы хлора и брома, высвобождаемые в результате деятельности человека, могут вызывать истощение стратосферного озона (см. В5 и В6). Эти газы, называемые галогенными исходными газами, а также озоноразрушающими веществами (ОРВ), химически высвобождают свои атомы хлора и брома после того, как достигают стратосферы.

Разрушение озонового слоя увеличивает поверхностное УФ-излучение В выше естественных значений. Международные усилия по защите озонового слоя были успешными посредством контроля за производством и потреблением ОРВ (см. В14 и В15).

Защита от ультрафиолета с помощью стратосферного озонового слоя

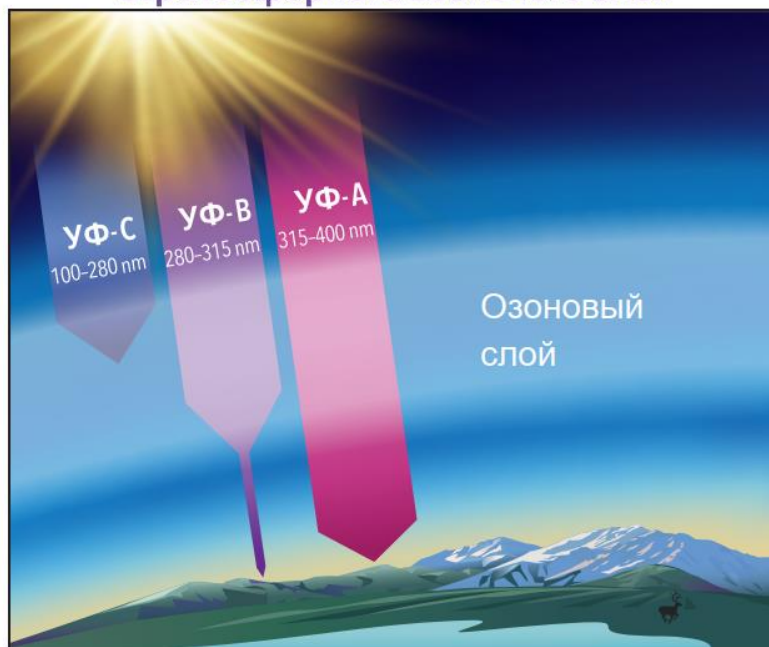


Рисунок В2-1. Защита от УФ-излучения озоновым слоем. Озоновый слой расположен в стратосфере и окружает всю Землю. Солнце испускает ультрафиолетовое (УФ) излучение, которое достигает верхней части озонового слоя, который ученые классифицируют в соответствии с длиной волны. Солнечное УФ-С излучение (диапазон длин волн от 100 до 280 нанометров (нм)) чрезвычайно вредно для людей и других форм жизни; УФ-С излучение полностью поглощается озоновым слоем. Солнечное УФ-В излучение (от 280 до 315 нм) поглощается лишь частично, и в результате люди и другие формы жизни подвергаются воздействию некоторого количества УФ-В излучения. Чрезмерное воздействие УФ-В излучения увеличивает риск рака кожи, катаракты и подавления иммунной системы у людей, а также наносит вред наземной растительности, одноклеточным организмам, а также водным экосистемам. УФ-А (от 315 до 400 нм), видимый свет и другие длины волн солнечного излучения лишь слабо поглощаются озоновым слоем. Воздействие УФ-А связано с преждевременным старением кожи и некоторыми видами рака кожи. Истощение озонового слоя в первую очередь увеличивает количество УФ-В-излучения, достигающего поверхности (В16). Избежание истощения озонового слоя, которое может увеличить воздействие УФ-В-излучения на человека, является основной целью Монреальского протокола. (Единица измерения длины волны света «нанометр» (нм); 1 нм равен одной миллиардной части метра ($=10^{-9}$ м)).

Озон в тропосфере (плохой озон). Озон вблизи поверхности Земли, превышающий естественные уровни, считается плохим озоном (см. рисунок В1-2). Поверхностный озон, превышающий естественные уровни, образуется в результате реакций с участием загрязняющих веществ, выбрасываемых в атмосферу в результате деятельности человека, таких как оксиды азота (NO_x), оксид углерода (СО) и различные углеводороды (газы, содержащие водород, углерод и часто кислород). Воздействие озона в концентрациях, превышающих естественные уровни, вредно для людей, растений и других живых систем, поскольку озон вступает в сильную реакцию, разрушая или изменяя молекулы, составляющие биологическую ткань. Повышенный поверхностный озон, вызванный загрязнением воздуха, снижает урожайность и рост

лесов. У людей воздействие высоких уровней озона может снизить емкость легких; вызвать боли в груди, раздражение горла и кашель; и ухудшить уже существующие заболевания, связанные с сердцем и легкими. Кроме того, увеличение тропосферного озона приводит к потеплению поверхности Земли, поскольку озон является парниковым газом (ПГ) (см. В17). Негативные последствия избытка тропосферного озона резко контрастируют с защитой от вредного ультрафиолетового излучения, которую обеспечивает сохранение естественного содержания стратосферного озона.

Сокращение тропосферного озона. Ограничение выбросов некоторых распространенных загрязняющих веществ снижает образование избыточного озона вблизи поверхности Земли, где озон может влиять на людей, растения и животных. Основными источниками загрязняющих веществ являются крупные города, где сосредоточено потребление ископаемого топлива для транспорта, отопления и промышленной деятельности, электростанции, работающие на угле, нефти или природном газе, а также вырубка лесов, лесные пожары и сжигание саванн для сельского хозяйства. Многие программы по всему миру были успешными в сокращении или ограничении выбросов загрязняющих веществ, которые вызывают образование избыточного озона вблизи поверхности Земли.

Природный озон. При отсутствии человеческой деятельности озон все равно присутствовал бы вблизи поверхности Земли и в тропосфере и стратосфере, поскольку озон является естественным компонентом чистой атмосферы. Естественные выбросы из биосферы, в основном от деревьев, участвуют в химических реакциях, которые производят озон. Атмосферный озон играет важную экологическую роль помимо поглощения УФ-излучения. Например, озон инициирует химическое удаление многих загрязняющих веществ, а также некоторых парниковых газов, таких как метан (CH_4). Кроме того, поглощение озоном солнечного УФ-излучения, а также видимого и инфракрасного излучения является естественным источником тепла в стратосфере, вызывая повышение температуры с высотой. Стратосферные температуры влияют на баланс процессов производства и разрушения озона (см. В1) и движения воздуха, которые перераспределяют озон по всей стратосфере (см. В3).

Вопрос 3. Как распределено общее количество озона по земному шару?

Распределение общего содержания озона над Землей меняется в зависимости от географического положения, а также в дневных и сезонных временных масштабах. Эти изменения вызваны крупномасштабными перемещениями стратосферного и тропосферного воздуха, а также химическим производством и разрушением озона. Общее содержание озона обычно самое низкое на экваторе и самое высокое в средних широтах и полярных регионах.

Общий озон. Общий столб озона в любой точке земного шара определяется как сумма всего озона в атмосфере непосредственно над этим местом. Большая часть озона находится в стратосферном озоновом слое, а небольшой процент (около 5–10%) распределен по всей тропосфере (см. В1). Значения общего столба озона обычно сообщаются в *единицах Добсона*, обозначаемых как «DU». Типичные значения варьируются от 200 до 500 DU по всему земному шару, при этом глобальная средняя распространенность составляет около 300 DU (см. Рисунок В3-1). Молекулы озона, необходимые для того, чтобы общий озон составлял 300 DU, образовали бы слой чистого озонового газа на поверхности Земли толщиной всего 3 миллиметра (0,12 дюйма) (см. В1), что примерно равно высоте стопки из 2 обычных монет, если бы эти молекулы можно было изолировать и сжать. Примечательно, что слой чистого озона толщиной всего 3 миллиметра защищает жизнь на поверхности Земли от большей части вредного ультрафиолетового излучения, испускаемого Солнцем (см. вопрос 2).

Глобальное распределение. Общее содержание озона сильно меняется в зависимости от широты по всему земному шару, причем наибольшие значения наблюдаются в средних и высоких широтах в течение большей части года (см. Рисунок В3-1). Это распределение является результатом крупномасштабной циркуляции воздуха в стратосфере, которая медленно переносит богатый озоном воздух с больших высот в тропиках, где производство озона из солнечного ультрафиолетового излучения является наибольшим, к полюсам. Озон накапливается в средних и высоких широтах, увеличивая вертикальную протяженность озонового слоя и, в то же время, общее содержание озона. Общее содержание озона, как правило, наименьшее в тропиках во все сезоны. Исключением с середины 1980-х годов является область низких значений озона над Антарктидой весной в Южном полушарии, явление, известное как антарктическая озоновая дыра (темно-синий, Рисунок В3-1; также см. В10 и В11).

Сезонное распределение. Общее содержание озона также меняется в зависимости от сезона, как показано на рисунке В3-1 с использованием двухнедельных средних значений озона, взятых из спутниковых наблюдений, полученных в 2021 году. Графики марта и сентября представляют раннюю весну и осень в Северном и Южном полушариях соответственно. Графики июня и декабря аналогичным образом представляют раннее лето и зиму. Весной общее содержание озона показывает максимумы на широтах около 45° с.ш. в Северном полушарии и между 45° и 60° ю.ш.

в Южном полушарии. Эти весенние максимумы являются результатом увеличения переноса озона из его исходного региона в тропиках в высокие широты поздней осенью и зимой. Этот перенос озона в направлении полюса намного слабее в летний и ранний осенний периоды и слабее в целом в Южном полушарии.

Этот естественный сезонный цикл можно четко наблюдать в Северном полушарии, как показано на рисунке В3-1, с ростом значений общего содержания озона в Арктике зимой, явным максимумом весной и уменьшением значений от лета к осени. Однако в Антарктике ярко выраженный минимум общего содержания озона наблюдается весной. Минимум известен как «озоновая дыра», которая вызвана широко распространенным химическим истощением озона весной загрязняющими веществами, известными как озоноразрушающие вещества (см. В5 и В10). В конце 1970-х годов, до того, как озоновая дыра появлялась каждый год, гораздо более высокие значения озона, чем наблюдаемые в настоящее время, были обнаружены весной в Антарктике (см. В10). В настоящее время самые низкие значения общего содержания озона по всему миру и во все сезоны наблюдаются ранней весной в Антарктике, как показано на рисунке В3-1 для 2021 года. После весны эти низкие значения исчезают с карт общего содержания озона, поскольку полярный воздух смешивается с воздухом более низких широт, содержащим гораздо большее количество озона.

В тропиках изменение общего содержания озона в течение сезонов намного меньше, чем в более высоких широтах. Эта особенность присутствует, поскольку сезонные изменения как солнечного света, так и переноса озона намного меньше в тропиках по сравнению с более высокими широтами.

Содержание озона больше в средних широтах Северного полушария (СП), чем в Южном полушарии (ЮП), для всех четырех сезонов в соответствующих полушариях. Более тонкий озоновый слой в средних широтах ЮП по сравнению со средними широтами СП обусловлен несколькими факторами: различиями в крупномасштабной циркуляции двух полушарий, которые предшествовали образованию озоновой дыры, а также большим содержанием тропосферного озона в СП по сравнению с ЮП, что вызвано большим загрязнением в более густонаселенном СП. Разбавление воздуха с истощенным озоновым слоем из региона озоновой дыры Антарктики, начавшееся в 1980-х годах, еще больше увеличивает разницу в общем содержании озона в полушариях. Эта разница в общем содержании озона в полушариях приводит к более высоким уровням ультрафиолетового излучения, достигающего поверхности в ЮП по сравнению с СП (см. В16).

Естественные вариации. Общее содержание озона сильно меняется в зависимости от широты и долготы, как видно на сезонных графиках на рисунке В3-1. Эти закономерности возникают по двум причинам. Во-первых, атмосферные ветры переносят воздух между областями стратосферы с высокими и низкими значениями содержания озона. Тропосферные погодные системы могут временно изменять вертикальную протяженность озонового слоя в регионе и тем самым изменять общее

содержание озона. Регулярный характер этих воздушных движений, в некоторых случаях связанный с географическими особенностями (океаны и горы), в свою очередь вызывает повторяющиеся закономерности в распределении общего содержания озона. Во-вторых, изменения озона происходят в результате изменений в балансе процессов химического производства и потерь. Этот баланс очень чувствителен к количеству солнечного УФ-излучения (см. В2), достигающего различных частей атмосферы.

Существует хорошее понимание того, как химия и воздушные движения работают вместе, чтобы вызвать наблюдаемые крупномасштабные особенности в общем озоне, такие как те, что показаны на рисунке В3-1. Изменения озона регулярно отслеживаются большой группой ученых с использованием спутниковых, воздушных и наземных инструментов. Постоянный анализ этих наблюдений обеспечивает важную долгосрочную основу для количественной оценки вклада человеческой деятельности в истощение озона.

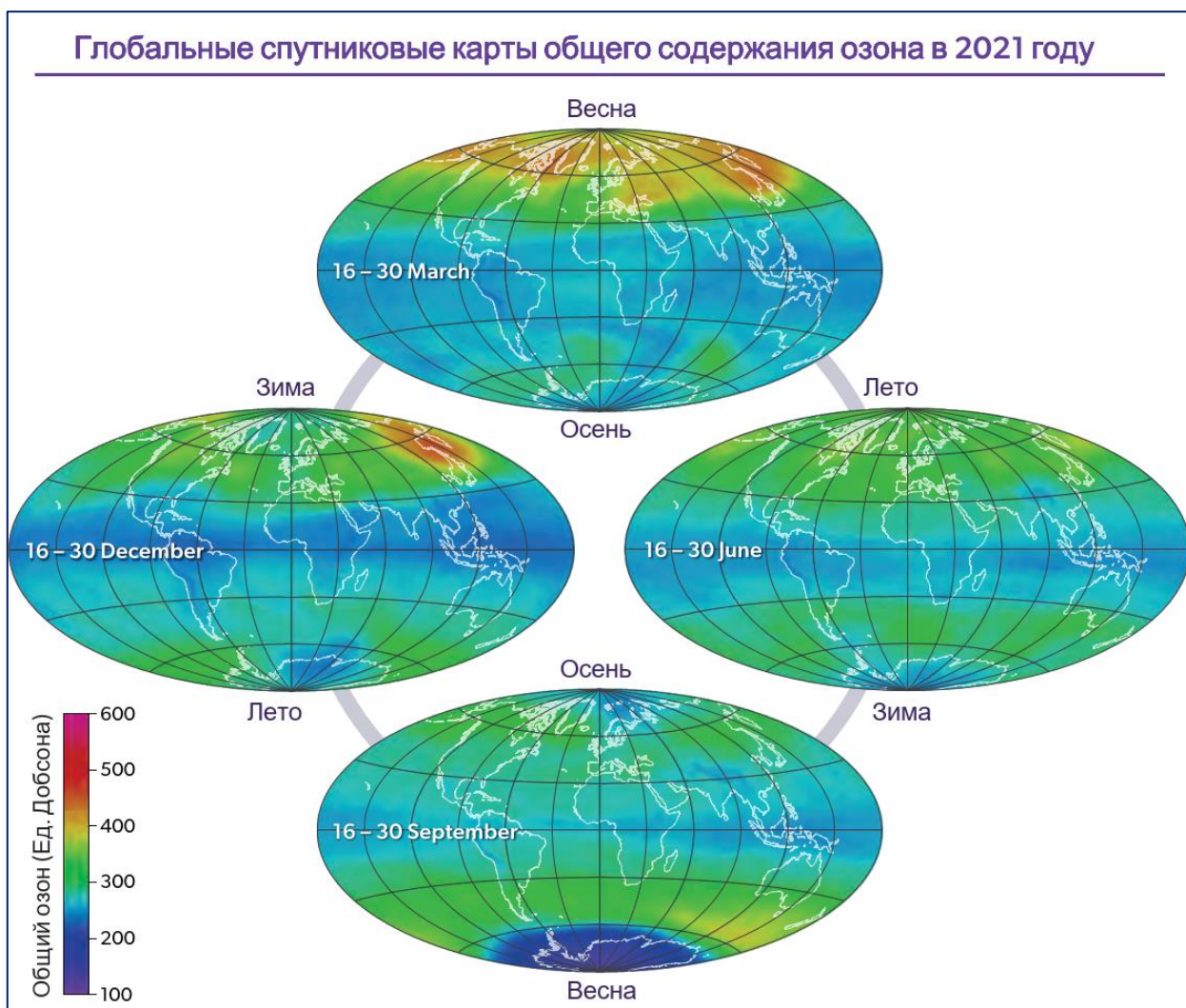


Рисунок В3-1. Общее содержание озона. Общее содержание озона в столбе в любой точке земного шара определяется как сумма всех молекул озона в атмосфере непосредственно над этим местом. Общее содержание озона меняется в зависимости от широты, долготы и сезона, причем самые большие значения наблюдаются в высоких широтах, а самые низкие значения обычно наблюдаются в тропических регионах. Изменения показаны здесь с двухнедельными средними значениями общего содержания озона в 2021 году, измеренными с помощью

спутникового прибора. Общее содержание озона мало изменяется в тропиках (широты 20° с. ш.– 20° ю. ш.) во все сезоны. Общее содержание озона за пределами тропиков меняется сильнее со временем на ежедневной и сезонной основе, поскольку богатый озоном воздух перемещается из тропиков и накапливается в более высоких широтах, при этом больше озона переносится зимой. Низкие значения общего содержания озона над Антарктидой, показанные здесь в сентябре, представляют собой «озоновую дыру» в 2021 году. С середины 1980-х годов озоновая дыра в конце зимы/начале весны представляет собой самые низкие значения общего содержания озона, которые наблюдаются во все времена года и на всех широтах (см. вопрос 10).

Вопрос 4. Как измеряется содержание озона в атмосфере?

Количество озона в атмосфере измеряется приборами на земле и поднимается на воздушных шарах, самолетах и спутниках. Некоторые приборы измеряют озон удаленно на больших расстояниях, используя уникальные оптические свойства поглощения или излучения озона. Другие приборы измеряют озон локально, непрерывно втягивая образцы воздуха в небольшую камеру обнаружения.

Содержание озона в атмосфере измеряется различными методами (см. рисунок В4-1). Методы используют уникальные оптические и химические свойства озона. Существует две основные категории методов измерения: локальные и дистанционные. Измерения озона этими методами имеют важное значение для мониторинга изменений в озоновом слое и для развития нашего понимания процессов, которые контролируют содержание озона.



Рисунок В4-1. Измерения озона. Озон измеряется по всей атмосфере с помощью приборов на земле, самолетов, высотных аэростатов и спутников. Некоторые приборы измеряют озон локально в отобранном воздухе, а другие измеряют озон удаленно на значительном расстоянии от прибора. Приборы используют оптические методы с использованием либо Солнца (прямое, отраженное или рассеянное излучение), либо лазеров (зеленые линии) в качестве источников света; обнаруживают тепловые выбросы озона и других атмосферных молекул (не показано); или используют химические реакции, которые являются уникальными для озона (озонозонд). Во многих местах по всему миру проводятся регулярные измерения для мониторинга количества озона и его изменений с течением времени.

Локальные измерения. Локальные измерения содержания озона в атмосфере требуют, чтобы воздух был втянут непосредственно в прибор. Попадая в камеру обнаружения прибора, количество озона определяется путем измерения поглощения ультрафиолетового (УФ) излучения или электрического тока или света, производимых в химической реакции с участием озона. Последний подход используется в «озонозондах», которые представляют собой легкие модули для измерения озона, пригодные для запуска на небольших воздушных шарах. Воздушные шары поднимаются на высоту около 32–35 километров (км), что достаточно высоко для измерения озона в стратосферном озоновом слое. Озонзонды регулярно запускаются во многих местах по всему миру. Локальные приборы для измерения озона, использующие оптические или химические схемы обнаружения, также используются на исследовательских самолетах для измерения распределения озона в тропосфере и нижней стратосфере (до высот около 20 км). Высотные исследовательские самолеты могут достигать озонового слоя в большинстве мест по всему миру и могут проникать дальше в слой в высоких широтах. Измерения озона также регулярно проводятся на некоторых коммерческих рейсах самолетов. Локальные измерения содержания озона на поверхности производятся на многих тысячах участков по всему миру, что обеспечивает почасовые данные, имеющие решающее значение для оценки и улучшения качества воздуха во всем мире.

Дистанционные измерения. Дистанционные измерения общего количества озона и распределения озона по высоте получаются путем обнаружения озона на больших расстояниях от прибора. Большинство дистанционных измерений озона основаны на его уникальном поглощении УФ-излучения. Источниками УФ-излучения, которые могут быть использованы, являются солнечный свет (и отраженный солнечный свет от Луны), лазеры и звездный свет. Например, спутниковые приборы используют поглощение солнечного УФ-излучения атмосферой или поглощение солнечного света, рассеянного поверхностью Земли, для ежедневного измерения озона почти по всему земному шару. Лидарные приборы, которые измеряют отраженный лазерный свет, обычно размещаются на наземных объектах и на исследовательских самолетах для обнаружения озона на расстоянии многих километров вдоль пути лазерного света. Сеть наземных приборов измеряет озон, обнаруживая небольшие изменения в количестве УФ-излучения Солнца, которое достигает поверхности Земли. Другие приборы измеряют озон, используя либо поглощение им инфракрасного, видимого или ультрафиолетового излучения, либо его излучение микроволнового или инфракрасного излучения на разных высотах в атмосфере, тем самым получая информацию о вертикальном распределении озона. Преимущество измерений выбросов заключается в возможности проведения дистанционных измерений озона в ночное время, что особенно ценно для отбора проб в полярных регионах зимой, когда царит постоянная темнота.

Глобальная озоновая сеть

Первый прибор для регулярного мониторинга общего содержания озона был разработан Гордоном М. Б. Добсоном в Соединенном Королевстве в 1920-х годах. Прибор, называемый спектрометром Фери, проводил свои измерения, исследуя спектр длин волн солнечного ультрафиолетового (УФ) излучения (солнечного света) с помощью фотографической пластины. Небольшая сеть приборов, распределенных по всей Европе, позволила Добсону сделать важные открытия о том, как общее содержание озона меняется в зависимости от местоположения и времени. В 1930-х годах Добсоном был разработан новый прибор, теперь называемый спектрофотометром Добсона, который точно измеряет интенсивность солнечного света на двух длинах волн УФ: одна, которая сильно поглощается озоном, и другая, которая слабо поглощается. Разница в интенсивности света на двух длинах волн дает меру общего количества озона над местоположением прибора.

Глобальная сеть станций наблюдения за общим содержанием озона была создана в 1957 году в рамках Международного геофизического года. Сегодня существуют сотни станций по всему миру от Южного полюса, Антарктида (90° ю.ш.) до острова Элсмир, Канада (83° с.ш.), которые регулярно измеряют общее содержание озона. Спектрофотометр Брюэра был введен в глобальную сеть с 1982 года. В то время как оригинальный прибор Добсона измеряет атмосферный озон на основе наблюдений УФ-излучения только на двух длинах волн, современные приборы Добсона, а также приборы Брюэра используют наблюдения с нескольких пар длин волн. Точность этих наблюдений поддерживается регулярными калибровками приборов и взаимными сравнениями. На многих станциях наблюдения за общим содержанием озона дополняются измерениями вертикального распределения озона, полученными либо из сумеречных измерений с помощью приборов Добсона или Брюэра, либо с помощью регулярных запусков озонозондов, либо с помощью лидарных приборов. Многочисленные станции также количественно определяют содержание в атмосфере самых разных связанных соединений, используя уникальные оптические свойства атмосферных газов.

Данные из сети были необходимы для понимания воздействия хлорфторуглеродов и других веществ, разрушающих озоновый слой, на глобальный озоновый слой, начиная с запуска космических приборов для измерения озона и продолжая по сей день. Наземные приборы с превосходной долгосрочной стабильностью и точностью теперь регулярно используются для калибровки космических наблюдений общего озона, а также многочисленных других газов и физических величин, участвующих в химии озона.

Продолжая традицию называть единицы в честь ученых-первопроходцев, единица измерения общего содержания озона называется «единицей Добсона» (см. вопрос 3).

Вопрос 5. Каким образом выбросы галогенсодержащих газов приводят к истощению стратосферного озонового слоя?

Первоначальным шагом в истощении стратосферного озона в результате деятельности человека является выброс на поверхность Земли газов, содержащих хлор и бром и имеющих длительное время жизни в атмосфере. Большинство этих газов накапливаются в нижних слоях атмосферы, поскольку они относительно инертны и не растворяются в дожде или снеге. Естественные движения воздуха в конечном итоге переносят эти накопленные газы в стратосферу, где они преобразуются в более реактивные газы. Некоторые из этих газов затем участвуют в реакциях, разрушающих озон. Наконец, когда крупномасштабные циркуляции стратосферы возвращают этот воздух в нижние слои атмосферы, эти реактивные газы хлора и брома удаляются из атмосферы Земли дождем и снегом.

Основные этапы истощения стратосферного озона, вызванные деятельностью человека, показаны на рисунке В5-1.

Выброс, накопление и перенос. Процесс начинается с *выброса* на поверхности Земли долгоживущих исходных газов, содержащих галогены хлор и бром (см. В6). Исходные галогенные газы, часто называемые озоноразрушающими веществами (ОРВ), включают в себя химические вещества, выбрасываемые в атмосферу при использовании в различных приложениях, таких как охлаждение, кондиционирование воздуха и вспенивание. Хлорфторуглероды (ХФУ) являются важным примером исходных хлорсодержащих газов. Выбрасываемые исходные газы *накапливаются* в нижних слоях атмосферы (тропосфере) и медленно *переносятся* в стратосферу естественными движениями воздуха. Накопление происходит потому, что большинство исходных газов крайне инертны в нижних слоях атмосферы. Кроме того, только небольшое количество исходных галогенных газов растворяется в океанских водах. Низкая реакционная способность этих изготовленных галогенированных газов в нижних слоях атмосферы является одним из свойств, которое сделало их хорошо подходящими для специализированных приложений, таких как охлаждение.

Некоторые галогенные газы выбрасываются в значительных количествах из природных источников (см. В6). Эти выбросы также накапливаются в тропосфере, переносятся в стратосферу и участвуют в реакциях разрушения озона. Эти естественно выбрасываемые газы являются частью естественного баланса производства и разрушения озона, который предшествует большому выбросу искусственных галогенированных газов и связанному с этим наблюдаемому истощению озона.

Преобразование, реакция и удаление. Источники галогенов не реагируют напрямую с озоном. Попад в стратосферу, источники галогенов химически *преобразуются* в реактивные и резервуарные галогеновые газы путем поглощения ультрафиолетового излучения Солнца (см. В7). Скорость преобразования связана с атмосферным временем жизни газа (см. В6). Газы с большим временем жизни имеют более медленные скорости преобразования и дольше сохраняются в атмосфере после выброса. Время жизни

основных ОРВ варьируется от 1 до 100 лет (см. Таблицу В6-1). Молекулы выбрасываемого газа со временем жизни в атмосфере более нескольких десятилетий в среднем многократно циркулируют между тропосферой и стратосферой, прежде чем произойдет преобразование.

Реактивные газы, образующиеся из галогенных исходных газов, вступают в химическую реакцию, разрушая озон в стратосфере (см. В8). Среднее истощение общего озона, приписываемое реактивным газам, наименьшее в тропиках и наибольшее в высоких широтах (см. В12). В полярных регионах реакции, происходящие на поверхности полярных стратосферных облаков, которые существуют только при низких температурах, значительно увеличивают обилие самого важного реактивного хлорного газа, оксида хлора (ClO) (см. В9). Этот процесс приводит к существенному разрушению озона в полярных регионах в конце зимы/начале весны (см. В10 и В11).

Воздух в стратосфере, как правило, изолирован от тропосферы. Небольшая часть стратосферного воздуха возвращается в тропосферу каждый день, принося с собой реактивные и резервуарные галогенные газы. В среднем требуется несколько лет, чтобы воздух по всей глобальной стратосфере вернулся в тропосферу. Реактивные галогенные газы, которые переносятся обратно в тропосферу, удаляются из атмосферы дождем и другими осадками или осаждаются ветром на поверхности суши или океана Земли. Эти процессы удаления завершают разрушение озона атомами хлора и брома, которые были впервые выброшены в атмосферу как компоненты молекул исходного галогенного газа.

Тропосферная конверсия. Источники галогенов с коротким временем жизни (менее 1 года) подвергаются значительной химической конверсии в тропосфере, образуя реактивные и резервуарные галогеновые газы. Молекулы исходного газа, которые не преобразуются, переносятся в стратосферу. Только небольшие порции реактивных и резервуарных галогеновых газов, образующихся в тропосфере, переносятся в стратосферу, поскольку большая их часть удаляется осадками. Важными примерами галогеновых газов, которые подвергаются некоторому удалению в тропосфере перед переносом в стратосферу, являются гидрохлорфторуглероды (ГХФУ), бромистый метил (CH_3Br), хлористый метил (CH_3Cl) и газы, содержащие йод (см. В6).



Рисунок В5-1. Основные этапы истощения стратосферного озона. Процесс истощения стратосферного озона начинается с выброса галогенных исходных газов в результате деятельности человека и естественных процессов. Эти соединения содержат по крайней мере один атом углерода и один атом галогена, что делает их химически стабильными и приводит к общему использованию термина галоуглерод, сокращения для галогена и углерода. Многие галоуглеродные газы, выделяемые в результате деятельности человека, также являются озоноразрушающими веществами (ОРВ); все ОРВ содержат по крайней мере один атом хлора или брома (см. В7). Большинство этих соединений претерпевают незначительные или нулевые химические потери в тропосфере, самой нижней области атмосферы, и накапливаются до тех пор, пока не будут перенесены в стратосферу. Последующие этапы - это преобразование ОРВ в реактивные и резервуарные галогенные газы и химические реакции, которые удаляют озон (см. В8). Истощение озона галогенными газами происходит по всему земному шару (см. В12), при этом наибольшие потери происходят в полярных регионах в конце зимы и начале весны (см. В9 по В11). Разрушение озонового слоя заканчивается, когда химически активные и галогенные газы удаляются дождем и снегом из тропосферы и оседают на поверхности Земли.

Понимание истощения стратосферного озонового слоя

Наше понимание истощения стратосферного озона было получено путем сочетания лабораторных исследований, компьютерных моделей и атмосферных наблюдений. В *лабораторных исследованиях* было обнаружено и исследовано большое разнообразие химических реакций, происходящих в стратосфере. Химические реакции между двумя газами следуют четко определенным физическим правилам. Некоторые из этих реакций происходят на поверхности полярных стратосферных облаков, образующихся в зимней стратосфере. Были изучены реакции, в которых участвует множество различных молекул, содержащих хлор, бром, фтор и йод, а также другие атмосферные компоненты, такие как углерод, кислород, азот и водород. Эти исследования показали, что несколько реакций с участием хлора и брома напрямую или косвенно разрушают озон в стратосфере.

Компьютерные модели использовались для изучения комбинированного эффекта большой группы известных реакций, которые происходят в стратосфере. Эти модели имитируют стратосферу, включая представление химического содержания, ветров, температуры воздуха и суточных и сезонных изменений солнечного света. Эти анализы показывают, что при определенных условиях хлор и бром реагируют в каталитических циклах, в которых один атом хлора или брома разрушает многие тысячи молекул озона. Модели также используются для моделирования количества озона, наблюдавшегося в предыдущие годы, в качестве серьезного теста нашего понимания атмосферных процессов и для оценки важности новых реакций, обнаруженных в лабораторных исследованиях. Реакция озона на возможные будущие изменения содержания газовых примесей, температуры и других атмосферных параметров была широко исследована с помощью специализированных компьютерных моделей (см. B20).

Атмосферные наблюдения показали, какие газы присутствуют в различных областях стратосферы и как их содержание меняется в зависимости от времени и местоположения. Содержание газов и частиц отслеживалось в течение периодов времени, охватывающих суточный цикл до десятилетий. Наблюдения показывают, что химически активные галогенные газы присутствуют в стратосфере в количествах, необходимых для того, чтобы вызвать наблюдаемое истощение озонового слоя (см. B7). Например, озон и оксид хлора (ClO) широко наблюдались с помощью различных приборов. ClO — это высокоактивный газ, который участвует в каталитических циклах разрушения озона по всей стратосфере (см. B8). Приборы на земле и спутниках, воздушных шарах и самолетах теперь регулярно измеряют содержание озона и ClO дистанционно с помощью оптических и микроволновых сигналов. Высотные самолеты и приборы для воздушных шаров также используются для локального измерения обоих газов в стратосфере (см. B4). Наблюдения за озоном и химически активными газами, проведенные в последние десятилетия, широко используются для сравнения с компьютерными моделями, чтобы повысить уверенность в нашем понимании истощения стратосферного озона.

Вопрос 6. Какие выбросы в результате деятельности человека приводят к истощению стратосферного озонового слоя?

Некоторые промышленные процессы и потребительские товары приводят к выбросам озоноразрушающих веществ (ОРВ) в атмосферу. Основными ОРВ являются производимые галогенсодержащие газы, которые в настоящее время контролируются во всем мире Монреальским протоколом. Эти газы переносят атомы хлора и брома в стратосферу, где они разрушают озон в ходе химических реакций. Важными примерами являются хлорфторуглероды (ХФУ), которые когда-то использовались почти во всех системах охлаждения и кондиционирования воздуха, и галоны, которые использовались в качестве огнетушащих веществ. Текущее содержание ОРВ в атмосфере известно непосредственно из измерений проб воздуха.

Источники галогенов и озоноразрушающие вещества (ОРВ). Источники галогенов, которые выбрасываются в результате деятельности человека и контролируются Монреальским протоколом, обычно называются ОРВ. Монреальский протокол контролирует мировое производство и потребление ОРВ (см. В14). Источники галогенов, такие как метилхлорид (CH_3Cl), которые имеют преимущественно природные источники, не классифицируются как ОРВ. Вклад различных ОРВ и источников природных галогенов в общее количество хлора и брома, поступающих в стратосферу, показан на рисунке В6-1. Общее количество хлора и общего количества брома, поступивших в стратосферу, достигло пика в 1993 и 1999 годах соответственно. Разница во времени этих пиков является результатом различных графиков поэтапного отказа, указанных в Монреальском протоколе и его поправках и корректировках, разной продолжительности жизни источников галогенов в атмосфере и временных задержек между производством и выбросом многочисленных исходных газов. Также показаны данные по общему содержанию хлора и брома в 2020 году, демонстрирующие сокращение на 11% и 15% соответственно, достигнутое благодаря мерам контроля Монреальского протокола.

Озоноразрушающие вещества (ОРВ). Основные ОРВ производятся для конкретных промышленных целей или потребительских товаров, большинство из которых в конечном итоге приводит к выбросу этих газов в атмосферу. Общий объем выбросов ОРВ существенно увеличился с середины до конца 20 века, достиг пика в конце 1980-х годов и в настоящее время снижается (см. рисунок В0-1). Из-за их длительного времени жизни в атмосфере большая часть выбрасываемых ОРВ достигает стратосферы, где они преобразуются в реактивные и резервуарные газы, содержащие хлор и бром, что приводит к истощению озонового слоя.

ОРВ, содержащие только хлор, фтор и углерод, называются *хлорфторуглеродами*, обычно сокращенно ХФУ. Основными ХФУ являются ХФУ-11 (CCl_3F), ХФУ-12 (CCl_2F_2) и ХФУ-113 ($\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$). ХФУ, наряду с четыреххлористым углеродом (CCl_4) и метилхлороформом (CH_3CCl_3), исторически были наиболее важными источниками

галогенов, содержащими хлор, выделяемыми в результате деятельности человека. Эти и другие хлорсодержащие ОРВ использовались во многих областях, включая охлаждение, кондиционирование воздуха, пенообразование, пропелленты для аэрозольных баллончиков и очистку металлов и электронных компонентов. В результате мер контроля Монреальского протокола распространенность этих источников хлора снизилась с 1993 года (см. рисунок В6-1). Содержание ХФУ-11 и ХФУ-12 в 2020 году было на 16% и 2,8% ниже значений 1993 года соответственно.

Класс соединений, известных как *гидрохлорфторуглероды* (ГХФУ), содержит водород, а также хлор, фтор и углерод. ГХФУ-22 (CHF_2Cl), разработанный в 1930-х годах, использовался в качестве хладагента, в основном в бытовых кондиционерах, с 1940-х годов. Как подробно описано ниже, ГХФУ менее вредны для озонового слоя по сравнению с ХФУ. В 1990-х годах использование ГХФУ-22 расширилось, и были разработаны другие ГХФУ в качестве заменителей ХФУ. Следовательно, содержание хлора в ГХФУ, поступающих в стратосферу, увеличилось на 185% в период с 1993 по 2020 год (см. рисунок В6-1). С учетом ограничений на производство, введенных в 1996 году и действующих в глобальном масштабе с 2013 года, ожидается, что пик содержания ГХФУ в атмосфере придется на период между 2023 и 2030 годами (см. рисунки В0-1 и В15-1). Классы соединений, известных как гидрофторуглероды (ГФУ) и гидрофторолефины (ГФО), представляют собой замену для многих применений ГХФУ.

Другая категория ОРВ содержит бром. Наиболее важными из этих газов являются галоны и бромистый метил (CH_3Br). Галоны представляют собой группу промышленных соединений, которые содержат по крайней мере один атом брома и один атом углерода; галоны могут содержать или не содержать атом хлора. Галоны изначально были разработаны для тушения пожаров и широко использовались для защиты крупных компьютерных установок, военной техники и двигателей коммерческих самолетов. Следовательно, галоны часто выбрасываются непосредственно в атмосферу при использовании или тестировании этих систем пожаротушения. Наиболее распространенными галонами, выделяемыми в результате деятельности человека, являются галон-1211 (CBrClF_2) и галон-1301 (CBrF_3). Бромистый метил используется в основном в качестве фумиганта для борьбы с вредителями в сельском хозяйстве и дезинфекции экспортных грузов, а также имеет значительные природные источники.

В результате мер контроля Монреальского протокола вклад в атмосферное содержание бромистого метила от деятельности человека снизился на 71% в период с 1999 по 2020 год (см. Рисунок В6-1). Концентрация галона-1211 достигла пика в 2005 году и с тех пор снижается, достигнув в 2020 году содержания, которое было на 22% ниже, чем в 1999 году. С другой стороны, содержание галона-1301 увеличилось на 19% с 1999 года и, как ожидается, будет медленно снижаться в следующем десятилетии из-за продолжающихся небольших выбросов и длительного времени существования в

атмосфере (см. Рисунок В15-1). В 2020 году содержание брома в других галонах (в основном галоне-1202 и галоне-2402) было на 25% ниже количества, присутствовавшего в 1999 году.

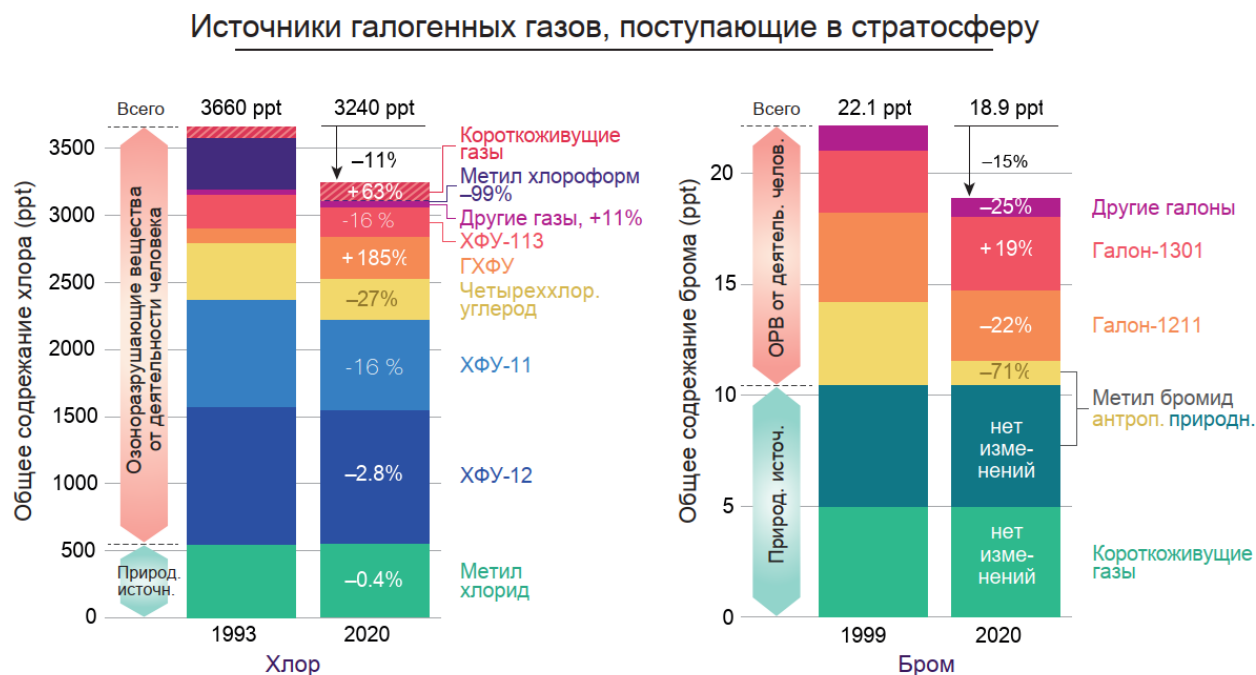


Рисунок В6-1. Изменения в галогеновых исходных газах, поступающих в стратосферу.

Разнообразные галогеновые исходные газы, выбрасываемые в результате деятельности человека и естественных процессов, переносят хлор и бром в стратосферу.

Озоноразрушающие вещества (ОРВ) являются подмножеством этих газов, выбрасываемых в результате деятельности человека, которые контролируются Монреальским протоколом. Эти разделенные столбцы показывают распространенность хлор- и бромсодержащих газов, поступающих в стратосферу в 1993 и 1999 годах, когда их общее количество достигло пика, соответственно, и в 2020 году. Также указаны общие сокращения общего количества хлора и брома, поступающих в стратосферу, и изменения, наблюдаемые для каждого исходного газа.

Количества получены из тропосферных наблюдений каждого газа. Обратите внимание на большую разницу в вертикальных масштабах: общее количество хлора, поступающего в стратосферу, примерно в 150 раз больше общего количества брома. Однако оба важны, поскольку бром примерно в 60 раз эффективнее хлора в расчете на атом при разрушении озона. Человеческая деятельность является крупнейшим источником хлора, достигающего стратосферы, а ХФУ являются наиболее распространенными хлорсодержащими газами.

Метилхлорид является основным естественным источником хлора. Наибольшее снижение в период с 1993 по 2020 год наблюдается в метилхлороформе, четыреххлористом углероде и ХФУ-11. Распространенность ГХФУ, которые являются газами-заменителями ХФУ и также контролируются Монреальским протоколом, существенно возросла с 1993 года и приблизилась к ожидаемым пиковым значениям в атмосфере (см. рисунок В15-1).

Распространенность хлорсодержащих очень короткоживущих газов, поступающих в стратосферу, существенно возросла с 1993 года; эти соединения в основном возникают в результате человеческой деятельности, подвергаются химическим потерям в тропосфере и не контролируются Монреальским протоколом. Галоны и бромистый метил являются крупнейшими источниками брома, поступающего в стратосферу. Наибольшее снижение в период с 1999 по 2020 год наблюдается в обилии бромистого метила, приписываемом деятельности человека, из-за успеха Монреальского протокола. Галон-1301 является единственным бромированным ОРВ, показывающим повышенное обилие по сравнению с

1999 годом. У бромистого метила также есть естественный источник, который теперь существенно больше, чем человеческий источник, из-за успеха Монреальского протокола. Естественные источники, которые вносят гораздо больший фракционный вклад в попадание брома в стратосферу, чем это происходит с хлором, оставались довольно постоянными в недавнем прошлом.

(Единица «частей на триллион» используется здесь как мера относительной распространенности вещества в сухом воздухе: 1 часть на триллион равна присутствию одной молекулы газа на триллион ($=10^{12}$) всех молекул воздуха.)

Естественные источники хлора и брома. В стратосфере присутствует несколько галогенных исходных газов, которые имеют крупные естественные источники. К ним относятся метилхлорид (CH_3Cl) и метилбромид (CH_3Br), оба из которых выбрасываются океаническими и наземными экосистемами. Кроме того, очень короткоживущие исходные газы (определяемые как соединения с атмосферным временем жизни, как правило, менее 0,5 года), содержащие бром, такие как бромформ (CHBr_3) и дибромметан (CH_2Br_2), также выбрасываются в атмосферу, в основном из-за биологической активности в океанах. Только часть выбросов очень короткоживущих исходных газов достигает стратосферы, поскольку эти газы эффективно удаляются в нижних слоях атмосферы. Вулканы являются эпизодическим источником реактивных галогенных газов, которые иногда достигают стратосферы в заметных количествах.

Другие естественные источники галогенов включают реактивный хлор и бром, образующиеся при испарении океанских брызг. Однако эти реактивные химикаты не играют никакой роли в истощении стратосферного озона, поскольку они легко растворяются в воде и удаляются в тропосфере.

В 2020 году естественные источники обеспечили около 17% общего стратосферного хлора и около 56% общего стратосферного брома (см. Рисунок В6-1). Известно, что количество хлора и брома, поступающих в стратосферу из естественных источников, довольно постоянно с течением времени и, следовательно, не может быть причиной истощения озонового слоя, наблюдаемого с 1980-х годов.

Другие виды деятельности человека, которые являются источниками хлора и брома. Другие хлор- и бромсодержащие газы выбрасываются в атмосферу в результате деятельности человека. Обычными примерами являются использование хлорсодержащих растворителей и промышленных химикатов, а также использование хлорсодержащих газов в производстве бумаги и дезинфекции питьевой и промышленной воды (включая бассейны). Большинство этих газов очень недолговечны, и только небольшая часть их выбросов достигает стратосферы. Вклад очень короткоживущих хлорированных газов из природных источников и деятельности человека в общий стратосферный хлор был на 63% больше в 2020 году, чем в 1993 году, и теперь составляет около 4% (130 ppt) от общего количества хлора, поступающего в стратосферу (см. рисунок В6-1). Монреальский протокол не контролирует производство и потребление очень короткоживущих газов-источников хлора, хотя атмосферное содержание некоторых из них (особенно дихлорметана, CH_2Cl_2)

существенно возросло в последние годы. Твёрдотопливные ракетные двигатели, такие как те, которые используются для вывода полезных грузов на орбиту, выбрасывают реактивные хлорные газы непосредственно в тропосферу и стратосферу. Количество хлора, выбрасываемого ракетами в глобальном масштабе, в настоящее время невелико по сравнению с выбросами галогенов в результате другой деятельности человека.

Сроки службы и выбросы. Оценки глобальных выбросов в 2020 году для выбранного набора исходных галогенных газов приведены в таблице В6-1. Эти выбросы происходят из-за продолжающегося производства ГХФУ и ГФУ, а также выброса газов из банков. Выбросы из банков относятся к выбросам в атмосферу галогеноуглеродов из существующего оборудования, химических запасов, пен и других продуктов. В 2020 году глобальные выбросы хладагента ГХФУ-22 составили крупнейший годовой выброс по массе галогеноуглерода в результате деятельности человека. Выбросы в 2020 году ГФУ-134а (CH_2FCF_3), другого хладагента, были вторыми по величине. Выбросы метилхлорида (CH_3Cl) в основном происходят из природных источников, таких как биосфера океана, наземные растения, солончаки и грибы. Человеческий источник метилхлорида невелик по сравнению с общим природным источником (см. В15).

После выброса галогенные газы-источники либо удаляются из атмосферы, либо подвергаются химическому преобразованию в тропосфере, стратосфере или мезосфере. Время удаления или преобразования около 63% газа часто называют его атмосферным временем жизни. Время жизни варьируется от менее 1 года до 100 лет для основных хлор- и бромсодержащих газов (см. Таблицу В6-1). Долгоживущие газы преобразуются в другие газы в основном в стратосфере, и по существу все их первоначальное содержание галогенов становится доступным для участия в разрушении стратосферного озона. Наоборот, газы с коротким временем жизни, такие как бромистый метил, хлористый метил и некоторые ГХФУ, преобразуются в другие газы в тропосфере, которые затем удаляются из атмосферы дождем и снегом. Поэтому только часть их содержания галогенов способствует истощению озона в стратосфере. Метилхлорид, несмотря на свой крупный источник, составил лишь около 17% (540 ppt) галогенных газов-источников, поступивших в стратосферу в 2020 году (см. рисунок В6-1).

Количество выбрасываемого газа, присутствующего в атмосфере, представляет собой баланс между его выбросами и скоростями удаления. Для различных исходных газов получен широкий диапазон текущих скоростей выбросов и времени жизни в атмосфере (см. Таблицу В6-1). Содержание большинства основных ХФУ и галонов в атмосфере снизилось с 1990 года в ответ на меньшие скорости выбросов, в то время как содержание важных замещающих газов, ГХФУ, продолжает медленно расти в соответствии с положениями Монреальского протокола (см. В15). За последние несколько лет темпы увеличения содержания ГХФУ в атмосфере снизились. В ближайшие десятилетия ожидается, что выбросы и содержание всех контролируемых ОРВ в атмосфере снизятся в соответствии с этими положениями.

Потенциал разрушения озонового слоя (ОРП). Эффективность галогенных исходных газов в разрушении стратосферного озона определяется ОРП (см. Таблицу В6-1 и В17). Газ с большим ОРП разрушает больше стратосферного озона, чем газ с меньшим ОРП. Расчет ОРП требует использования компьютерных моделей, которые имитируют атмосферный озон, и находится относительно ХФУ-11, ОРП которого определен как 1. ОРП газа основан на сравнении количества истощения озона, вызванного непрерывным выбросом в атмосферу определенной массы этого газа, относительно количества истощения озона после выброса той же массы ХФУ-11. Галогенные исходные газы, контролируемые Монреальским протоколом, имеют широкий диапазон ОРП. Галон-1211 и галон-1301 имеют ОРП значительно больше, чем у ХФУ-11 и большинства других хлорированных газов, поскольку бром намного эффективнее (примерно в 60 раз) на атомную основу, чем хлор в химических реакциях, разрушающих озон. Газы с меньшими значениями ОРП, как правило, имеют более короткое время жизни в атмосфере или содержат меньше атомов хлора и брома по сравнению с газами с большими ОРП.

ГФУ и другие фторсодержащие газы. Многие из исходных газов на рисунке В6-1 также содержат фтор, другой галоген, в дополнение к хлору или бром. После того, как исходные газы подвергаются конверсии в стратосфере (см. В5), фтор, содержащийся в этих газах, остается в химических формах, которые не вызывают истощения озонового слоя. Как следствие, исходные газы галогенов, которые содержат фтор и не содержат других галогенов, не классифицируются как ОРВ. Важным примером этого являются ГФУ, которые включены в таблицу В6-1, поскольку они являются распространенными газами-заменителями ОРВ. ГФУ не содержат хлора или брома, и, следовательно, все ГФУ имеют ОРП, равный нулю.

Многие ГФУ являются сильными парниковыми газами, что количественно определяется показателем, называемым потенциалом глобального потепления (ПГП) (см. В17). Поправка Кигали к Монреальскому протоколу теперь контролирует производство и потребление ГФУ (см. В19), особенно ГФУ с высоким ПГП. В результате промышленность частично перешла на производство и использование подмножества ГФУ с очень низким ПГП, известных как гидрофторолефины (ГФО), которые также состоят из водорода, фтора и атомов углерода. Здесь «О» означает олефин, термин, используемый химиками для обозначения двойной углеродной связи этих соединений, что приводит к малому времени жизни в тропосфере и ПГП для ГФО. Один из таких ГФО, ГФО-1234yf (CF_3CFCH_2), имеет ПГП менее 1 из-за его 12-дневного срока жизни.

Газы, содержащие йод. Йод является компонентом нескольких газов, которые естественным образом выбрасываются из океанов и в результате некоторых видов деятельности человека. Исследования важности йода для стратосферного озона проводятся, отчасти потому, что трифториодометан (CF_3I) является возможной заменой галонов в огнетушителях, а также потому, что CF_3I был предложен в качестве

ингредиента смесей хладагентов с низким ПГП. Хотя йод может участвовать в реакциях разрушения озона, все исходные газы, содержащие йод, имеют очень короткое время жизни, причем большая часть удаления происходит в нижних слоях атмосферы в течение нескольких дней. Со времени последней оценки был пересмотрен в сторону повышения верхний предел количества йода, достигающего стратосферы, который в настоящее время оценивается примерно в 1 ppt. Важность для стратосферного озона очень короткоживущих исходных газов, содержащих йод, включая возможное усиление истощения полярного озона, остается активной областью исследований.

Другие негалогеновые газы. Другие негалогеновые газы, которые влияют на содержание стратосферного озона, также увеличились в стратосфере в результате выбросов от деятельности человека (см. В20). Важными примерами являются метан (CH_4), который реагирует в стратосфере, образуя водяной пар и реактивный водород, и закись азота (N_2O), которая реагирует в стратосфере, образуя оксиды азота. Эти реактивные продукты участвуют в разрушении стратосферного озона. Повышенные уровни атмосферного углекислого газа (CO_2) изменяют стратосферную температуру и ветры, что также влияет на содержание стратосферного озона. Если будущее содержание CO_2 , CH_4 и N_2O в атмосфере значительно увеличится относительно современных значений, это увеличение повлияет на будущие уровни стратосферного озона через комбинированное воздействие на температуру, ветры и химию (см. рисунок В20-2). В настоящее время предпринимаются усилия по сокращению выбросов этих газов в соответствии с Парижским соглашением Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата, поскольку они вызывают потепление поверхности (см. В18 и В19). Хотя прошлые выбросы ОРВ по-прежнему доминируют в глобальном истощении озонового слоя сегодня, ожидается, что будущие выбросы N_2O от деятельности человека станут относительно более важными для истощения озонового слоя по мере снижения содержания ОРВ в атмосфере (см. В20).

Таблица В6-1. Продолжительность жизни в атмосфере, глобальные выбросы, потенциалы разрушения озонового слоя и потенциалы глобального потепления некоторых галогенных исходных газов и замещающих газов ГФУ.

Газ	Срок жизни в атмосфере (лет)	Глобальные выбросы в 2020 г. (кТ/год) ^a	Озоноразрушающий потенциал (ОРП) ^b	Потенциал глобального потепления (ПГП) ^b
Источники галогенных газов				
<i>Хлорированные газы</i>				
ХФУ-11 (CCl_3F)	52	36 – 58	1	6410
Четыреххлористый углерод (CCl_4)	30	27 – 60	0.87	2150
ХФУ -113 ($\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$)	93	1 – 13	0.82	6530
ХФУ -12 (CCl_2F_2)	102	3 – 48	0.75	12,500
Метилхлороформ (CH_3CCl_3)	5.0	1 – 3	0.12	164

ГХФУ-141b (CH ₃ CCl ₂ F)	8.8	48 – 67	0.102	808
ГХФУ -142b (CH ₃ CClF ₂)	17	15 – 23	0.057	2190
ГХФУ -22 (CHF ₂ Cl)	12	284 – 403	0.038	1910
Метилхлорид (CH ₃ Cl)	0.9	3759 – 5677	0.015	6
Бромированные газы				
Галон-1301 (CBrF ₃)	72	1 – 2	17	7430
Галон -1211 (CBrClF ₂)	16	1 – 5	7.1	1990
Метил бромид (CH ₃ Br)	0.8	111 – 154	0.57	2
Гидрофторуглероды (ГФУ)				
ГФУ-23 (CHF ₃)	228	16 – 18	0	14,700
ГФУ-143a (CH ₃ CF ₃)	52	27 – 33	0	5900
ГФУ-125 (CHF ₂ CF ₃)	31	78 – 98	0	3820
ГФУ-134a (CH ₂ FCF ₃)	14	216 – 275	0	1470
ГФУ-32 (CH ₂ F ₂)	5.3	56 – 77	0	749
ГФУ-152a (CH ₃ CHF ₂)	1.5	41 – 63	0	153
ГФО-1234yf (CF ₃ CFCH ₂)	0.03	нет данных	0	менее 1

^a Включает как деятельность человека (производство и банки), так и природные источники. Выбросы указаны в килотоннах в год (1 килотонна = 1000 метрических тонн = 1 гигаграмм = 10⁹ граммов). Эти оценки выбросов основаны на анализе атмосферных наблюдений. Диапазон значений для каждой оценки выбросов отражает неопределенность в оценке выбросов по данным атмосферных наблюдений.

^b 100-летний ПГП. ОРП и ПГП обсуждаются в В17. Значения рассчитаны для выбросов равной массы каждого газа. Приведенные здесь ОРП отражают текущие научные значения и в некоторых случаях отличаются от тех, которые используются в Монреальском протоколе.

Вопрос 7. Какие химически активные галогенсодержащие газы разрушают стратосферный озон?

Источники галогенов, содержащие хлор и бром, которые попадают в стратосферу, возникают как в результате деятельности человека, так и в результате естественных процессов (В6). Под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца эти источники галогенов преобразуются в другие газы, которые также содержат хлор и бром. Некоторые из газов действуют как химические резервуары, которые затем могут быть преобразованы в ClO и BrO , два наиболее важных реактивных газа, которые участвуют в каталитических реакциях, разрушающих озон.

Галогенсодержащие газы, присутствующие в стратосфере, можно разделить на две группы: *галогенсодержащие газы*, а также активные и резервуарные галогенные газы (см. рисунок В7-1). Исходные газы, включающие озоноразрушающие вещества (ОРВ), выбрасываются на поверхность Земли в результате естественных процессов и деятельности человека (см. В6) и химически инертны в нижних слоях атмосферы. Попадая в стратосферу, исходные галогенные газы химически преобразуются с разной скоростью, образуя реактивные и резервуарные галогенные газы. Преобразование происходит в стратосфере, а не в тропосфере, поскольку для распада этих соединений необходимо солнечное ультрафиолетовое (УФ) излучение (компонент солнечного света), а солнечное УФ-излучение более интенсивно в стратосфере, чем в тропосфере (см. В2). Реактивные газы, содержащие галогены хлор и бром, участвуют в серии химических реакций, которые удаляют стратосферный озон (см. В8).



Рисунок В7-1. Преобразование исходных галогенных газов. Исходные галогенные газы, содержащие хлор и бром, химически преобразуются в реактивные и резервуарные галогенные газы, в основном в стратосфере. Преобразование требует солнечного ультрафиолетового излучения и нескольких химических реакций. Очень короткоживущие вещества частично теряются в тропосфере, поэтому меньшая часть этих газов достигает стратосферы по сравнению с другими исходными газами. Газы, полученные в результате этого химического преобразования, можно сгруппировать в резервуарные газы, которые не разрушают озон напрямую, и реактивные газы, которые участвуют в циклах разрушения озона (см. В8). Основным реактивным газом, ClO , образуется из резервуарных газов HCl и

ClONO_2 в результате реакций, которые происходят на поверхности жидких и твердых полярных стратосферных облаков (ПСО) (см. В9).

Реактивные и резервуарные галогенные газы. Химическая конверсия исходных галогенных газов, которая включает солнечное ультрафиолетовое излучение и другие химические реакции, производит ряд реактивных и резервуарных галогенных газов. Эти реактивные и резервуарные газы содержат все атомы хлора и брома, изначально присутствовавшие в исходных газах. Содержание хлора во всех реактивных и резервуарных газах называется *доступным хлором*, в то время как содержание брома в подобных газах называется *доступным бромом*.

Наиболее важные реактивные и резервуарные газы, содержащие хлор и бром, которые образуются в стратосфере, показаны на рисунке В7-1. В стратосфере наиболее распространенными обычно являются хлористый водород (HCl) и нитрат хлора (ClONO_2). Эти два газа считаются *резервуарными* газами, поскольку, хотя они не реагируют напрямую с озоном, они могут быть преобразованы в наиболее реактивные формы, которые химически разрушают озон. Наиболее реактивными с озоном галогенами являются молекулы оксида хлора (ClO) и оксида брома (BrO), а также атомы хлора и брома (Cl и Br). Большая часть доступного брома обычно находится в форме BrO , тогда как обычно только небольшая часть доступного хлора находится в форме ClO . Необычно холодные условия, которые возникают в полярных регионах зимой, заставляют резервуарные газы HCl и ClONO_2 претерпевать почти полное преобразование в ClO и связанные с ними реактивные газы. Это преобразование происходит посредством химических реакций, которые происходят на поверхности или внутри частиц полярных стратосферных облаков (ПСО) (см. В9).

Хлор в средних широтах. Реактивные и резервуарные хлорные газы широко наблюдались в стратосфере с использованием как локальных, так и дистанционных методов измерения, включая наблюдения со спутниковых приборов. Измерения из космоса, показанные на рисунке В7-2, являются репрезентативными для того, как количество хлорсодержащих газов изменяется между поверхностью и верхней стратосферой в средних и высоких широтах. Общий хлор (см. красную линию на рисунке В7-2) представляет собой сумму хлора, содержащегося в исходных газах галогенов (например, ХФУ-11, ХФУ-12) и в резервуарных и реактивных газах (например, HCl , ClONO_2 и ClO). Общий хлор постоянен в пределах около 10% от поверхности до высоты более 50 км (31 миля). В тропосфере общий хлор содержится почти полностью в исходных газах, описанных на рисунке В6-1. На больших высотах исходные газы становятся меньшей долей общего хлора, поскольку они преобразуются в реактивные и резервуарные хлорные газы. На больших высотах весь хлор находится в форме реактивных и резервуарных хлорных газов.

В диапазоне высот озонового слоя в средних широтах, как показано на рисунке В7-2, резервуарные газы HCl и ClONO_2 составляют большую часть доступного хлора.

Распространенность ClO , самого важного реактивного газа в истощении озонового слоя, составляет малую долю от общего хлора. Распространенность ClO достигает пика в верхней стратосфере примерно в 40 км (24,9 мили) над поверхностью. В этой области атмосферы распространенность озона достигла минимума в конце 1990-х годов, примерно в то время, когда распространенность ClO в верхней стратосфере достигла максимума. В нижней и средней стратосфере (высоты ниже примерно 30 км или 18,6 миль над поверхностью) низкая распространенность ClO имеет тенденцию ограничивать объем разрушения озона, которое происходит за пределами полярных регионов.

Хлор в полярных регионах. Хлорные газы в полярных регионах претерпевают большие изменения между осенью и поздней зимой. Метеорологические и химические условия в обоих полярных регионах теперь регулярно наблюдаются из космоса во все времена года. Карты осенних и поздних зимних условий на высоте 18 км (11,2 мили), вблизи центра озонового слоя (см. рисунок В11-3) над Антарктикой сопоставлены на рисунке В7-3. Эти наблюдения документируют резкие различия в химии и температуре для этих двух сезонов.

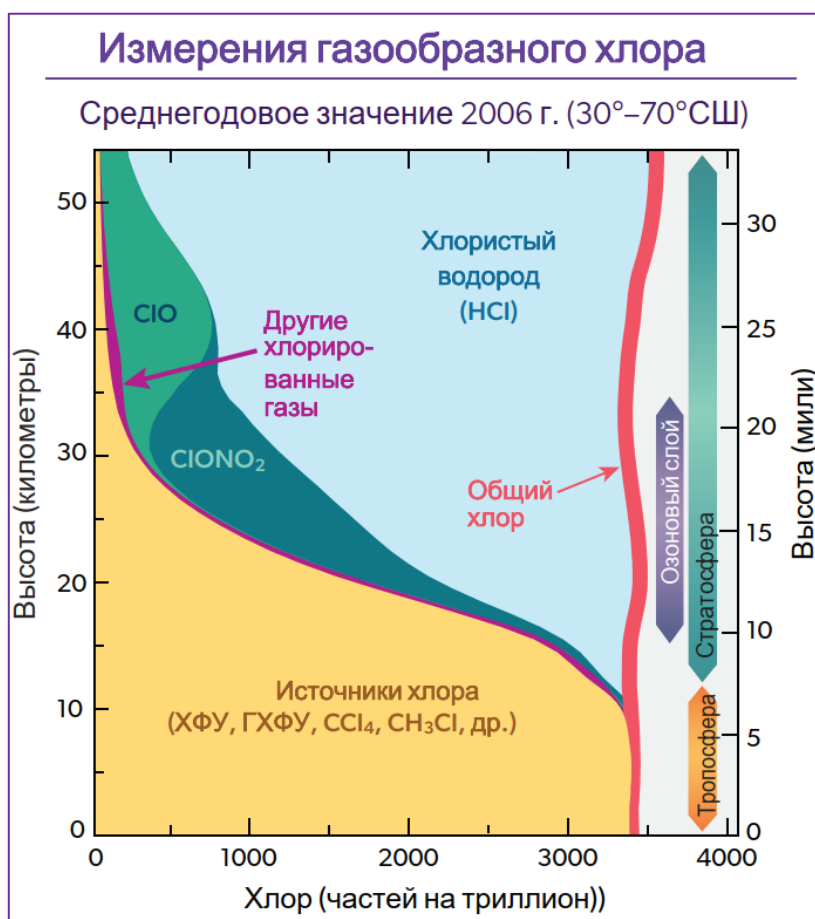


Рисунок В7-2. Наблюдения за хлорным газом. Содержание исходных газов хлора, а также реактивных и резервуарных газов хлора, измеренное в 2006 году, усредненное по широте от 30° до 70° с. ш., отображается как функция высоты. В тропосфере (ниже примерно 12 км) весь измеренный хлор содержится в исходных газах. В стратосфере общее содержание хлора в реактивных и резервуарных газах (называемое доступным хлором) увеличивается с высотой, поскольку количество исходных газов хлора уменьшается. Этот переход является

следствием химических реакций, инициированных солнечным ультрафиолетовым излучением, которые преобразуют исходные газы в доступный хлор (см. Рисунок В7-1).

Основными образующимися реактивными и резервуарными газами хлора являются HCl , ClONO_2 и ClO . Сложение исходных газов с доступным хлором дает «общий хлор», который почти постоянен с высотой во всей атмосфере. В озоновом слое средних широт (15–35 км) по-прежнему присутствуют газообразные источники хлора, а HCl и ClONO_2 представляют собой наиболее распространенные формы доступного хлора.

(Единица измерения «частей на триллион» определена в подписи к рисунку В6-1.)

Значения озона высоки над всем Антарктическим континентом осенью в Южном полушарии. Температуры средние, HCl и азотная кислота (HNO_3) высокие, а ClO очень низкий. Высокий уровень HCl указывает на то, что в стратосфере произошло существенное преобразование газов-источников галогенов в этот газ-резервуар. В 1980-х и начале 1990-х годов содержание газов-резервуаров HCl и ClONO_2 существенно возросло в стратосфере после увеличения выбросов газов-источников галогенов. HNO_3 является распространенным, в основном естественным стратосферным соединением, которое играет важную роль в химии стратосферного озона, как сдерживая разрушение озона, так и конденсируясь с образованием полярных стратосферных облаков (ПСО), тем самым обеспечивая преобразование газов-резервуаров хлора в формы, разрушающие озон (см. В9). Низкое содержание ClO указывает на то, что осенью происходит незначительное преобразование резервуара в реактивные газы, тем самым ограничивая химическое разрушение озона.

К концу зимы (сентябрь) произошло заметное изменение в составе стратосферы Антарктиды. Низкие количества озона отражают существенное истощение на высоте 18 км над площадью, большей, чем Антарктический континент. Антарктические озоновые дыры возникают из-за схожего химического разрушения на протяжении большей части диапазона высот озонового слоя (см. профиль высот на рисунке В11-3). Метеорологические и химические условия в конце зимы, характеризующиеся очень низкими температурами, очень низкими HCl и HNO_3 и очень высоким ClO , заметно отличаются от условий осени. Низкие температуры стратосферы наблюдаются зимой, когда снижается солнечное нагревание. Низкий HCl и высокий ClO отражают преобразование галогеновых резервуарных соединений, HCl и ClONO_2 , в наиболее важную реактивную форму хлора, ClO . Это преобразование происходит избирательно зимой на ПСО, которые образуются при очень низких температурах (см. В9). Низкий HNO_3 указывает на его конденсацию с образованием этих ПСО, некоторые из которых впоследствии падают на более низкие высоты посредством гравитационного осаждения. Высокое содержание ClO обычно приводит к тому, что истощение озонового слоя продолжается в Антарктическом регионе до середины октября (весны), когда обычно наблюдаются самые низкие значения озона (см. В10). По мере повышения температуры в конце зимы образование ПСО прекращается, ClO преобразуется обратно в резервуарные виды HCl и ClONO_2 (см. В9), и разрушение озона сокращается.

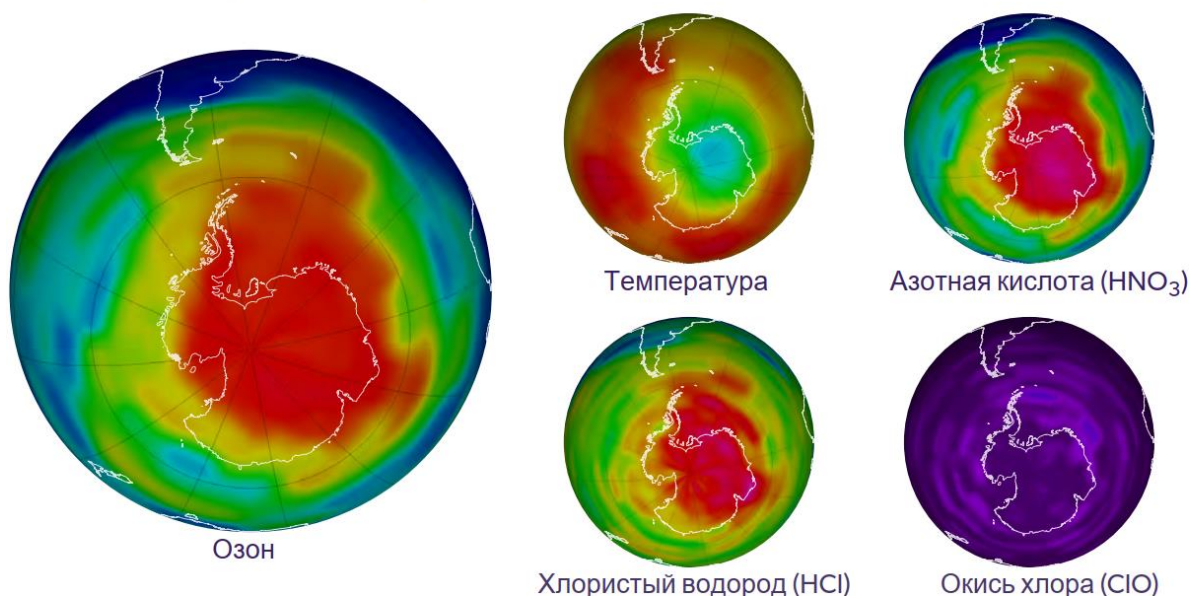
Аналогичные изменения метеорологических и химических условий также наблюдаются между осенью и поздней зимой в течение некоторых лет в Арктике, что

приводит к существенной потере озона. Весной 2020 года арктический озон достиг исключительно низких значений. Очень стабильный, холодный и долгоживущий стратосферный арктический вихрь способствовал галоген-катализируемой химической потере озона, которая превысила предыдущую рекордную потерю, наблюдавшуюся весной 2011 года (см. B11). Существенная химическая потеря арктического озона будет продолжаться в холодные зимы/весны, пока концентрации ОРВ будут значительно выше естественных уровней.

Наблюдения за бромом. Для реактивных и резервуарных бромных газов в нижней стратосфере доступно меньше измерений, чем для хлорных газов. Эта разница возникает отчасти из-за более низкого содержания брома, что затрудняет количественную оценку его содержания в атмосфере. Наиболее широко наблюдаемым бромным газом является BrO, который можно наблюдать из космоса. Оценки концентрации доступного брома в стратосфере выше, чем ожидалось, из-за разложения галонов и бромистого метила, наиболее важных исходных газов брома, которые производятся в результате деятельности человека. Эта разница стала первым прямым доказательством того, что очень короткоживущие (VSL) исходные газы, содержащие бром, достигают стратосферы. Впоследствии прямые наблюдения исходных газов VSL подтвердили их важность. В 2020 году чуть более четверти общего стратосферного брома поставляется этими естественными исходными газами VSL (см. B6).

Химические условия, наблюдаемые в озоновом слое над Антарктидой

Нормальное содержание озона осенью (1 мая 2021 г.) на высоте 18 км



Значительное истощение озонового слоя в конце зимы (15 сентября 2021 г.) на высоте 18 км

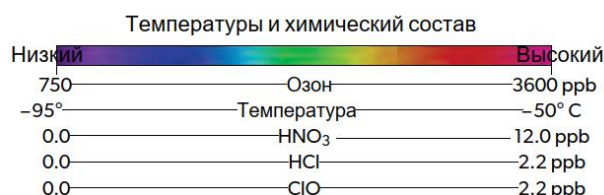
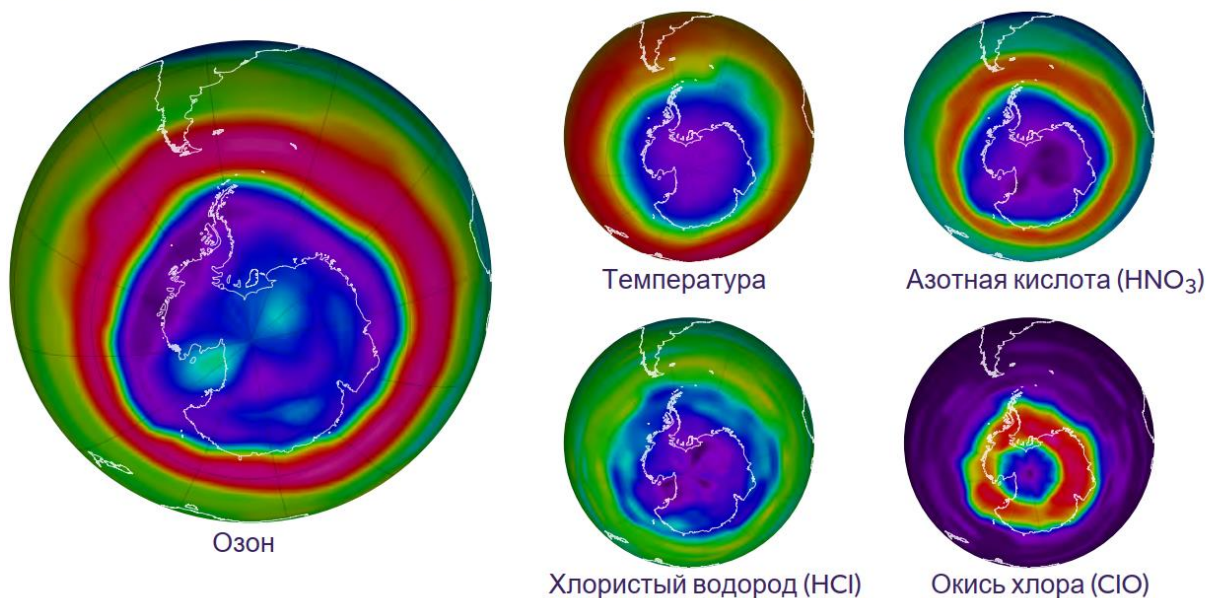


Рисунок В7-3. Химические условия в озоновом слое над Антарктидой. Наблюдения за химическими условиями в регионе Антарктиды подчеркивают изменения, связанные с образованием озоновой дыры. Спутниковые приборы регулярно отслеживают озон, реактивные и резервуарные хлорные газы и температуры в глобальной стратосфере. Здесь показаны спутниковые наблюдения для осеннего (май) и позднего зимнего (сентябрь) сезонов в регионе Антарктиды для узкой области высот около 18 км (11,2 мили) в озоновом слое (см. Рисунок В11-3). Озон над Антарктидой имеет естественно высокие значения осенью, до начала реакций разрушения озона, которые приводят к широкомасштабному

истощению. Высокое содержание озона сопровождается умеренными температурами, большими значениями резервуарных газов HCl и HNO_3 и очень низкими количествами реактивного ClO . Когда содержание ClO низкое, значительного разрушения озона галогенами не происходит. Химические условия совершенно иные в конце зимы, когда озон подвергается сильному истощению. Температуры намного ниже, HCl преобразуется в ClO (важнейший реактивный хлорный газ), а HNO_3 удаляется гравитационным осаждением частиц полярных стратосферных облаков. Содержание ClO в непосредственной близости от Южного полюса в сентябре низкое, поскольку для образования ClO требуется солнечный свет, который все еще постепенно возвращается в самые южные широты. Высокие значения ClO в конце зимы охватывают обширную территорию, которая порой превышает площадь Антарктического континента, и могут сохраняться в течение нескольких месяцев, что приводит к эффективному разрушению озона в освещенных солнцем регионах в конце зимы/начале весны. Озон обычно достигает минимальных значений в начале-середине октября (см. В11). Обратите внимание, что первый и последний цвета в цветовой полосе представляют значения за пределами указанного диапазона значений.

(Единица измерения «частей на миллиард», сокращенно «ppb», используется здесь как мера относительной распространенности вещества в сухом воздухе: 1 часть на миллиард равна присутствию одной молекулы газа на миллиард ($=10^9$) всех молекул воздуха (сравните с ppt на рисунке В6-1).)

Вопрос 8. Какие реакции хлора и брома разрушают стратосферный озон?

Реактивные газы, содержащие хлор и бром, разрушают стратосферный озон в «каталитических» циклах, состоящих из двух или более отдельных реакций. В результате один атом хлора или брома может разрушить многие тысячи молекул озона, прежде чем он покинет стратосферу. Таким образом, небольшое количество реактивного хлора или брома оказывает большое влияние на озоновый слой. Особая ситуация складывается в полярных регионах в конце зимы/начале весны, где большие увеличения содержания наиболее важного реактивного газа, оксида хлора, приводят к серьезному истощению озонового слоя.

Стратосферный озон разрушается в результате реакций с участием реактивных галогенных газов, которые производятся при химическом преобразовании исходных галогенных газов (см. рисунок В7-1). Наиболее реактивными из этих газов являются оксид хлора (ClO), оксид брома (BrO) и атомы хлора и брома (Cl и Br). Эти газы участвуют в трех основных циклах реакций, разрушающих озон.

Цикл 1. Разрушение озона Цикл 1 проиллюстрирован на рисунке В8-1. Цикл состоит из двух основных реакций: $\text{ClO} + \text{O}$ и $\text{Cl} + \text{O}_3$. Конечным результатом Цикла 1 является преобразование одной молекулы озона и одного атома кислорода в две молекулы кислорода. В каждом цикле хлор действует как *катализатор*, поскольку ClO и Cl реагируют и преобразуются. Таким образом, один атом Cl участвует во многих циклах, разрушая множество молекул озона. Для типичных стратосферных условий в средних или низких широтах один атом хлора может разрушить тысячи молекул озона, прежде чем он вступит в реакцию с другим газом, нарушив каталитический цикл. Таким образом, за все время своего пребывания в стратосфере атом хлора может разрушить многие тысячи молекул озона.

Полярные циклы 2 и 3. Содержание ClO значительно увеличивается в полярных регионах в конце зимы и начале весны по сравнению с другими сезонами в результате реакций на поверхности полярных стратосферных облаков (см. В7 и В9). Циклы 2 и 3 (см. рисунок В8-2) становятся доминирующими механизмами реакции потери полярного озона из-за высокого содержания ClO и относительно низкого содержания атомарного кислорода (что ограничивает скорость потери озона циклом 1). Цикл 2 начинается с реакции ClO . Цикл 3, который начинается с реакции ClO с BrO , имеет два пути реакции, которые производят либо Cl и Br , либо BrCl . Конечным результатом обоих циклов является разрушение двух молекул озона и создание трех молекул кислорода. Циклы 2 и 3 объясняют большую часть потери озона, наблюдаемой в стратосфере над арктическими и антарктическими регионами в конце зимы/начале весны (см. В10 и В11). При высоком содержании ClO скорость разрушения полярного озона может достигать 2–3% в день.

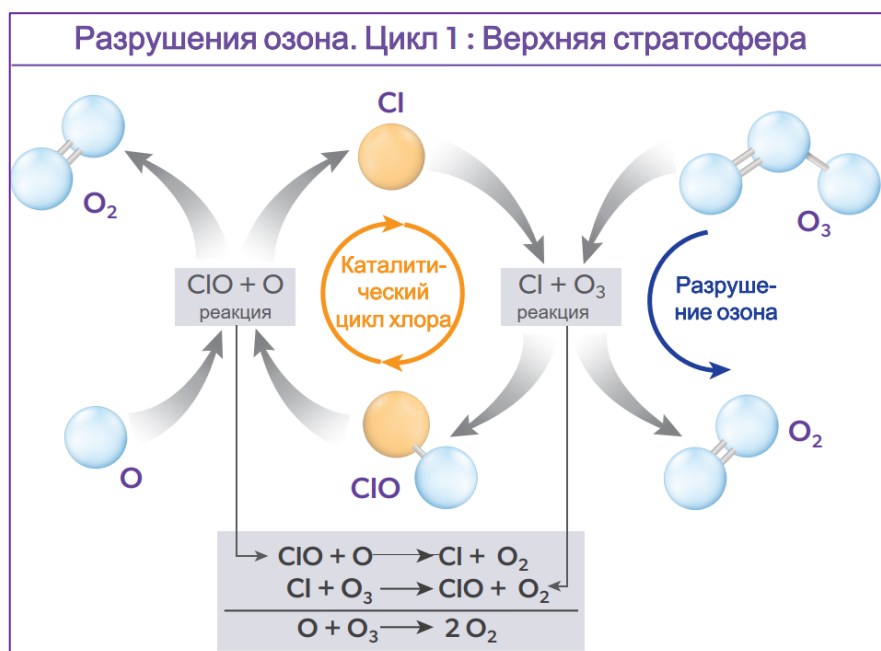


Рисунок В8-1. 1 цикл разрушения озона. Разрушение озона в Цикле 1 включает две отдельные химические реакции. Цикл можно считать начинающимся либо с ClO, либо с Cl. При начале с ClO первой реакцией является ClO с O с образованием Cl и O₂. Затем Cl реагирует с O₃ и преобразуется в ClO, потребляя O₃ в этом процессе и образуя еще один O₂. Чистая или общая реакция — это реакция атомарного кислорода (O) с озоном (O₃), образуя две молекулы кислорода (O₂). Затем цикл начинается снова с другой реакции ClO с O. Хлор считается катализатором разрушения озона, поскольку Cl и ClO преобразуются каждый раз, когда цикл реакции завершается, и, следовательно, доступны для дальнейшего разрушения озона. Атомарный кислород образуется, когда солнечное ультрафиолетовое (УФ) излучение реагирует с молекулами O₃ и O₂ (см. Рисунок В1-3). Цикл 1 наиболее важен в стратосфере тропических и средних широт, где солнечное УФ-излучение наиболее интенсивно.

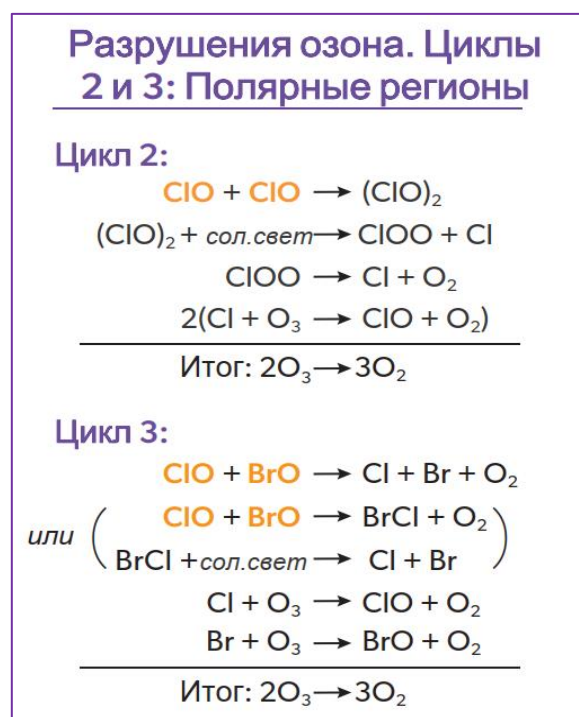


Рисунок В8-2. Циклы разрушения полярного озона 2 и 3. Значительное разрушение озона происходит в конце зимы и начале весны в полярных регионах, когда содержание ClO достигает больших значений. В этом случае циклы, инициированные реакцией ClO с другим

ClO (цикл 2) или реакцией ClO с BrO (цикл 3), эффективно разрушают озон. Чистая реакция в обоих случаях - это две молекулы озона (O_3), образующие три молекулы кислорода (O_2). Реакция ClO с BrO имеет два пути для образования газообразных продуктов Cl и Br, которые приводят к потере озона. Разрушение озона циклами 2 и 3 является каталитическим, как показано для цикла 1 на рисунке В8-1, поскольку газы хлора и брома реагируют и повторно образуются каждый раз, когда цикл реакции завершается. Солнечный свет требуется для завершения каждого цикла и для содействия формированию и поддержанию повышенного содержания ClO. Во время полярной ночи и других периодов темноты озон не может быть разрушен посредством этих реакций.

Потребность в солнечном свете. Солнечный свет необходим для завершения и поддержания этих циклов реакций. Цикл 1 требует ультрафиолетового (УФ) излучения (компонент солнечного света), которое достаточно сильное, чтобы разложить молекулярный кислород на атомарный кислород. Цикл 1 наиболее важен в стратосфере на высотах более 30 км (18,6 миль), где солнечное УФ-С излучение (длины волн от 100 до 280 нанометров (нм)) наиболее интенсивно (см. рисунок В2-1).

Циклы 2 и 3 также требуют солнечного света. В непрерывной темноте зимы в полярной стратосфере реакции циклов 2 и 3 не могут происходить. Солнечный свет необходим для расщепления $(ClO)_2$ и BrCl, что приводит к достаточно большому содержанию ClO и BrO, чтобы вызвать быструю потерю озона циклами 2 и 3. Эти циклы наиболее активны, когда солнечный свет возвращается в полярные регионы в конце зимы/начале весны. Поэтому наибольшее разрушение озона происходит в частично или полностью освещенные солнцем периоды после середины зимы в полярной стратосфере.

Солнечный свет в УФ-А (длины волн от 315 до 400 нм) и видимой (длины волн от 400 до 700 нм) частях спектра, необходимых в циклах 2 и 3, недостаточен для образования озона, поскольку этот процесс требует более энергичного солнечного УФ-С солнечного излучения (см. В1 и В2). В конце зимы/начале весны в полярной стратосфере присутствует только УФ-А и видимое солнечное излучение из-за низких углов Солнца. В результате скорость разрушения озона циклами 2 и 3 в освещенной солнцем полярной стратосфере весной значительно превышает скорость образования озона.

Другие реакции. Глобальное содержание озона контролируется многими другими реакциями (см. В1). Например, реактивный водород и реактивные азотные газы участвуют в каталитических циклах разрушения озона, подобных описанным выше, которые также происходят в стратосфере. Реактивный водород поступает в результате стратосферного разложения воды (H_2O) и метана (CH_4). Выбросы метана происходят как из естественных источников, так и из самых разных видов деятельности человека. Изобилие стратосферного H_2O контролируется температурой верхней тропической тропосферы, а также разложением стратосферного CH_4 . Реактивный азот поступает в результате стратосферного разложения закиси азота (N_2O), также выбрасываемой естественными источниками и деятельностью человека. Ожидается, что значение реактивных газов водорода и азота в разрушении озонового слоя по сравнению с

реактивными галогенными газами в будущем возрастет, поскольку содержание реактивных галогенных газов в атмосфере уменьшается в результате Монреальского протокола, в то время как содержание CH_4 и N_2O по прогнозам, увеличится из-за различных видов деятельности человека (см. В20).

Вопрос 9. Почему над Антарктидой возникла «озоновая дыра», несмотря на то что озоноразрушающие вещества есть и в других частях стратосферы?

Озоноразрушающие вещества присутствуют во всем стратосферном озоновом слое, поскольку они переносятся на большие расстояния атмосферными воздушными движениями. Сильное истощение озонового слоя Антарктиды, известное как «озоновая дыра», происходит из-за особых метеорологических и химических условий, которые существуют только там и больше нигде на земном шаре. Очень низкие зимние температуры в стратосфере Антарктиды вызывают образование полярных стратосферных облаков (ПСО). Определенные химические реакции, происходящие в ПСО, в сочетании с изоляцией полярного стратосферного воздуха внутри полярного вихря позволяют реакциям хлора и брома образовывать озоновую дыру над Антарктидой весной.

Сильное истощение стратосферного озона в конце зимы и начале весны в Антарктике известно как «озоновая дыра» (см. В10). Озоновая дыра появляется над Антарктидой, потому что метеорологические и химические условия, уникальные для этого региона, увеличивают эффективность разрушения озона реактивными галогенными газами (см. В7 и В8). Образование озоновой дыры над Антарктидой требует сочетания температур, достаточно низких для формирования полярных стратосферных облаков (ПСО), изоляции полярного вихревого воздуха от воздуха в других стратосферных регионах, солнечного света и достаточного количества доступного хлора (см. В8).

Распределение галогенных газов. Источники галогенных газов, которые выбрасываются на поверхность Земли и имеют продолжительность жизни более 1 года (см. Таблицу В6-1), присутствуют в сопоставимых количествах по всей стратосфере в обоих полушариях, хотя большая часть выбросов происходит в Северном полушарии. Стратосферное содержание сопоставимо в обоих полушариях, поскольку большинство долгоживущих источников не имеют значительных естественных процессов удаления в нижней атмосфере, а также поскольку ветры и конвекция эффективно перераспределяют и перемешивают воздух по всей тропосфере в масштабе времени от недель до месяцев. Источники галогенных газов попадают в стратосферу в основном из верхней тропосферы тропиков. Затем стратосферные воздушные движения переносят эти газы вверх и к полюсу в обоих полушариях.

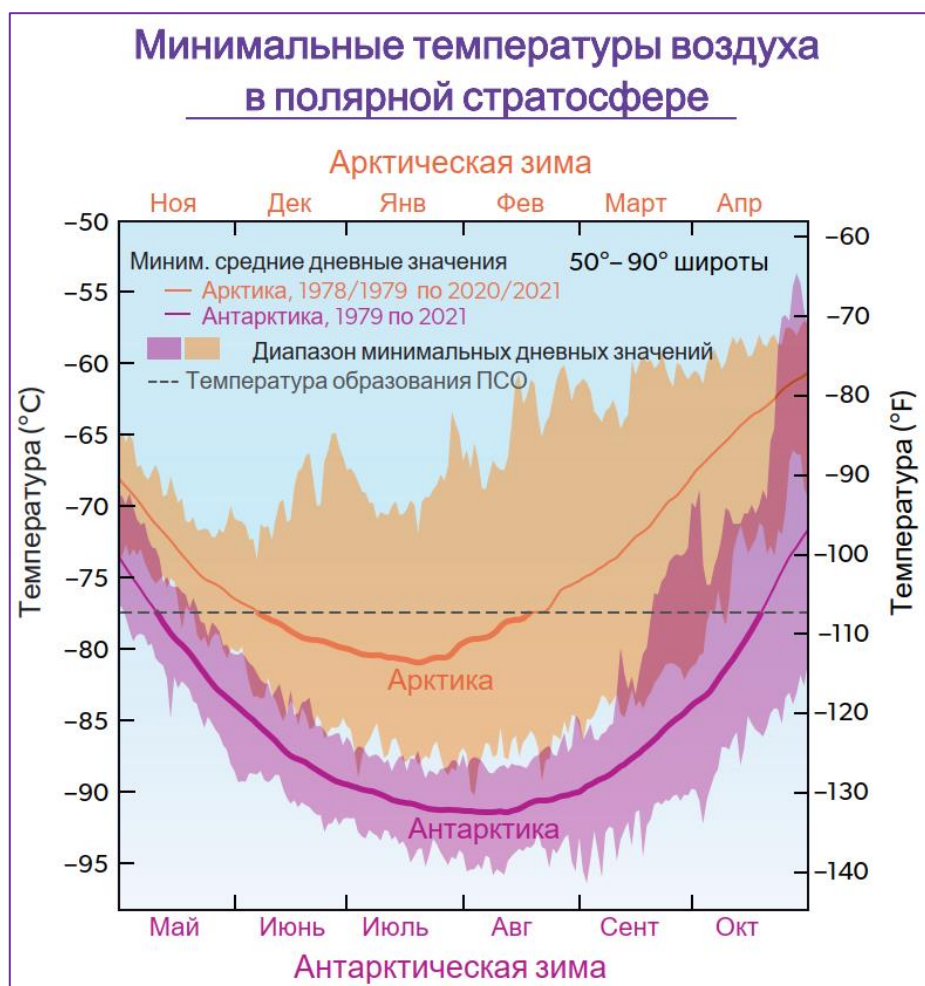


Рисунок В9-1. Арктические и антарктические температуры. Температура воздуха в нижней стратосфере обоих полярных регионов достигает минимальных значений в нижней стратосфере в соответствующие зимние сезоны. Средние дневные минимальные значения над Антарктидой составляют всего -92°C в июле и августе в типичный год. Над Арктикой средние минимальные значения составляют около -80°C в конце декабря и январе. Полярные стратосферные облака (ПСО) образуются в озоновом слое, когда зимние минимальные температуры опускаются ниже порога их образования около -78°C . Это происходит в среднем в течение 1–4 месяцев над Арктикой и около 5 месяцев над Антарктидой каждый год (см. толстые оранжевые и пурпурные линии). Химические реакции внутри и на поверхностях жидких и твердых частиц ПСО приводят к образованию реактивного хлорного газа ClO , который каталитически разрушает озон (см. В8). Диапазон зимних минимальных температур, обнаруженный в Арктике, намного больше, чем в Антарктиде. В некоторые годы температуры формирования ПСО не достигаются в Арктике, и существенного истощения озонового слоя не происходит. Напротив, температуры формирования ПСО всегда присутствуют в течение многих месяцев где-то в Антарктике, и сильное истощение озонового слоя происходит каждый зимний/весенний сезон (см. В10).

Низкие полярные температуры. Сильное разрушение озона, которое приводит к озоновой дыре, требует низких температур в диапазоне стратосферных высот, в больших географических регионах и в течение длительного периода времени. Низкие температуры важны, поскольку они позволяют образовываться жидким и твердым частицам ПСО. Химические реакции внутри и на поверхности этих частиц ПСО инициируют значительное увеличение самого важного реактивного хлорного газа,

оксида хлора (ClO) (см. ниже, а также В7 и В8). Воздух обычно слишком теплый, чтобы обеспечить образование облаков в стратосфере. Только в полярных регионах зимой температуры достаточно низкие для образования стратосферных облаков, поскольку воздух охлаждается из-за недостатка солнечного света. Зимой в Антарктике минимальные дневные температуры, как правило, намного ниже и менее изменчивы, чем зимой в Арктике (см. рисунок В9-1). Температуры в Антарктике также остаются ниже температур образования ПСО в течение гораздо более длительных периодов зимой. Эти и другие метеорологические различия возникают из-за различий между полушариями в распределении суши, океана и гор в средних и высоких широтах. В результате зимние температуры достаточно низкие для того, чтобы ПСК могли формироваться где-то в Антарктиде в течение почти всей зимы (около 5 месяцев), а в Арктике — только в течение ограниченных периодов (около 1–4 месяцев) в течение большинства зим.

Изолированные условия. Стратосферный воздух в полярных регионах относительно изолирован в течение длительных периодов в зимние месяцы. Эта изоляция является результатом сильных ветров, которые окружают полюса зимой, образуя *полярный вихрь*, который препятствует существенному переносу и перемешиванию воздуха в полярной стратосфере или из нее. Эта циркуляция усиливается зимой по мере снижения стратосферных температур. Циркуляция полярного вихря имеет тенденцию быть сильнее в Южном полушарии (ЮП), чем в Северном полушарии (СП), потому что в северных широтах больше горных регионов и прилегающих областей океана и суши с контрастными температурами, чем в южных широтах. Такая ситуация приводит к большему количеству метеорологических возмущений в циркуляции СП, которые увеличивают перемешивание воздуха из более низких широт к полюсу, нагревая арктическую стратосферу. Поскольку зимние температуры, следовательно, ниже в ЮП, чем в полярной стратосфере СП, изоляция воздуха в полярном вихре гораздо более эффективна в Антарктике, чем в Арктике. Как только температура падает достаточно низко, ПСО формируются внутри полярного вихря и вызывают химические изменения, такие как увеличение содержания ClO (см. В8). Эти изменения сохраняются в течение многих недель или месяцев из-за изоляции стратосферного воздуха в Антарктике.

Полярные стратосферные облака (ПСО). Химические реакции внутри и на поверхности жидких и твердых частиц ПСО могут существенно увеличить относительное содержание реактивных хлорных газов. Эти реакции преобразуют резервуарные формы хлорных газов, хлористый водород (HCl) и нитрат хлора (ClONO_2), в наиболее важную реактивную форму, ClO (см. Рисунок В7-3). Содержание ClO увеличивается от небольшой доли доступного хлора до более чем половины всего доступного хлора (см. В7). С увеличением ClO каталитические циклы с участием ClO и BrO становятся активными в химическом разрушении озона всякий раз, когда доступен солнечный свет (см. В8).

Различные типы жидких и твердых частиц ПСО образуются, когда стратосферные температуры падают ниже примерно -78°C (-108°F) в полярных регионах (см. рисунок В9-1). В результате ПСО часто обнаруживаются на больших территориях зимних полярных регионов и на обширных диапазонах высот в обоих полушариях, причем в Антарктике они встречаются в значительно больших регионах и в течение более длительных периодов времени, чем в Арктике. Наиболее распространенный тип ПСО образуется из азотной кислоты (HNO_3) и воды конденсируясь на уже существующих частицах, содержащих жидкую серную кислоту (H_2SO_4). Некоторые из этих частиц замерзают, образуя твердые частицы. При еще более низких температурах (-85°C или -121°F) вода конденсируется, образуя ледяные частицы. Частицы ПСО становятся достаточно большими и многочисленными, чтобы при определенных условиях с земли можно было наблюдать облачные образования, особенно когда Солнце находится близко к горизонту (см. рисунок В9-2). ПСО часто встречаются вблизи горных хребтов в полярных регионах, поскольку движение воздуха над горами может вызывать локальное охлаждение в стратосфере, что увеличивает конденсацию воды и HNO_3 .



Рисунок В9-2. Полярные стратосферные облака. Эта фотография арктического полярного стратосферного облака (ПСО) была сделана в Кируне, Швеция (67° с.ш.), 27 января 2000 года. ПСО образуются в озоновом слое зимой в Арктике и Антарктике, везде, где наблюдаются достаточно низкие температуры. Частицы растут из конденсации воды, азотной

кислоты (HNO_3) и серной кислоты (H_2SO_4). Облака часто можно увидеть невооруженным глазом, когда Солнце находится близко к горизонту. Реакции внутри и на поверхности ПСО приводят к образованию высокореактивного газа оксида хлора (ClO), который очень эффективен в химическом разрушении озона (см. В7 и В8).

Когда средние температуры начинают расти в конце зимы, ПСО образуются реже, что замедляет преобразование хлора из резервуарных в реактивные формы по всему полярному региону. Без постоянного производства обилие ClO уменьшается, поскольку другие химические реакции повторно формируют резервуарные газы, ClONO_2 и HCl . Когда температуры поднимаются выше порогов образования ПСО, обычно где-то между концом января и началом марта в Арктике и к середине октября в Антарктике (см. рисунок В9-1), самый интенсивный период истощения озонового слоя заканчивается.

Азотная кислота и удаление воды. После образования самые крупные частицы ПСО падают на более низкие высоты из-за силы тяжести. Самые крупные частицы могут опускаться на несколько километров в стратосфере в течение нескольких дней в течение низкотемпературного зимне-весеннего периода. Поскольку ПСО часто содержат значительную долю доступной HNO_3 , их падение удаляет HNO_3 из областей озонового слоя. Этот процесс называется денитрификацией стратосферы. Поскольку HNO_3 является источником оксидов азота (NO_x) в стратосфере, *денитрификация* удаляет NO_x , доступный для преобразования высокореактивного хлорного газа ClO обратно в резервуарный газ ClONO_2 . В результате ClO остается химически активным в течение более длительного периода, тем самым увеличивая химическое разрушение озона. Значительная денитрификация происходит каждую зиму в Антарктике и только в отдельные зимы в Арктике, поскольку температуры формирования ПСО должны поддерживаться в обширном высотном регионе и в течение периода времени, чтобы привести к денитрификации (см. рисунок В9-1).

Частицы льда образуются при температурах на несколько градусов ниже тех, которые требуются для образования ПСО из HNO_3 . Если эти частицы водяного льда вырастают достаточно большими, их гравитационное осаждение может удалить значительную часть водяного пара из областей озонового слоя в течение зимы. Этот процесс называется *дегидратацией* стратосферы. Из-за очень низких температур, необходимых для образования льда, дегидратация распространена в Антарктике и редка в Арктике. Удаление водяного пара не влияет напрямую на каталитические реакции, разрушающие озон. Дегидратация косвенно влияет на разрушение озона, подавляя образование ПСО позже зимой, что снижает выработку ClO в реакциях на ПСО.

Открытие роли ПСО. Наземные наблюдения ПСО были доступны за много десятилетий до того, как была признана роль ПСО в разрушении полярного озона. Географическое и высотное распространение ПСО в обоих полярных регионах не было полностью известно до тех пор, пока ПСО не стали наблюдать с помощью спутниковых приборов, начиная с конца 1970-х годов. Роль частиц ПСО в преобразовании

резервуарных хлорных газов в СlО не была понята до открытия озоновой дыры над Антарктикой в 1985 году. Наше понимание химической роли частиц ПСО развилось из лабораторных исследований их поверхностной реактивности, компьютерного моделирования химии полярной стратосферы и измерений, в ходе которых отбирались образцы частиц и реактивных хлорных газов, таких как СlО, в полярной стратосфере.

Открытие озоновой дыры над Антарктидой

Первые снижения общего содержания озона в Антарктике были отмечены в начале 1980-х годов над исследовательскими станциями, расположенными на Антарктическом континенте. Измерения проводились с помощью наземных спектрофотометров Добсона (см. вставку в В4), установленных в рамках усилий по расширению наблюдений за атмосферой Земли во время Международного геофизического года, который начался в 1957 году (см. рисунок В0-1). Наблюдения показали необычно низкое содержание общего озона в австралийские позднелетние/ранневесенние месяцы сентября, октября и ноября. Общее содержание озона было ниже в эти месяцы в начале 1980-х годов по сравнению с предыдущими наблюдениями, проведенными еще в 1957 году. Первые опубликованные отчеты поступили от Японского метеорологического агентства и Британской антарктической службы. Результаты стали широко известны миру после того, как трое ученых из Британской антарктической службы опубликовали свои наблюдения в престижном научном журнале *Nature* в 1985 году. Они предположили, что растущее содержание атмосферных ХФУ было причиной устойчивого снижения общего содержания озона над исследовательской станцией Halley Bay (76° ю.ш.), наблюдавшегося в течение последовательных октября, начиная с начала 1970-х годов. Вскоре после этого спутниковые измерения подтвердили весеннее истощение озонового слоя и далее показали, что для каждого сезона поздней зимы/ранней весны, начиная с начала 1980-х годов, истощение озона распространялось на большой регион, сосредоточенный вблизи Южного полюса. Термин «озоновая дыра» возник как описание очень низких значений общего содержания озона, видимых на спутниковых снимках, которые простираются над Антарктическим континентом в течение многих недель каждого октября (весна в Южном полушарии) (см. В10). В настоящее время образование и серьезность антарктической озоновой дыры документируются каждый год с помощью комбинации спутниковых, наземных и аэростатных наблюдений за озоном.

Очень ранние измерения озона в Антарктике. Первые измерения общего содержания озона, проведенные в Антарктике с помощью спектрофотометров Добсона, были проведены в 1950-х годах после обширных измерений в Северном полушарии и Арктике. Значения общего содержания озона, наблюдавшиеся весной в Антарктике, составили около 300 единиц Добсона (ЕД), что ниже, чем значения весной в Арктике. Значения в Антарктике были удивительными, поскольку в то время предполагалось, что два полярных региона будут иметь схожие значения. Теперь мы знаем, что эти значения в Антарктике 1950-х годов не были аномальными; на самом деле, схожие

значения наблюдались вблизи Южного полюса в начале 1970-х годов, до появления озоновой дыры (см. рисунок В10-3). Значения общего содержания озона в Антарктике ранней весной систематически ниже, чем значения ранней весной в Арктике, поскольку полярный вихрь Южного полушария намного сильнее и холоднее и, следовательно, намного эффективнее в снижении переноса воздуха, богатого озоном, из средних широт к полюсу (сравните рисунки В10-3 и В11-2).

Вопрос 10. Насколько сильно истощён озоновый слой над Антарктидой?

Серьезное истощение озонового слоя Антарктиды было впервые отмечено в середине 1980-х годов. Истощение озонового слоя Антарктиды носит сезонный характер и происходит в основном в конце зимы и начале весны (август–ноябрь). Пик истощения приходится на начало октября, когда озон часто полностью разрушается в диапазоне стратосферных высот, тем самым сокращая общее содержание озона на две трети в некоторых местах. Это серьезное истощение создает «озоновую дыру», которая видна на снимках общего содержания озона Антарктиды, полученных с помощью спутниковых приборов. В большинстве лет максимальная площадь озоновой дыры намного превышает размер континента Антарктида.

Серьезное истощение антарктического озона, известное как «озоновая дыра», впервые было отмечено в середине 1980-х годов (см. вставку в B9). Истощение объясняется химическим разрушением реактивными галогенными газами (см. B7 и B8), которое увеличилось повсюду в стратосфере во второй половине 20-го века (см. B15). Условия в антарктической зимней и ранней весенней стратосфере усиливают истощение озона из-за (1) длительных периодов экстремально низких температур во время полярной ночи, которые вызывают образование полярных стратосферных облаков (ПСО); (2) большого количества реактивных галогенных газов, образующихся в реакциях на ПСО; и (3) изоляции полярного стратосферного воздуха, что дает время для процессов химического разрушения после возвращения солнечного света. Серьезность истощения антарктического озона, а также долгосрочные изменения можно увидеть с помощью спутниковых наблюдений общего содержания озона и профилей озона в зависимости от высоты.

Антарктическая озоновая дыра. Наиболее широко используемые изображения истощения озонового слоя Антарктики получены из измерений общего содержания озона, сделанных с помощью спутниковых приборов. Карта измерений ранней весны в Антарктике показывает большую область с центром около Южного полюса, в которой общий озон сильно истощен (см. рисунок B10-1).

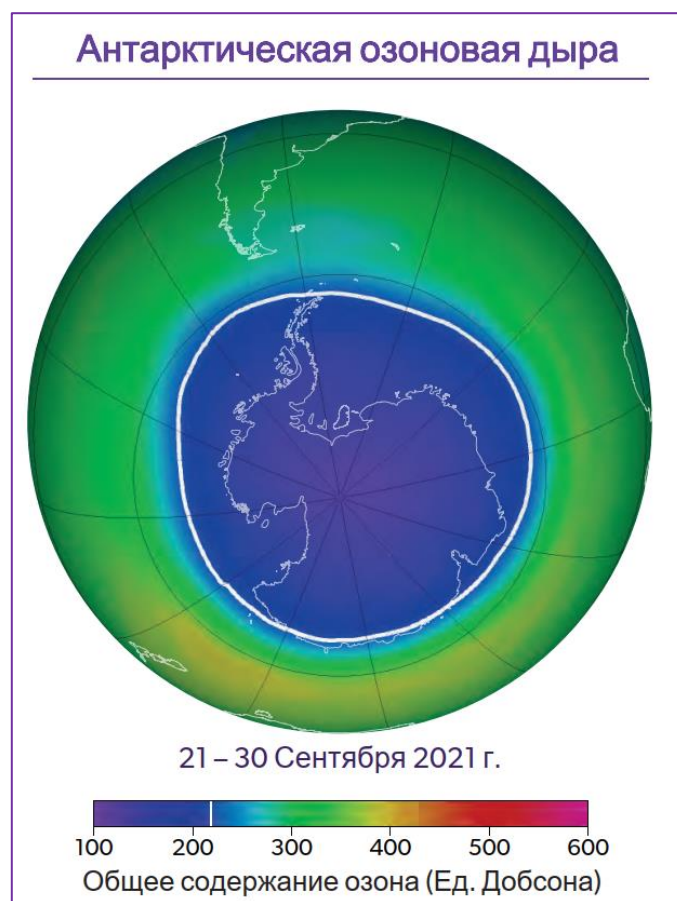


Рисунок В10-1. Антарктическая озоновая дыра. Значения общего содержания озона, измеренные спутниковым прибором, показаны для высоких южных широт, усредненные за период с 21 по 30 сентября 2021 года. Темно-синие и фиолетовые области над Антарктическим континентом показывают сильное истощение озонового слоя или «озоновую дыру», которая теперь обнаруживается каждую весну в Южном полушарии. Минимальные значения общего содержания озона внутри озоновой дыры близки к 150 единицам Добсона (DU) по сравнению со значениями антарктической весны около 350 DU, наблюдавшимися в начале 1970-х годов (см. Рисунок В10-3). Площадь озоновой дыры обычно определяется как географическая область в пределах контура 220-DU (толстая белая линия) на картах общего содержания озона. Максимальные значения общего содержания озона в Южном полушарии в конце зимы/начале весны обычно располагаются в области в форме полумесяца (лучше видно на рисунке В10-3), которая окружает и изолирована от озоновой дыры из-за стратосферных ветров на границе полярного вихря. Поздней весной или в начале лета (ноябрь–декабрь) эти атмосферные ветры ослабевают, и озоновая дыра исчезает из-за прекращения озоноразрушающих химических реакций и переноса обогащенных озоном воздушных масс к полюсу.

Этот регион стал называться «озоновой дырой» из-за почти круглых контуров низких значений озона на картах. Сообщаемая площадь озоновой дыры для данного года определяется здесь как географическая область в пределах контура 220 единиц Добсона (DU) на картах общего содержания озона (см. белую линию на рисунке В10-1), усредненная между 21 и 30 сентября. Площадь достигла максимума в 28 миллионов квадратных километров (около 11 миллионов квадратных миль) в 2006 году, что более чем в два раза превышает площадь Антарктического континента (см. рисунок В10-2). Минимальные значения общего содержания озона внутри озоновой дыры, усредненные

в конце сентября - середине октября, составляют около 120 DU, что составляет всего одну треть от весенних значений около 350 DU, наблюдавшихся в начале 1970-х годов (см. рисунки В10-3 и В11-1). Низкое общее содержание озона внутри озоновой дыры резко контрастирует с распределением гораздо больших значений за пределами озоновой дыры. Эту общую черту можно увидеть на рисунке В10-1, где широкий географический регион со значениями общего содержания озона около 350 DU окружает озоновую дыру в сентябре 2021 года, открывая край полярного вихря, который действует как барьер для переноса богатого озоном воздуха средних широт в полярный регион (см. В9).

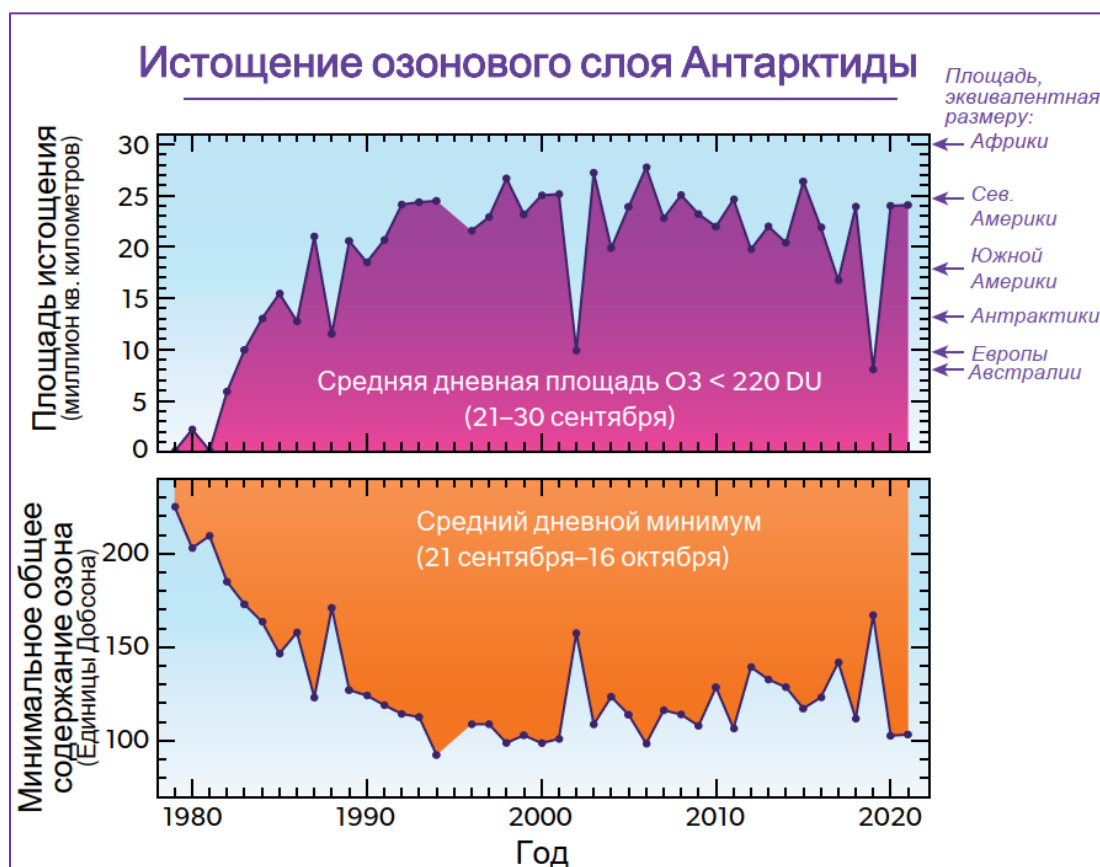


Рисунок В10-2. Характеристики озоновой дыры в Антарктике. Долгосрочные изменения показаны для ключевых аспектов озоновой дыры в Антарктике: область, ограниченная контуром 220 DU на картах общего содержания озона (верхняя панель) и минимальное общее количество озона, измеренное над Антарктидой (нижняя панель). Значения получены из спутниковых наблюдений и усреднены для каждого года в момент времени вблизи пика истощения озонового слоя, как определено датами, указанными на каждой панели. Площади континентов включены для справки в верхнюю панель. Величина истощения озонового слоя в Антарктике постепенно увеличивалась, начиная с 1980 года. За последние два с половиной десятилетия истощение достигло устойчивых годовых значений, за исключением необычно малого количества истощения в 2002 и 2019 годах (см. рисунок В10-4 и следующую вставку). Величина истощения озонового слоя в Антарктике будет неуклонно снижаться по мере удаления ОРВ из атмосферы (см. рисунок В15-1). Ожидается, что возвращение общего содержания озона в Антарктике к значениям 1980 года произойдет примерно в середине 2060-х годов (см. В20).

Профили высот антарктического озона. Низкие значения общего содержания озона в озоновой дыре вызваны почти полным удалением озона в нижней стратосфере. Приборы для измерения озона на воздушных шарах (см. В4) показывают, что это истощение происходит в озоновом слое, высотном регионе, который обычно содержит самые высокие концентрации озона. В географических точках с самыми низкими значениями общего содержания озона измерения озонозонда показывают, что химическое разрушение озона часто было полным в высотном регионе до нескольких километров. Например, в профиле озона над Южным полюсом, Антарктида, 10 октября 2020 года (см. красную линию на левой панели рисунка В11-3) содержание озона по существу равно нулю в высотном регионе от 14 до 20 км. Самые низкие зимние температуры и самые высокие концентрации реактивного хлора (ClO) наблюдаются в этом высотном регионе (см. рисунок В7-3). Различия в профилях озона Южного полюса, усредненных за 1967–1971 и за 1990–2021 годы на рисунке В11-3, показывают, как реактивные галогеновые газы резко изменили озоновый слой. Для периода 1967–1971 годов нормальный озоновый слой четко виден в среднем профиле октября с пиком около 16 км по высоте. В среднем профиле 1990–2021 годов наблюдается широкий минимум с центром около 16 км, при этом значения озона на некоторых высотах снижаются до 90% относительно нормальных значений.

Долгосрочные изменения общего содержания озона. До 1960 года количество реактивных галогенных газов в стратосфере было недостаточным, чтобы вызвать значительную химическую потерю антарктического озона. Наземные наблюдения показывают, что устойчивое снижение общего содержания озона над исследовательской станцией Halley Bay (76°Ю.Ш.) (см. вставку в В9) в течение каждого октября впервые стало очевидным в начале 1970-х годов.

Спутниковые наблюдения показывают, что в 1979 году общее содержание озона в октябре вблизи Южного полюса было немного ниже, чем в других высоких южных широтах (см. Рисунок В10-3). Компьютерное моделирование показывает, что истощение озонового слоя Антарктиды фактически началось в начале 1960-х годов. До начала 1980-х годов истощение общего содержания озона было недостаточно большим, чтобы привести к минимальным значениям, падающим ниже порога 220 DU, который в настоящее время обычно используется для обозначения границы озоновой дыры (см. Рисунок В10-1). Начиная с середины 1980-х годов, область общего содержания озона значительно ниже 220 DU с центром над Южным полюсом стала очевидной на спутниковых картах общего содержания озона в октябре (см. Рисунок В10-3). Наблюдения общего содержания озона со спутника

Антарктический общий озон

Среднемесячные показатели за октябрь

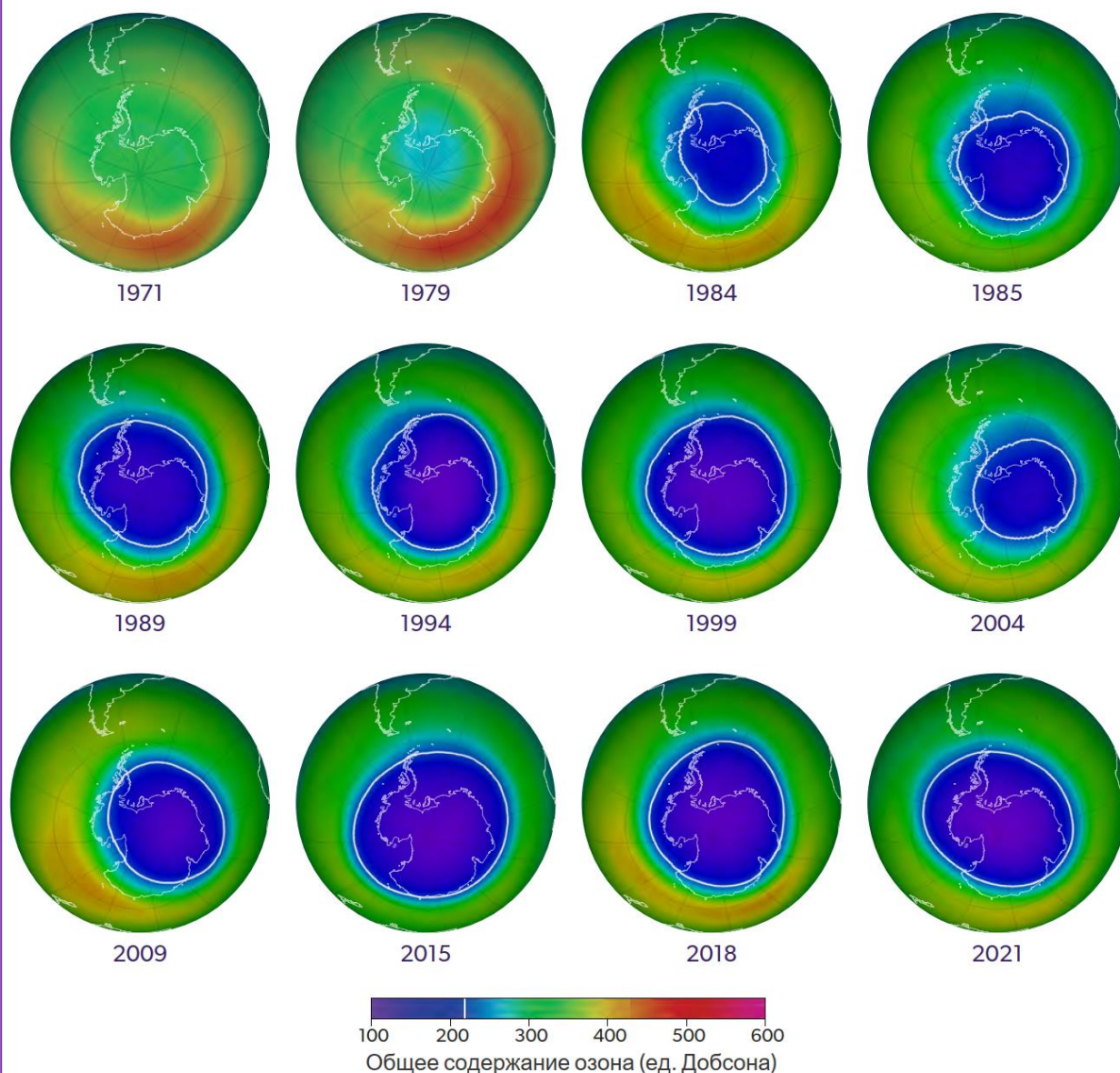


Рисунок В10-3. Антарктический общий озон. Долгосрочные изменения в Антарктическом общем озоне показаны с помощью этой серии карт общего озонового слоя, полученных на основе спутниковых наблюдений. Каждая карта представляет собой среднее значение за октябрь, месяц максимального истощения озонового слоя над Антарктидой. В 1970-х годах озоновая дыра, определяемая как значительная область со значениями общего озона менее 220 DU (толстая белая линия), не наблюдалась. Озоновая дыра первоначально появилась в начале 1980-х годов и увеличивалась в размерах до начала 1990-х годов. Большая озоновая дыра возникает каждый год с середины 1980-х годов, как показано на рисунке В10-2. Карты середины 2010-х годов показывают большую протяженность (около 25 миллионов квадратных километров) недавних озоновых дыр. Наибольшие значения общего озона в Южном полушарии в октябре обнаружены в области в форме полумесяца за пределами озоновой дыры. Спутниковые данные показывают, что эти максимальные значения и их географическая протяженность значительно уменьшились с 1970-х годов.

Инструменты можно использовать различными способами для изучения того, как изменилось истощение озонового слоя в регионе Антарктиды за последние 50 лет, в том числе:

- Во-первых, площади *озоновых* дыр, показанные на рисунке В10-2, показывают, что площадь истощения увеличилась после 1980 года, затем стала довольно стабильной в 1990-х, 2000-х годах и в середине 2010-х годов, часто достигая площади в 25 миллионов квадратных километров (примерно размер Северной Америки). Исключениями являются неожиданно низкие площади истощения, наблюдавшиеся в 2002 и 2019 годах, которые объяснены в рамке в конце этого вопроса.
- Во-вторых, *минимальные* количества антарктического озона, показанные на рисунке В10-2, показывают, что серьезность истощения увеличилась, начиная примерно с 1980 года, вместе с ростом площади озоновой дыры. Довольно постоянные минимальные значения общего содержания озона, около 110 DU, наблюдались в 1990-х и 2000-х годах, за исключением 2002 и 2019 годов. Есть некоторые признаки увеличения минимального значения общего содержания озона с начала 2010-х годов. Однако в 2020 и 2021 годах необычно холодные условия привели к образованию больших и продолжительных озоновых дыр, тогда как в 2019 году погодные нарушения привели к образованию небольшой, неглубокой озоновой дыры (см. вставку). Озоновые дыры 2019, 2020 и 2021 годов демонстрируют важность изменчивости условий озоновой дыры от года к году, что затрудняет идентификацию восстановления из-за снижения уровней ОРВ.
- В-третьих, *карты общего содержания озона* над Антарктикой и прилегающими регионами (рисунок В10-3) показывают, как озоновая дыра развивалась с течением времени. Средние значения за октябрь показывают отсутствие озоновой дыры в 1970-х годах, размер озоновой дыры примерно на момент ее открытия в 1985 году (см. вставку в В9), а затем ее прогрессию в 1990-х, 2010-х годах и в начале 2020-х годов.
- В-четвертых, *значения общего содержания озона, усредненные к полюсу 63°Ю.Ш.* для каждого октября (рисунок В11-1), показывают, как общее содержание озона изменилось в регионе Антарктиды. После резкого снижения в первые годы существования озоновой дыры, средние значения общего содержания озона в полярной шапке сейчас примерно на 30% меньше, чем в годы до появления озоновой дыры (1970–1982). Увеличение изменчивости озона в регионе Антарктиды от года к году очевидно с 2000 года.

Исчезновение озоновой дыры над Антарктикой. Сильное истощение антарктического озона происходит каждую весну. В середине октября температура в полярной нижней стратосфере начинает расти (см. рисунок В9-1), в конечном итоге достигая уровня, который предотвращает образование ПСО и производство ClO. Следовательно, наиболее эффективные химические циклы, разрушающие озон,

сокращаются (см. В8). Обычно полярный вихрь разрушается в конце ноября или начале декабря, заканчивая изоляцию воздуха высоких широт и увеличивая обмен воздухом между стратосферой Антарктиды и нижними широтами. Этот обмен позволяет значительному количеству воздуха, богатого озоном, переноситься к полюсам, где он вытесняет или смешивается с воздухом, обедненным озоном. В результате этих крупномасштабных процессов переноса и смешивания озоновая дыра обычно исчезает к середине декабря.

Долгосрочное восстановление озоновой дыры Антарктиды. Появляются новые признаки того, что размер и максимальное истощение озонового слоя (тяжесть) озоновой дыры Антарктиды уменьшились с 2000 года. Характер восстановления наиболее очевиден в сентябре, который является ранней весной в Южном полушарии. Хотя учет влияния естественной изменчивости на размер и глубину озоновой дыры является сложной задачей, совокупность доказательств свидетельствует о том, что снижение количества реактивных галогенных газов в стратосфере с 2000 года внесло существенный вклад в наблюдаемое сокращение размера и глубины озоновой дыры в сентябре. Сокращение истощения озонового слоя Антарктиды, приводящее к полному восстановлению общего содержания озона до значения, наблюдавшегося в начале 1980-х годов, требует постоянного, устойчивого сокращения озоноразрушающих веществ в стратосфере. Даже с учетом уже начавшихся сокращений выбросов галогенных газов (см. В15), ожидается, что общее содержание озона в Антарктике вернется к значениям 1980 года не ранее середины 2060-х годов (см. В20).

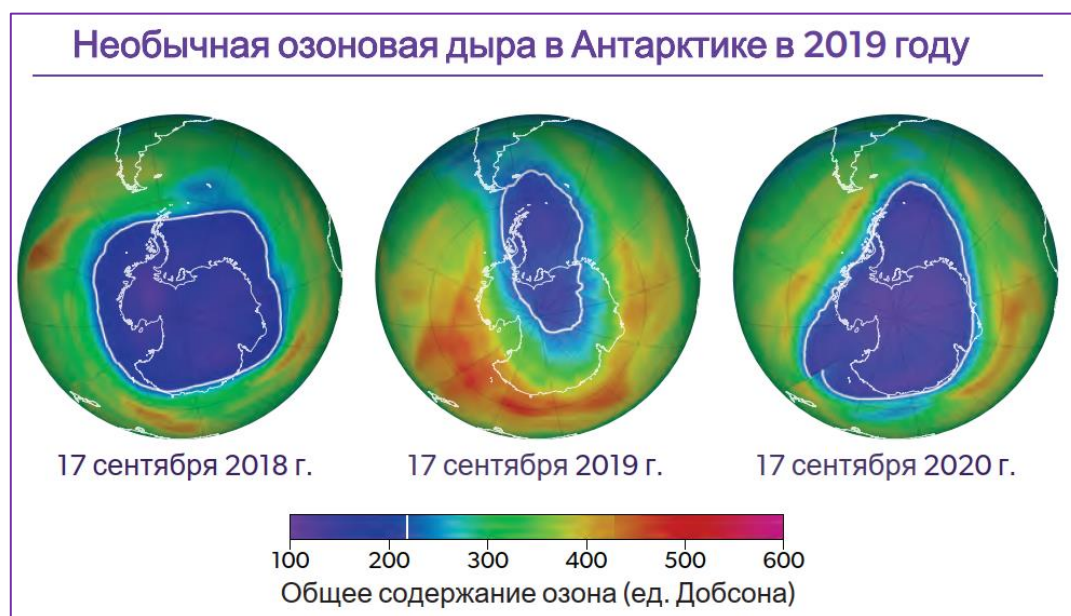


Рисунок В10-4. Необычная озоновая дыра 2019 года. Показаны виды из космоса на озоновую дыру над Антарктикой 17 сентября в течение трех последовательных лет: 2018, 2019 и 2020 годов. Озоновые дыры в 2018 и 2020 годах считаются типичными для наблюдаемых с конца 1990-х годов. Первоначально круглая дыра в 2019 году была преобразована значительным переносом воздуха из средних широт в область озоновой дыры, начавшимся в конце августа. Это необычное событие, инициированное метеорологическими возмущениями в тропосфере средних широт, перенесло большие количества озона из средних широт в область озоновой дыры и привело к более высоким температурам, которые

снизили скорость истощения озона в 2019 году по сравнению с большинством других лет.

Следовательно, область низкого общего содержания озона в 2019 году сместилась из обычного циркумполярного положения, а величина истощения озонового слоя в 2019 году, измеренная по площади озоновой дыры или минимальному общему содержанию озона, была намного меньше, чем в 2018 или 2020 годах (см. рисунок В10-2).

Антарктическая озоновая дыра

Антарктическая озоновая дыра 2019 года продемонстрировала гораздо меньшее истощение озона, измеренное по площади озоновой дыры или минимальному общему количеству озона по сравнению с озоновыми дырами в 2018 и 2020 годах. Значения 2019 года, наряду с наблюдаемыми в 2002 году, четко выделяются в годовых изменениях этих величин, показанных на рисунке В10-2. Обе эти аномалии вызваны необычно теплыми метеорологическими условиями.

Первоначально озоновая дыра образовалась, как и ожидалось, в августе 2019 года. В конце августа произошла необычная погодная ситуация, которая привела к переносу воздуха из средних широт в область озоновой дыры. В результате этого метеорологического возмущения область низкого общего содержания озона была смещена из нормального кругового положения с центром над Южным полюсом в сентябре 2019 года (см. Рисунок В10-4). Воздух с аномально большим количеством озона был перенесен из средних широт в стратосферу Антарктиды в течение первых двух недель сентября 2019 года, что привело к образованию самой маленькой озоновой дыры в 21 веке и одной из самых маленьких, когда-либо наблюдавшихся в сентябре с 1984 года, когда была обнаружена озоновая дыра (см. Рисунок В10-2).

Неожиданное метеорологическое влияние в 2019 году было вызвано определенными атмосферными движениями воздуха, которые иногда происходят в полярных регионах. Метеорологический анализ показывает, что возмущение 2019 года было инициировано сильными крупномасштабными погодными системами, которые возникли в нижней атмосфере (тропосфере) в средних широтах в начале года. Эта тропосферная погодная система распространилась к полюсу и вверх в стратосферу, нарушив нормальный циркумполярный ветер (полярный вихрь), перенося воздух с высоким содержанием озона в вихрь и нагревая нижнюю стратосферу, где продолжалось истощение озона. Влияние этого погодного возмущения в конце зимы/начале весны, когда процессы потери озона обычно наиболее эффективны, привело к меньшему истощению антарктического озона в 2019 году.

Аналогичное событие стратосферного потепления произошло в 2002 году, в результате чего площадь озоновой дыры и минимальное общее количество озона были сопоставимы с наблюдаемыми в 2019 году (см. рисунок В10-2). Другое событие потепления в 1988 году вызвало несколько меньшие изменения характеристик озоновой дыры, чем те, которые наблюдались в 2002 и 2019 годах. Крупные события потепления трудно предсказать из-за сложных условий, приводящих к их образованию. Размер и максимальное истощение озона (глубина) озоновой дыры в 2020 и 2021 годах вернулись к значениям, аналогичным тем, которые наблюдались с конца 1990-х годов (см. рисунки В10-2 и В10-3).

Вопрос 11. Наблюдается ли истощение озонового слоя над Арктикой?

Да, значительное истощение арктического озонового слоя теперь происходит в большинстве лет в период поздней зимы и ранней весны (январь-март). Однако истощение арктического озонового слоя менее серьезно, чем наблюдаемое в Антарктике, и демонстрирует более значительные годовые различия вследствие более изменчивых метеорологических условий в арктической полярной стратосфере. Даже самое серьезное истощение арктического озонового слоя не приводит к такому низкому общему количеству озона, как в Антарктике, поскольку содержание арктического озона в начале зимы до начала истощения озона намного больше, чем в Антарктике. Следовательно, обширная и повторяющаяся «озоновая дыра», обнаруженная в антарктической стратосфере, в Арктике не возникает.

Значительное истощение озона наблюдалось в арктической стратосфере в последние десятилетия. Истощение объясняется химическим разрушением реактивными галогенными газами (см. B8), которое усилилось в стратосфере во второй половине 20-го века (см. B15). Арктическое истощение также происходит в период поздней зимы/ранней весны (январь-март), однако в течение несколько более короткого периода, чем в Антарктике (июль-октябрь). Подобно Антарктике (см. B10), истощение арктического озона происходит из-за (1) периодов очень низких температур, которые приводят к образованию полярных стратосферных облаков (ПСО); (2) большого количества реактивных галогенных газов, образующихся в реакциях на ПСО; и (3) изоляции полярного стратосферного воздуха, что дает время для процессов химического разрушения после возвращения солнечного света. Однако эти условия встречаются в Арктике реже, чем в Антарктике.

Общее содержание озона, наблюдаемое в Арктике весной (см. Рисунок B11-1), даже в годы со значительным истощением озонового слоя выше, чем обычно наблюдается в Антарктике весной. Обширные и повторяющиеся озоновые дыры, обнаруженные в стратосфере Антарктики, в Арктике не встречаются. Содержание стратосферного озона в начале зимы, до начала истощения озонового слоя, в Арктике, естественно, выше, чем в Антарктике, поскольку перенос озона из его исходного региона в тропиках в более высокие широты происходит более интенсивно в Северном полушарии. Кроме того, истощение озонового слоя ограничено, поскольку, по сравнению с условиями Антарктики, средние температуры в стратосфере Арктики всегда значительно выше (см. Рисунок B9-1), а изоляция полярного стратосферного воздуха менее эффективна (см. B9). Эти различия возникают из-за того, что в северных широтах преобладают горные регионы и контрастные области океана и суши, чем в южных широтах (сравните рисунки B10-3 и B11-2), что создает больше метеорологических возмущений, которые нагревают арктическую стратосферу (см. вставку в B10). Следовательно, масштабы и сроки истощения арктического озонового слоя значительно варьируются из года в год.

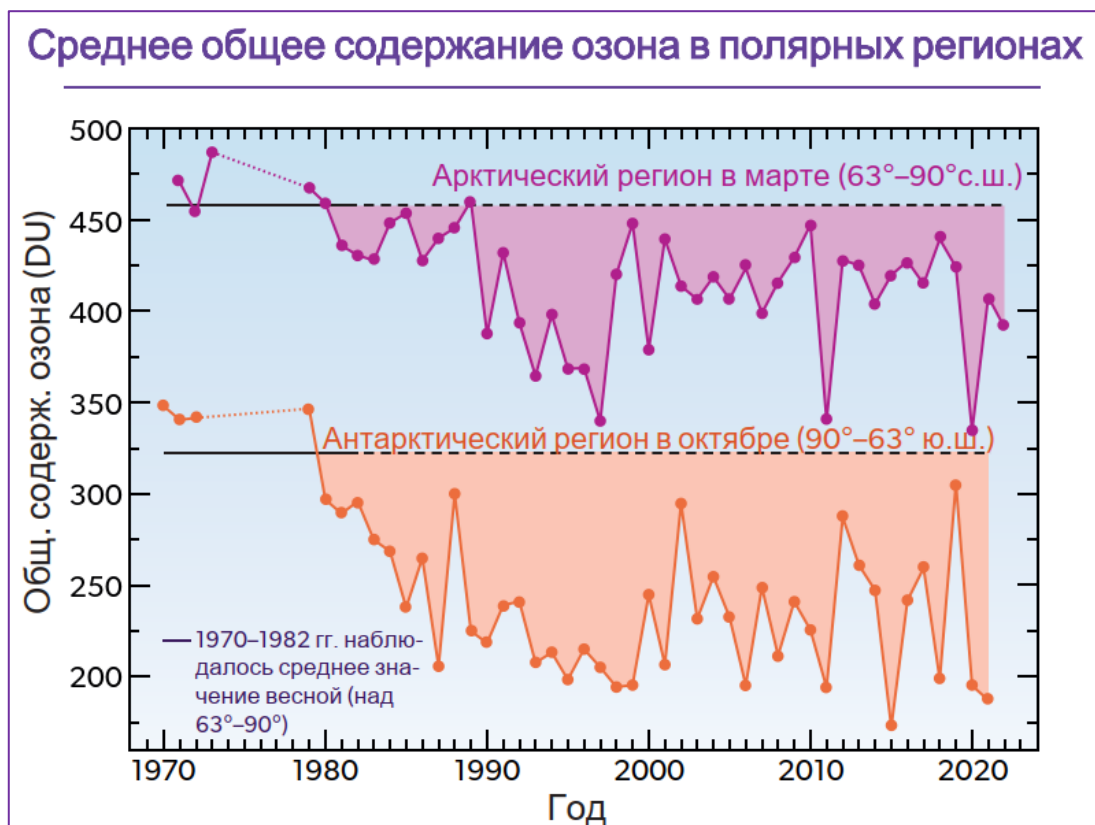


Рисунок В11-1. Среднее общее содержание озона в полярных регионах. Долгосрочные изменения общего содержания озона, измеренные с помощью спутниковых приборов, показаны для Антарктики и Арктики. Измерения усреднены по широтам в направлении полюса 63° для марта (в Арктике) и для октября (в Антарктике) и отображаются в единицах Добсона (DU) (см. вставку в В4). Опорные значения (черные линии) являются средними значениями общего содержания озона весной из наблюдений, полученных в период с 1970 по 1982 год. После 1982 года значительное истощение озона наблюдается в большинстве лет в Арктике и все годы в Антарктике. Наибольшее среднее истощение произошло в Антарктике с 1990 года. Изменения озона возникают из-за сочетания химического разрушения и естественных изменений метеорологических условий, которые влияют на годовые значения озона, особенно в Арктике. Годовые изменения общего содержания озона в Антарктике увеличились с 2000 года.

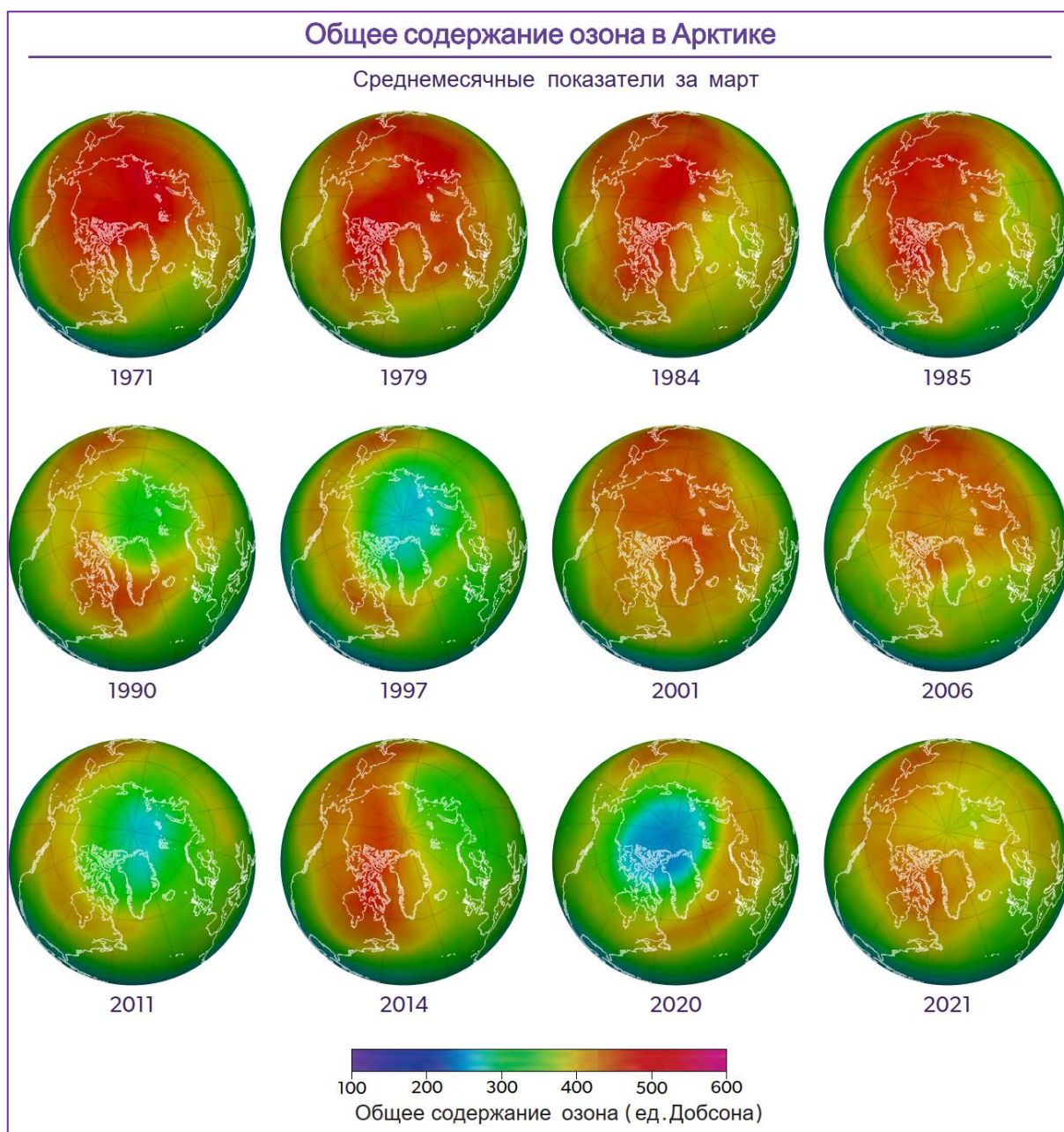


Рисунок В11-2. Арктический общий озон. Долгосрочные изменения в арктическом общем озоне очевидны на этой серии карт общего озона, полученных на основе спутниковых наблюдений. Каждая карта представляет собой среднее значение за март, месяц, когда в Арктике обычно наблюдается некоторое истощение озонового слоя. Выбранные годы показаны для того, чтобы подчеркнуть сильную изменчивость арктического озона из года в год, а также тенденцию к более низким значениям с течением времени в течение полувековой записи спутниковых данных. В 1970-х и 1980-х годах в арктическом регионе были нормальные значения озона в марте со значениями 450 DU и выше (красные цвета). Низкие значения общего озона в масштабах антарктической озоновой дыры не наблюдаются в Арктике. Вместо этого в конце зимы и начале весны истощение озона размывало нормальные высокие значения общего озона. В течение большинства лет, начиная с 1990-х годов, географическая протяженность значений озона 450 DU и выше сокращается по сравнению с 1970-ми годами. Большие области низкого общего содержания озона в марте 1997, 2011 и 2020 годов (синие цвета) необычны для арктических данных (см. рисунок В11-1). Метеорологические условия в течение этих трех зим привели к температурам стратосферы ниже среднего и сильным полярным вихрям, условиям, благоприятствующим сильному истощению озона реактивными галогенными газами.

Истощение арктического озонового слоя в некоторые зимние/весенние сезоны происходит в течение многих недель, в другие — только в течение коротких периодов. Эти различия контролируются стабильностью и температурой в системе циркуляции арктического вихря. Метеорологические условия влияют на силу циркуляции воздуха в арктической стратосфере и количество озона, переносимого в полярный регион. Когда арктический вихрь слаб и нарушен, в полярном регионе больше озона, поскольку температуры выше нормы, и больше озона переносится ветрами в высокие широты. Напротив, сильный и стабильный вихрь приводит к более низкому, чем обычно, количеству общего озона в Арктике из-за как более серьезных химических потерь, так и более слабого переноса озона к полюсам.

Долгосрочные изменения общего содержания озона. Два важных способа использования спутниковых наблюдений — это изучение среднего общего содержания озона в арктическом регионе за последние полвека и сопоставление этих значений с содержанием озона в Антарктике.

- Во-первых, *общее содержание озона, усредненное к полюсу 63° с. ш.* для каждого марта, показывает, как общее содержание озона изменилось в Арктике (см. рисунок B11-1). Сезонный перенос воздуха, богатого озоном, к полюсу и вниз естественным образом сильнее в Северном полушарии. В результате, до начала истощения озона нормальные значения в Арктике близки к 450 DU, а значения в Антарктике близки к 330 DU. Изменения общего содержания озона по сравнению со средним значением 1970–1982 гг. (горизонтальная линия на рисунке B11-1) обусловлены сочетанием химического разрушения галогенами и метеорологических (естественных) изменений. За последнюю четверть века эти два аспекта внесли примерно равный вклад в наблюдаемые годовые изменения озона в Арктике. Уменьшение средних значений до озоновой дыры (1970–1982 гг.) наблюдалось в Арктике к середине 1980-х гг., когда в Антарктике уже происходили более крупные изменения. Уменьшение общего содержания озона в Арктике, как правило, намного меньше, чем в Антарктике, и приводит к значениям общего содержания озона, которые обычно примерно на 10–20% ниже нормы. Максимальное уменьшение общего содержания озона примерно на 30%, наблюдавшееся в марте 1997, 2011 и 2020 годов для значительных регионов Арктики (см. рисунок B11-2), наиболее сопоставимо с истощением в Антарктике. Во все три арктические зимы метеорологические условия препятствовали переносу воздуха, богатого озоном, в высокие широты, а в 2011 и 2020 годах устойчиво низкие температуры способствовали серьезному химическому истощению озона реактивными галогенами (см. B8).

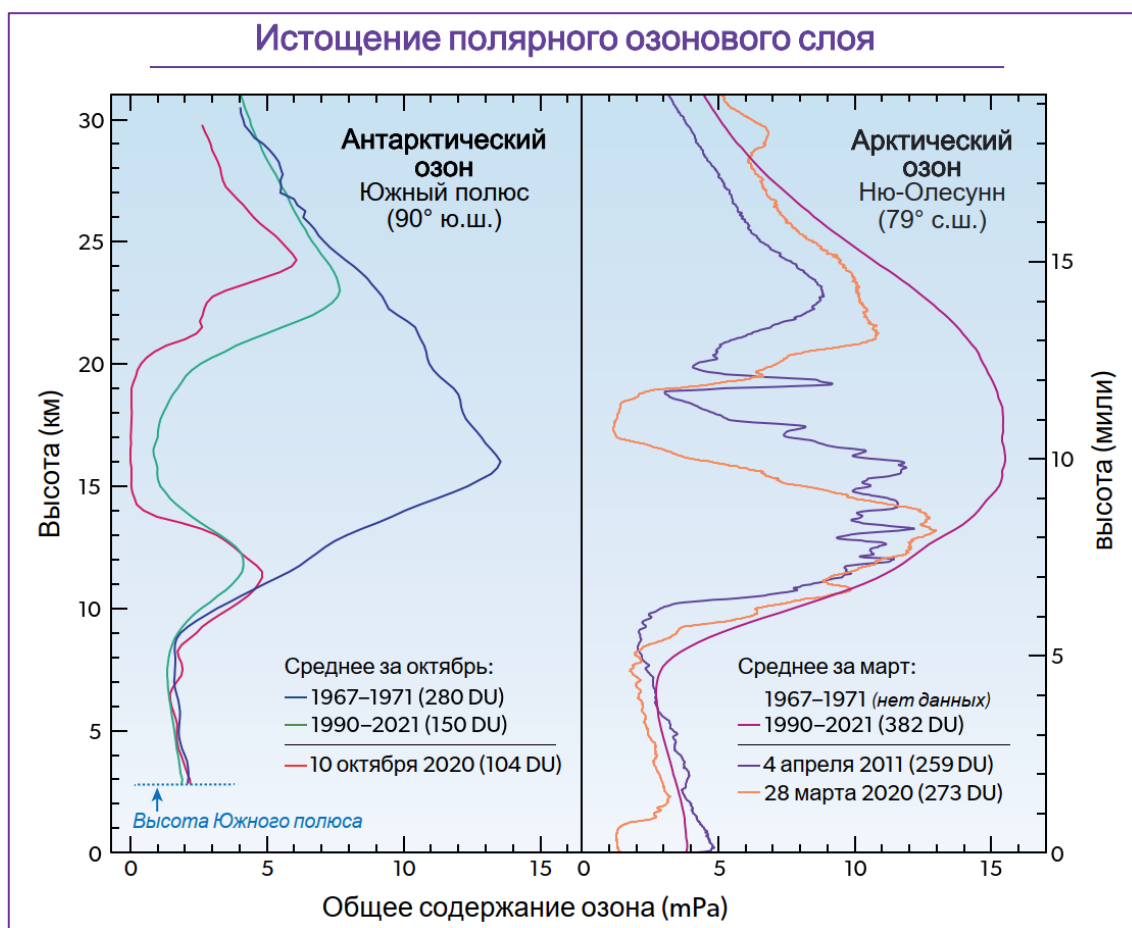


Рисунок В11-3. Вертикальное распределение антарктического и арктического озона. В высоких широтах зимой и весной большая часть стратосферного озона находится на высоте около 10–30 км (от 6 до 19 миль) над поверхностью Земли. Долгосрочные наблюдения за озоновым слоем с помощью озонметрических приборов, установленных на воздушных шарах, также позволяют сравнивать вертикальные профили озона зимой между регионами Антарктики и Арктики. В Антарктике на Южном полюсе (левая панель) нормальный озоновый слой наблюдался между 1967 и 1971 годами. Как показано здесь, озон был почти полностью разрушен на высоте от 14 до 20 км (от 9 до 12 миль) над Южным полюсом 10 октября 2020 года. Средние значения озона в октябре за последние три десятилетия (1990–2021) на 90% ниже значений до 1971 года на пиковой высоте озонового слоя (16 км). Для Арктики показан средний мартовский профиль за 1990–2021 гг., измеренный над исследовательской станцией Нью-Олесунн (правая панель). Данные по Нью-Олесунну за период 1967–1971 гг. отсутствуют. Некоторые профили показывают значительное истощение, как показано здесь для 4 апреля 2011 г. и 28 марта 2020 г. В такие годы минимальные зимние температуры, как правило, ниже нормы, что позволяет формировать ПСО и увеличивать СЮ в течение более длительных периодов времени. Число в скобках для каждого профиля представляет собой общее значение озона в столбе в единицах Добсона (DU) (см. вставку в В4). Содержание озона показано здесь как давление озона на каждой высоте с использованием единицы «миллипаскаль» (мПа) (100 миллионов мПа = атмосферное давление на уровне моря).

- Во-вторых, карты общего содержания озона над Арктикой и прилегающими регионами (см. рисунок В11-2) показывают годовые изменения общего содержания озона в марте. В 1970-х годах значения общего содержания озона были близки к 450 DU при усреднении по Арктическому региону в марте.

Начиная с 1990-х годов и по настоящее время значения выше 450 DU все чаще отсутствуют на усредненных картах марта. Например, сравнение карт 1970-х и 2020 годов показывает поразительное сокращение общего содержания озона во всем Арктическом регионе. Большая географическая протяженность низкого общего содержания озона на мартовских картах за 1997, 2011 и 2020 годы представляет собой исключительные события в арктических наблюдательных записях последних пяти десятилетий, как отмечено выше при обсуждении рисунка В11-1. Масштабные различия в распределении озона в Арктике, наблюдавшиеся в марте 2011, 2014, 2020 и 2021 годов, являются ярким примером влияния метеорологии на изменение год от года истощения озона в Арктике. Несмотря на снижение концентрации реактивных газов в полярной стратосфере, начавшееся около 2000 года, имеется мало свидетельств восстановления озона в Арктике. Обнаружение восстановления озона в Арктике затруднено меньшим объемом истощения по сравнению с Антарктикой в сочетании с большей естественной изменчивостью год от года изменений количества озона в Арктике.

Профили высоты арктического озона. Как и в Антарктике, арктический озон измеряется с помощью различных приборов (см. В4). Эти измерения документируют ежедневные и сезонные изменения в озоновом слое. Весенние измерения озона в Арктике и Антарктике с помощью аэростатов показаны на рисунке В11-3. Арктические профили были получены с исследовательской станции Нью-Олесунн на 79° с. ш. В 1990–2021 гг. среднее значение в марте показывает наличие существенного озонового слоя, что резко контрастирует с сильно истощенным озоновым слоем Антарктики в среднем за тот же период времени в октябре. Этот контраст дополнительно демонстрирует, как более высокие стратосферные температуры, более изменчивая метеорология и большее количество озона, присутствующего в середине зимы, защитили арктический озоновый слой от расширенных высотных областей с озоном, близким к нулю, как это регулярно происходит в Антарктике, несмотря на схожее содержание галогенных газов (см. В7) в двух регионах.

Профили арктического озона, показанные на рисунке В11-3 для 4 апреля 2011 года и 28 марта 2020 года, являются двумя из наиболее сильно истощенных за 30-летний период наблюдений в Нью-Олесунне. Арктический озон достиг исключительно низких значений весной 2020 года из-за присутствия очень стабильного, холодного и долгоживущего полярного вихря, который привел к более низкому, чем обычно, переносу озона к полюсам и способствовал обширной галоген-катализируемой химической потере озона, которая превысила предыдущую рекордную потерю весной 2011 года (см. рисунок В11-1). Химическая потеря, усредненная по арктическому вихрю за март 2020 года, оценивается примерно в 120 DU, что почти равно разнице между общими значениями озона, связанными с профилем 28 марта 2020 года и средним профилем 1991–2021 годов, показанным на рисунке В11-3. Химическая потеря арктического озона весной 2020 года по своим масштабам сопоставима с потерей, которая регулярно происходит над Антарктидой.

Значительная химическая потеря арктического озона будет продолжаться во время холодных зим и весен, пока концентрации ОРВ будут значительно выше естественных уровней. Хотя истощение арктического озона в 2011 и 2020 годах было значительным, оно привело к тому, что количество озона на высоте от 15 до 20 км существенно превышало количество, которое обычно наблюдается в Антарктике в октябре, например, в профиле от 10 октября 2020 года, показанном на рисунке B11-3. В стратосфере Антарктики почти полное истощение озона на высоте многих километров и над территориями, почти такими же большими, как Северная Америка, является обычным явлением (см. рисунок B10-2).

Восстановление озона весной. Как и в Антарктике, истощение озонового слоя в Арктике является наибольшим в конце зимы/начале весны. Весной температуры в полярной нижней стратосфере повышаются (см. рисунок B9-1), останавливая образование ПСО, производство ClO и химические циклы, разрушающие озон. Распад полярного вихря прекращает изоляцию воздуха в высокоширотном регионе, позволяя большему количеству воздуха, богатого озоном, переноситься к полюсам, где он вытесняет или смешивается с воздухом, в котором озон мог быть истощен. В результате этих крупномасштабных процессов переноса и смешивания сигнатура крупномасштабного и обширного истощения озона в высоких северных широтах обычно исчезает к апрелю или ранее.

Вопрос 12. Насколько велико истощение озонового слоя за пределами полярных регионов?

Содержание общего озона между 60°S и 60°N сейчас примерно на 2–3% ниже, чем в 1964–1980 годах. Содержание общего озона в этом регионе неуклонно снижалось в течение 1980-х годов из-за увеличения количества реактивных галогенных газов в стратосфере в результате деятельности человека. В начале 1990-х годов из-за дополнительной потери озона, последовавшей за извержением вулкана Пинатубо в 1991 году, общее содержание озона между 60°Ю и 60°С сократилось на 5% относительно среднего значения за 1964–1980 годы, что является максимальным истощением, наблюдаемым за последние шесть десятилетий. В обоих полушариях общее истощение озона невелико вблизи экватора и увеличивается по направлению к полюсам. Более значительное истощение в более высоких широтах, особенно в Южном полушарии, отчасти обусловлено разрушением полярного озона в конце зимы/начале весны, что влияет на озон в более низких широтах после распада полярного вихря в каждом полушарии.

Уменьшение общего содержания озона в среднем над 60°ю.ш. до 60°с.ш., называемое здесь *глобальным озоном*, впервые стало очевидным в 1980-х годах (см. Рисунок В12-1) из-за роста содержания стратосферных галогенов в результате деятельности человека (см. Рисунок В15-1). Большая часть истощения произошла в стратосферном озоновом слое, где находится большая часть озона (см. Рисунок В1-2). После извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 года глобальный озон в начале 1990-х годов достиг минимального значения, которое было на 5% ниже среднего значения за 1964–1980 годы. Это мощное извержение вулкана резко увеличило количество частиц, содержащих серную кислоту, по всей стратосфере. Эти частицы значительно увеличили эффективность реактивных галогенных газов в разрушении озона (см. В13) и, таким образом, уменьшили глобальный озон еще на 2% относительно его долгосрочной тенденции в течение нескольких лет после извержения. С середины 1990-х годов глобальный озон постепенно увеличивался из-за восстановления озонового слоя после этого вулканического возмущения, а также медленного, устойчивого снижения стратосферных галогенов, вызванного Монреальским протоколом (см. В14). С 2010 года глобальный озон был примерно на 2–3% ниже среднего показателя 1964–1980 годов.

Полярные регионы. Наблюдаемое общее истощение озонового слоя значительно варьируется в зависимости от широты по всему миру. Наибольшие сокращения происходят в высоких южных широтах в результате серьезной потери озона над Антарктидой каждый год зимой/весной (см. В9 и В10). Следующее по величине истощение наблюдается в высоких широтах Северного полушария, отчасти вызванное зимними потерями над Арктикой в некоторые годы (см. В11). Поскольку потеря озона в полярных регионах подробно описана в ответах на другие вопросы, ниже основное внимание уделяется региону 60°ю.ш.–60°с.ш., где проживает подавляющее большинство населения мира.

Регионы средних широт. Истощение озонового слоя также наблюдается в средних широтах. Современное (в среднем за 2017–2020 гг.) общее содержание озона в средних широтах Южного полушария (ЮГ) (35° ю.ш.– 60° ю.ш.) примерно на 5% ниже среднего значения за 1964–1980 гг., тогда как общее содержание озона в средних широтах Северного полушария (НН) (35° с.ш.– 60° с.ш.) примерно на 4% ниже среднего значения за 1964–1980 гг. (см. рисунок В12-1). Истощение озонового слоя в средних широтах имеет два способствующих фактора. Во-первых, воздух с истощенным озоновым слоем над обоими полярными регионами рассеивается от полюсов во время и после каждого зимне-весеннего периода, тем самым уменьшая озон в средних широтах. Во-вторых, химическое разрушение озона происходит в средних широтах, способствуя наблюдаемому сокращению в этих регионах. Истощение озонового слоя в средних широтах намного меньше, чем в полярных регионах (см. рисунок В20-1), поскольку количество реактивных и резервуарных галогенных газов меньше, а резкое сезонное увеличение ClO , самого важного реактивного галогенного газа (см. рисунок В7-3), не происходит в средних широтах. Немного большее истощение озона в средних южных широтах по сравнению со средними северными широтами вызвано рассеиванием воздуха из озоновой дыры Антарктиды.

Тропический регион. Общее содержание озона в тропиках (широта 20° ю. ш.– 20° с. ш.) было лишь слабо затронуто химическим истощением. Современное общее содержание озона в тропиках примерно на 1% ниже среднего значения 1964–1980 гг. В тропической нижней стратосфере воздух переносится из нижних слоев атмосферы (тропосферы) в течение примерно 18-месячного периода. В результате доля озоноразрушающих веществ (ОРВ) (газов-источников галогенов), которая преобразуется в реактивные и резервуарные галогеновые газы (см. рисунок В7-1), мала. При небольшом количестве реактивных и резервуарных галогеновых газов общее истощение озона в этом регионе также невелико. Кроме того, чистое производство озона происходит в тропиках из-за высоких средних количеств солнечного ультрафиолетового излучения. Напротив, стратосферный воздух в полярных регионах находится в стратосфере около 4–7 лет, что дает время для существенного преобразования ОРВ в реактивные и резервуарные галогенные газы (см. рисунок В5-1). Эти систематические различия в составе стратосферного воздуха являются следствием крупномасштабного атмосферного переноса: воздух попадает в стратосферу в тропиках, движется к полюсам в обоих полушариях, а затем опускается и в конечном итоге возвращается в тропосферу в средних и высоких широтах.

Восстановление озонового слоя. Монреальский протокол, усиленный его поправками и корректировками, успешно контролирует производство и потребление ОРВ, которые разрушают озоновый слой (см. В14). В результате количество, называемое эквивалентным эффективным стратосферным хлором (EESC; общее содержание хлора и брома в стратосфере), достигло пика в конце 1990-х годов и в настоящее время снижается (см. В6 и В15). Увеличение верхнего стратосферного озона, совпадающее с уменьшением EESC, хорошо задокументировано, что является важным начальным

признаком восстановления озонового слоя. Однако озон в верхней стратосфере вносит лишь небольшой вклад в общее содержание озона.

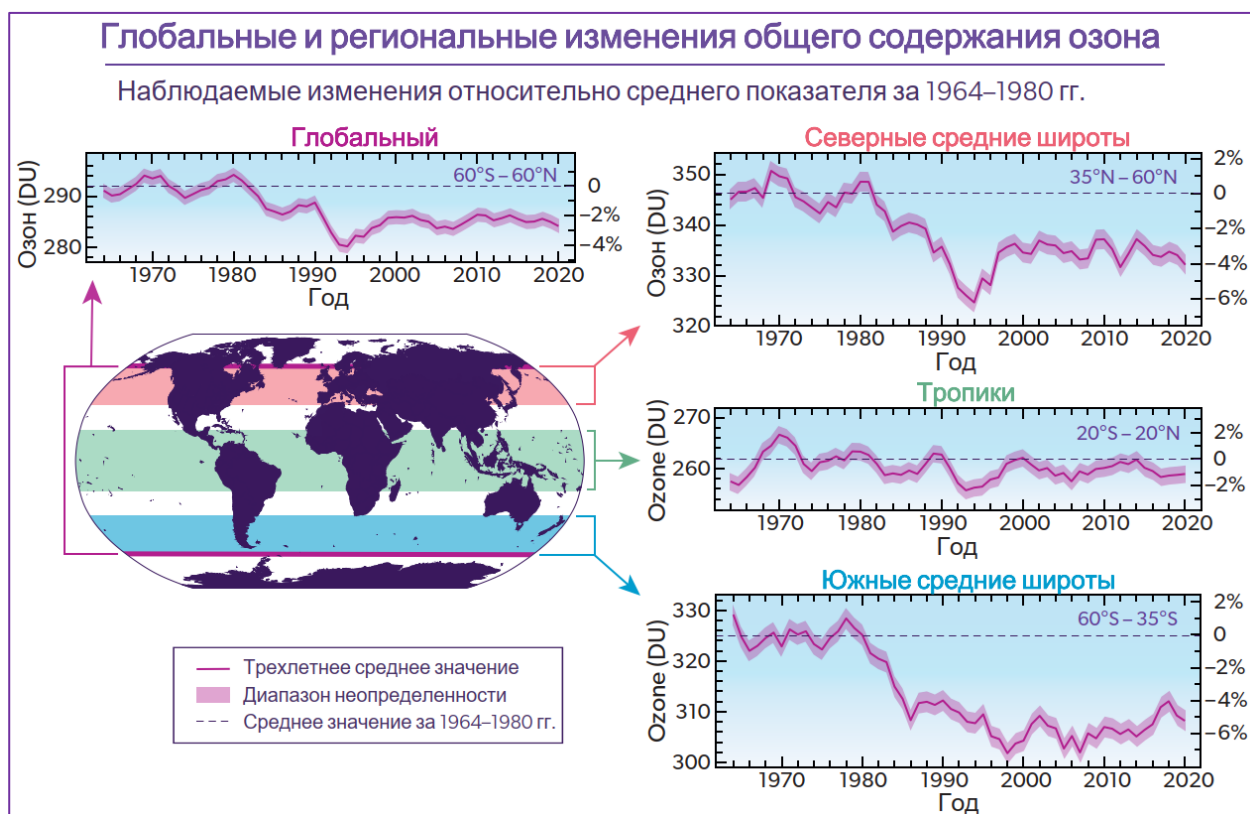


Рисунок В12-1. Глобальные изменения общего содержания озона. Наземные и спутниковые наблюдения показывают истощение глобального общего содержания озона, начавшееся в 1980-х годах. Различные панели сравнивают разницу между среднегодовыми значениями общего содержания озона, усредненными по 60°ю.ш.–60°с.ш. («Глобальный»), 35° с.ш.–60°с.ш. («Северные средние широты»), 20°ю.ш.–20°с.ш. («Тропики») и 35° ю.ш.–60° ю.ш. («Южные средние широты»), с количеством озона, которое присутствовало в этих регионах в период 1964–1980 гг. Сезонные эффекты были удалены из набора данных наблюдений. Используется базовый уровень 1964–1980 гг., поскольку в эти годы не произошло большого истощения озона, как это видно из записи данных. Глобальный озоновый слой уменьшился в период с 1980 по 1990 год. Истощение ухудшилось в течение нескольких лет после 1991 года из-за воздействия вулканических аэрозолей от извержения горы Пинатубо (см. В13). С 2010 года глобальный озоновый слой был примерно на 2–3% ниже среднего показателя 1964–1980 годов, озон в северных и южных средних широтах был примерно на 2–5% и 4–7% ниже среднего показателя 1964–1980 годов соответственно, а озон в тропиках примерно на 0–2% ниже среднего показателя 1964–1980 годов.

Истощение общего озона в период с 1979 по 1995 год изменялось в зависимости от широты, причем наибольшие потери происходили на самых высоких широтах в обоих полушариях (см. **рисунок В12-2**). За этот период времени ЕЕСС почти удвоился. Характер потери озона в зависимости от широты обусловлен двумя факторами: 1) тенденцией к присутствию более высоких уровней реактивных и резервуарных галогенных газов на более высоких широтах из-за характера крупномасштабного атмосферного переноса вместе со временем, необходимым для значительного преобразования ОРВ в реактивные и резервуарные галогенные газы, как описано выше

(см. В5 и В7), и 2) большим влиянием рассеивания сильно истощенного озонового слоем воздуха из антарктических (В10) и арктических (В11) вихрей в конце их соответствующих зим на более высоких широтах.

За период с 1996 по 2020 год наблюдался рост общего содержания озона на 0,4% за десятилетие в среднем по 60°ю.ш.–60°с.ш. (см. рисунки В12-1 и В12-2), что согласуется со снижением распространенности ОРВ (см. В14 и В15). Данные указывают на то, что большая часть этого увеличения общего содержания озона происходит между 35°–60° Южного полушария. Для тропиков (20°ю.ш.–20°с.ш.) тенденции общего содержания озона за период с 1996 по 2020 год невелики и статистически незначимы. Распространенность ЕЕСС в средних широтах снизилась примерно на 15% с 1996 по 2020 год. Меньшее снижение ЕЕСС за этот 24-летний период по сравнению с удвоением ЕЕСС за более короткий период с 1979 по 1995 год объясняется длительным сроком действия атмосферного удаления ОРВ (см. Таблицу В6-1) в сочетании с быстрым ростом выбросов ОРВ в 1970-х и 1980-х годах (см. Рисунок В0-1). Небольшое увеличение озона, показанное на рисунке В12-2 за 1996–2020 годы, согласуется с текущим пониманием научным сообществом процессов, контролирующих распространность атмосферного озона.

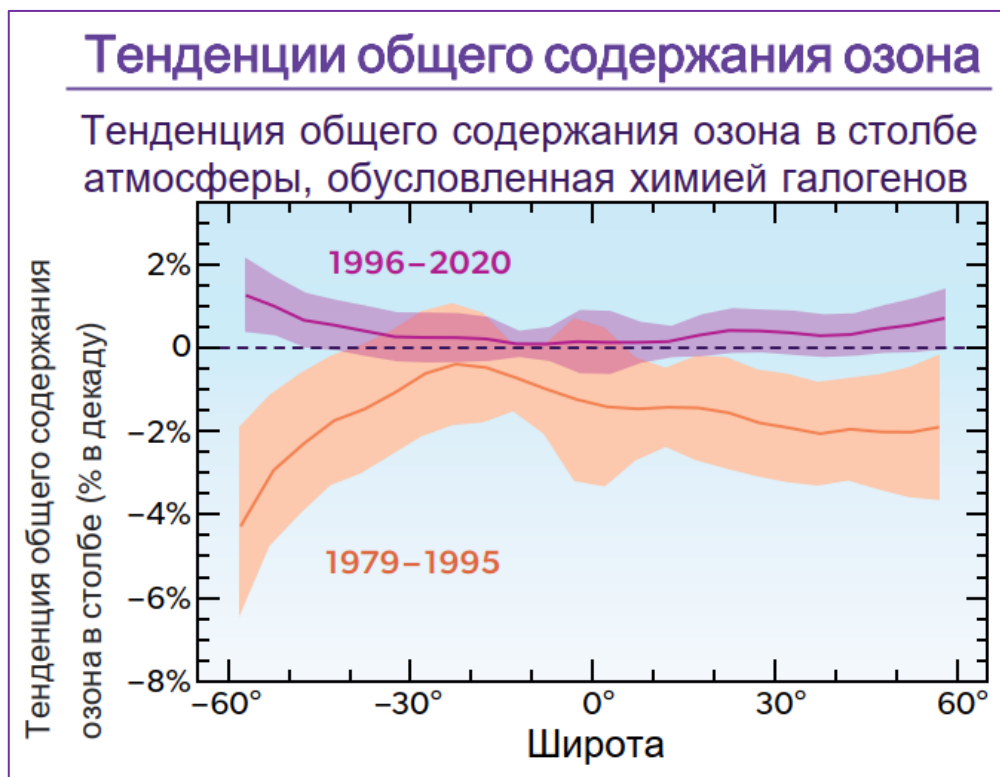


Рисунок В12-2. Изменение общего содержания озона из-за ОРВ в зависимости от широты от 60° ю. ш. до 60° с. ш. для двух периодов времени, 1979–1995 и 1996–2020 гг., выраженное в процентах изменения за десятилетие. Тенденции основаны на статистическом модельном анализе измерений общего содержания озона с помощью многочисленных наземных и спутниковых приборов. Модельный анализ включает воздействие на общий озон веществ, разрушающих озоновый слой (ОРВ), стратосферных аэрозолей, солнечного ультрафиолетового (УФ) излучения, испускаемого Солнцем, и стратосферных воздушных движений. На рисунке изолируется результирующее химически обусловленное изменение общего содержания озона из-за тенденций в ОРВ только для двух

периодов времени (сплошные линии) вместе с общей неопределенностью (заштрихованные области).

Определение увеличения озона, которое можно отнести к наблюдаемому уменьшению количества ОРВ, является сложной задачей, поскольку уровни галогенов не являются единственным фактором, определяющим распространённость стратосферного озона. Общее содержание озона снизилось на большей части земного шара (60°ю.ш.–60°с.ш.) в 1980-х и начале 1990-х годов, достигнув минимума в 1993 году из-за совокупного воздействия ОРВ и извержения вулкана Пинатубо в 1991 году (см. рисунки В12-1 и В13-1). Этот глобальный минимум озона наблюдался за полдесятилетия до того, как был достигнут максимум ЕЕСС из-за сильной глобальной реакции озона на возросшее количество стратосферного сульфатного аэрозоля после извержения вулкана Пинатубо, что привело к усилению истощения озона в течение нескольких лет. Наблюдаемое глобальное увеличение содержания озона в середине 1990-х годов было вызвано устойчивым удалением вулканического аэрозоля из стратосферы естественными процессами, которые происходили в то время, когда ЕЕСС приближался к своему максимуму (см. вопрос 13).

Другим фактором, усложняющим определение восстановления озона в различных регионах атмосферы, является годовое изменение циркуляции стратосферы. В большинстве регионов атмосферы эти изменения приводят к изменчивости озона, которая в настоящее время все еще больше, чем увеличение озона, ожидаемое из наблюдаемого уменьшения ЕЕСС. Наконец, увеличение парниковых газов (ПГ), таких как углекислый газ (CO_2), которые нагревают нижнюю атмосферу, влияет на озон, снижая температуру стратосферы и усиливая циркуляцию стратосферы. Более холодная стратосфера замедляет скорость реакций потери озона (за пределами полярных регионов), в то время как более сильная циркуляция усиливает перенос озона из тропиков в средние и высокие широты.

Воздействие на стратосферный озон от накопленных выбросов большинства ОРВ будет продолжаться в течение нескольких десятилетий из-за длительного времени жизни этих газов в атмосфере. При условии соблюдения Монреальского протокола ЕЕСС продолжит снижаться в течение следующих десятилетий и вернется к уровням до 1980 года около 2066 года (см. Рисунок В15-1). Ожидается, что увеличение распространённости большинства ПГ ускорит это вызванное ЕЕСС возвращение глобального озонового слоя к уровням до 1980 года. Однако не все озоноразрушающие газы являются галогенными соединениями. Прогнозируется, что закись азота (N_2O), ПГ, источники которого связаны с естественными процессами и различными видами деятельности человека, увеличится в будущем, что приведет к дополнительному истощению озона (см. В20). Наконец, пока атмосферное содержание ОРВ остается повышенным, будет сохраняться возможность существенного сокращения общего содержания озона после крупных вулканических извержений (см. В13).

Вопрос 13. Влияют ли изменения на Солнце и извержения вулканов на озоновый слой?

Да, такие факторы, как изменения солнечной радиации и образование стратосферных аэрозольных частиц после взрывных вулканических извержений, действительно влияют на озоновый слой. Глобальное содержание озона варьируется на 1–2% между максимумом и минимумом 11-летнего солнечного цикла. Содержание глобального озона уменьшилось примерно на 2% в течение нескольких лет после извержения горы Пинатубо в июне 1991 года из-за вулканического усиления стратосферных сульфатных аэрозолей. Однако ни один из факторов не может объяснить наблюдаемое уменьшение глобального общего озона или сильное истощение озона, наблюдаемое в полярных регионах за последние полвека. Основное влияние на долгосрочные изменения общего глобального озона оказывает содержание стратосферных галогенов.

Изменения солнечной радиации и увеличение стратосферных аэрозолей (мелких частиц) из-за вулканических извержений влияют на обилие стратосферного озона. Глобальное общее содержание озона в начале 1990-х годов уменьшилось примерно на 5% по сравнению со средним показателем 1964–1980 годов и сейчас примерно на 2–3% ниже этого значения (см. B12). Долгосрочное истощение озона в первую очередь объясняется увеличением количества исходных галогенных газов, а дополнительное истощение в начале 1990-х годов было связано с извержением вулкана Пинатубо. Эквивалентный эффективный стратосферный хлор (EESC) (см. определение в B15) часто используется в качестве меры потенциала реактивных и резервуарных галогенных газов разрушать озон. Сравнение долгосрочных изменений солнечной радиации, стратосферного вулканического аэрозоля и EESC полезно для оценки вклада этих факторов в долгосрочные изменения общего содержания озона.

Общее содержание озона и изменения солнечной активности. Образование стратосферного озона инициируется ультрафиолетовым (УФ) излучением, испускаемым Солнцем (см. B1). В результате увеличение выхода УФ-излучения Солнца увеличивает количество озона в атмосфере Земли. С 1960-х годов наземные и спутниковые приборы регистрировали изменения в общей энергии, испускаемой Солнцем, что хорошо коррелирует с изменениями солнечного УФ-излучения. Выход солнечного излучения изменяется в течение хорошо документированного 11-летнего солнечного цикла, как показано на рисунке B13-1 в количестве, обозначенном как входящее солнечное излучение. Долгосрочные солнечные записи показывают чередующиеся максимальные и минимальные значения общего выхода, причем максимальные значения разделены примерно 11 годами. Глобальное общее содержание озона относительно высоко по сравнению с окружающими годами во время солнечных максимумов и относительно низко во время солнечных минимумов из-за чувствительности производства озона к УФ-излучению, которая увеличивается во время солнечных максимумов. Анализ измерений озона и входящего солнечного излучения, показанных на рисунке B13-1, показывает, что уровни озона изменяются на 1–2% между максимумом и минимумом типичного солнечного цикла. В дополнение к

этому 11-летнему изменению, запись общего содержания озона демонстрирует долгосрочную тенденцию к снижению с начала 1980-х до начала 2000-х годов. Если бы снижение входящего солнечного излучения было основной причиной долгосрочного снижения глобального общего содержания озона, то солнечное излучение показало бы аналогичное долгосрочное снижение. Вместо этого входящее солнечное излучение колеблется около стабильного базового уровня по данным современных приборов. Это сравнение показывает, что наблюдаемое долгосрочное снижение глобального общего содержания озона не является результатом изменений в выходе УФ-излучения Солнца.

Общий озон и прошлые вулканы. Взрывные вулканические извержения выбрасывают сернистые газы непосредственно в стратосферу, вызывая образование новых сульфатных аэрозольных частиц. Эти частицы первоначально образуются по ветру от вулкана, а затем рассеиваются по большим регионам, поскольку воздух переносится стратосферными ветрами. Наибольшее воздействие на глобальный озон обычно происходит после взрывных вулканических извержений в тропиках, поскольку стратосферная циркуляция эффективно распространяет тропические вулканические шлейфы в оба полушария. Основным методом обнаружения присутствия вулканических частиц в стратосфере является измерение передачи солнечного излучения через стратосферу к земле, что называется оптической толщиной стратосферного аэрозоля (SAOD). Когда большое количество новых частиц образуется над обширной областью стратосферы, SAOD увеличивается, а передача солнечного излучения заметно уменьшается. На рисунке B13-1 показана долгосрочная запись SAOD, усредненная по всей стратосфере, на основе измерений с помощью наземных и спутниковых приборов. Значительное увеличение SAOD (сокращение солнечной передачи) очевидно после взрывных извержений вулкана Агунг (1963), вулкана Фуэго (1974), вулкана Эль-Чичон (1982) и вулкана Пинатубо (1991), все из которых произошли в тропиках. Снижение передачи солнечной радиации сохраняется в течение нескольких лет после каждого из этих извержений, пока стратосферная циркуляция и гравитационное осаждение не вернут частицы вулканического сульфатного аэрозоля обратно в тропосферу, где они удаляются осадками.

Вулканический аэрозоль в основном состоит из соединений серы (сульфата). Химические реакции на поверхности частиц сульфатного аэрозоля разрушают стратосферный озон, увеличивая содержание оксида хлора (ClO), высокореактивного хлорного газа (см. B7). Степень истощения озонового слоя зависит как от количества сульфатного аэрозоля, образовавшегося после извержения, так и от значения EESC (см. B15). Глобальный озон уменьшался в течение нескольких лет после извержений вулкана Агунг, вулкана Фуэго, Эль-Чичона и вулкана Пинатубо. Уменьшение озона в результате извержения вулкана Пинатубо выделяется в глобальной истории озона, поскольку оно произошло в то время, когда EESC был близок к своему пику, а возмущение стратосферного сульфатного аэрозоля было особенно большим (см. рисунки B12-1 и B13-1). Анализ наблюдений за озоном показывает, что общее глобальное содержание озона снизилось примерно на 2% после извержения вулкана

Пинатубо в июне 1991 года, и что этот эффект сохранялся в течение 2–3 лет после извержения. В периоды относительно низкого EESC, например, в начале 1960-х годов, общее содержание озона не так чувствительно к вулканически вызванному увеличению стратосферного аэрозоля, как в настоящее время, когда значения EESC намного выше фоновых уровней.

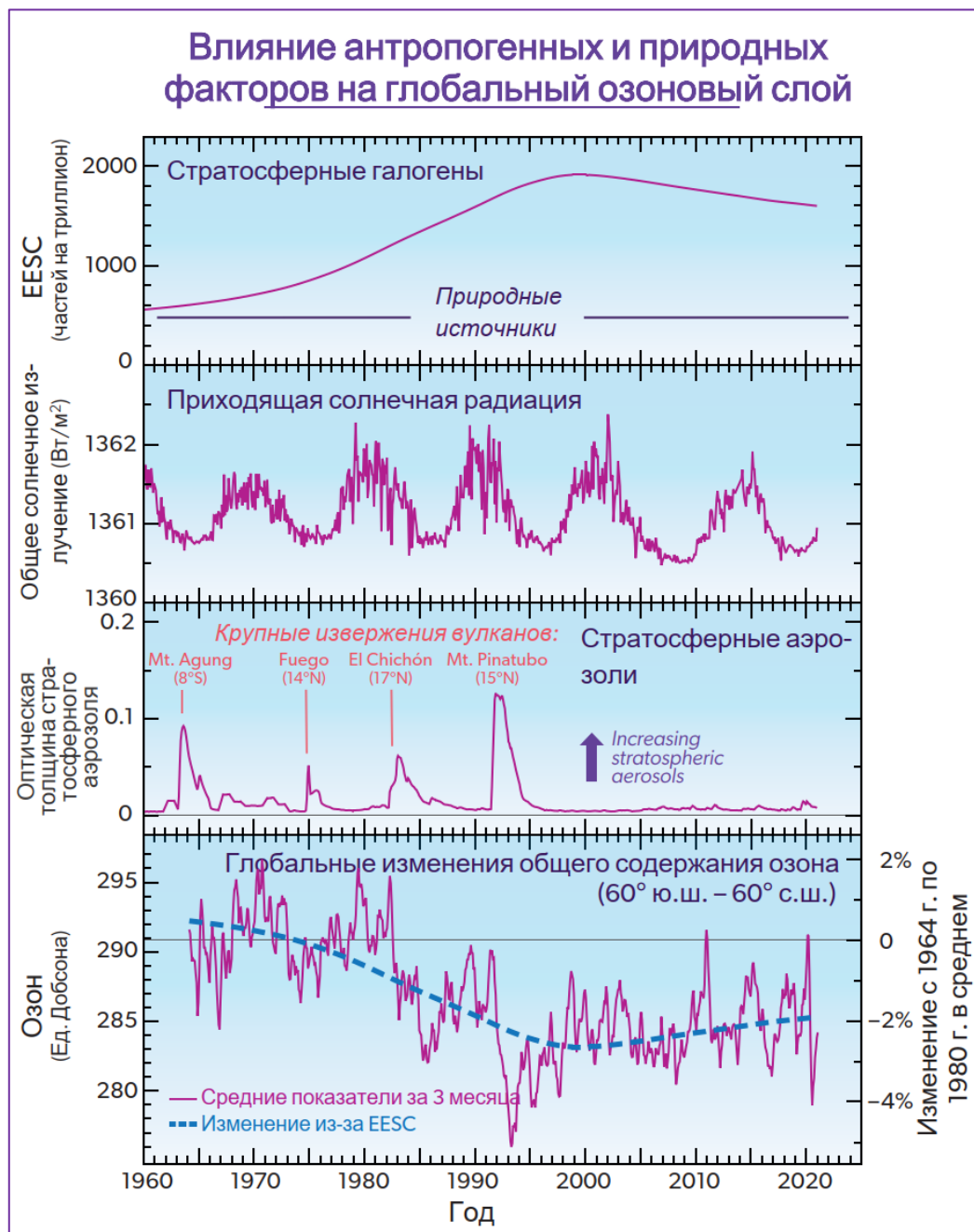


Рисунок В13-1. Влияние на озон EESC, солнечных изменений и вулканических извержений. Сравнение долгосрочных изменений в EESC, общей солнечной радиации и меры распространенности стратосферных сульфатных частиц с глобальным общим озоном дает основу для оценки основных влияний на озон за последние полвека. Верхняя панель показывает запись эквивалентного эффективного стратосферного хлора (EESC) для средних широт, нижней стратосферы (высота около 19 км). EESC представляет потенциал истощения стратосферного озона галогенами, которые в основном являются результатом деятельности человека (см. В15). Вторая панель показывает общую энергию входящего солнечного излучения с пиками и впадинами, определяющими максимумы и минимумы 11-летнего

солнечного цикла. После взрывных вулканических извержений, отмеченных на третьей панели, количество серосодержащих частиц в стратосфере демонстрирует резкий рост. Эти частицы уменьшают передачу солнечного излучения через стратосферу, что регистрируется по увеличению величины, называемой оптической толщиной стратосферного аэрозоля. Нижняя панель показывает различия в глобальном общем озоне, усредненном по широте 60°ю.ш. - 60°с.ш., по сравнению со средним значением 1964-1980 гг. Глобальное общее содержание озона на 1-2% выше в периоды солнечных максимумов, чем в периоды солнечных минимумов из-за усиленного образования озона солнечным ультрафиолетовым излучением (см. В1). Реакции на сульфатных частицах увеличивают обилие высокореактивных соединений хлора, увеличивая истощение стратосферного озона после крупных вулканических извержений. Максимальное истощение озона происходит в середине 1993 года после извержения горы Пинатубо. Нижняя панель также показывает изменение глобального общего содержания озона, приписываемое EESC, найденное с помощью анализа, который учитывает воздействие на озон многочисленных природных и антропогенных факторов. Долгосрочные изменения озона согласуются с изменением EESC: до середины 1990-х годов EESC неуклонно рос, в то время как глобальный озон снижался, а с конца 1990-х годов EESC снижается, а глобальный озон растет. Этот рисунок иллюстрирует, что основное влияние на изменения глобального общего озона за последние полвека оказывает обилие стратосферных галогенов.

Если бы изменения в распространенности вулканического аэрозоля в стратосфере были основной причиной долгосрочного снижения глобального общего озона, то запись оптической толщины стратосферного аэрозоля (маркер частиц вулканического сульфата) показала бы медленный, постепенный рост. Вместо этого стратосферный вулканический аэрозоль был довольно низким с 1995 года, периода времени, в течение которого глобальный общий озон был примерно на 2–3% ниже значения 1964–1980 годов. Запись данных, показанная на рисунке В13-1, свидетельствует о том, что долгосрочное снижение глобального общего озона относительно среднего значения 1964–1980 годов не является результатом изменений в вулканическом аэрозоле.

Общее содержание озона и EESC. Значения EESC получены из поверхностных наблюдений за озоноразрушающими веществами (ОРВ) и представляют собой потенциал истощения озона галогенами в определенное время и в определенных местах стратосферы (см. В15). Запись EESC для средних широт, нижней стратосферы значительно превысила естественный фоновый уровень в 1980-х годах, достигла пика в 1998 году и в 2022 году была на 18% ниже пикового значения. Нижняя панель рисунка В13-1 сравнивает наблюдаемую долгосрочную запись глобального общего содержания озона (пурпурная линия) с изменением озона, приписываемым изменениям в EESC (синяя пунктирная линия). Эта кривая атрибуции вычисляется с помощью статистической модели, которая учитывает воздействие на озон EESC, стратосферных частиц, содержащих серу, изменений в общей энергии поступающего солнечного излучения, а также нескольких факторов, связанных с изменениями в стратосферной циркуляции. Наблюдаемые данные по общему содержанию озона в мире следуют тем же общим тенденциям кривой атрибуции EESC за последние полвека, предоставляя убедительные доказательства того, что изменения в стратосферных галогенах в ответ на деятельность человека являются основным фактором, ответственным за

долгосрочные изменения истощения озонового слоя. Дополнительные доказательства, связывающие ОРВ и долгосрочные изменения общего содержания озона в столбе атмосферы, предоставлены симуляциями климато-химической модели, о которых говорится в В20.

Галогеновые газы из вулканических извержений. Взрывные вулканические извержения могут выбрасывать галогены непосредственно в стратосферу в виде таких газов, как хлористый водород (HCl), оксид брома (BrO) и оксид йода (IO). Хотя HCl не реагирует напрямую с озоном, стратосферные инъекции HCl и других хлорсодержащих газов после взрывных вулканических извержений могут привести посредством химических реакций к повышенному количеству реактивного оксида хлора (ClO), который разрушает озон (см. рисунок В7-3). Шлейфы извержений также содержат значительное количество водяного пара, который образует дождевую воду и лед в поднимающемся свежем шлейфе. Дождевая вода и лед эффективно очищают и удаляют HCl , пока шлейф все еще находится в нижних слоях атмосферы (тропосфере). Большая часть HCl во взрывном шлейфе горы Пинатубо не попала в стратосферу из-за этого очищения осадками. Количество впрыскиваемых галогенов зависит от химического состава магмы, условий извержения, таких как его взрывоопасность, и местной метеорологии. Недавние анализы нескольких исторических, чрезвычайно крупных вулканических извержений показывают потенциальную возможность довольно большой потери озона из-за стратосферного впрыскивания галогенов. Вулканическое извержение такого рода не происходило в течение периода времени современных наблюдательных записей.

Антарктические вулканы. Вулканы на Антарктическом континенте представляют особый интерес из-за их непосредственной близости к Антарктической озоновой дыре. Взрывное извержение может в принципе выбросить вулканический аэрозоль или галогены непосредственно в стратосферу над Антарктидой и способствовать истощению озонового слоя. Чтобы быть возможной причиной ежегодно повторяющейся озоновой дыры, начавшейся в начале 1980-х годов, взрывные извержения антарктических вулканов, достаточно крупные, чтобы выбросить материал в стратосферу, должны были бы происходить по крайней мере каждые несколько лет. Это не так. Гора Эребус и остров Десепшн являются единственными двумя действующими в настоящее время вулканами в Антарктиде. Никаких взрывных извержений этих вулканов или любого другого антарктического вулкана не происходило с 1980 года. Взрывные извержения вулканов за последние три десятилетия не привели к образованию Антарктической озоновой дыры и, как отмечалось выше, не были достаточными, чтобы вызвать долгосрочное истощение глобального общего озона.

Общий озон и будущие вулканы. Обилие EESC останется высоким в течение большей части 21-го века из-за длительного времени жизни ОРВ в атмосфере (см. Рисунок В15-1). С его медленным снижением EESC останется выше значения 1960 года в течение

этого столетия. Следовательно, в течение оставшейся части этого столетия увеличение обилия стратосферных сульфатных аэрозольных частиц, вызванное крупными вулканическими извержениями, подобными извержению горы Пинатубо, имеет потенциал для снижения глобальных значений общего озона на несколько лет. Озоновый слой будет наиболее уязвим для такого извержения до середины века, поскольку, по прогнозам, EESC вернется к значению 1980 года около 2066 года. После взрывного извержения, намного большего, чем извержение горы Пинатубо, или извержения, которое выбрасывает галогены в стратосферу, пиковые потери озона могут быть как больше, чем наблюдалось ранее, так и сохраняться в течение более длительных периодов времени.

Вопрос 14. Существует ли контроль за производством озоноразрушающих веществ?

Да, производство и потребление озоноразрушающих веществ (ОРВ) контролируются международным соглашением 1987 года, известным как «Монреальский протокол по веществам, разрушающим озоновый слой», и его последующими поправками и корректировками. Протокол, в настоящее время ратифицированный 198 сторонами, устанавливает юридически обязательный контроль над глобальным производством и потреблением ОРВ. Производство и потребление контролируемых ОРВ развитыми и развивающимися странами будет практически полностью прекращено к 2030 году.

Венская конвенция и Монреальский протокол. В 1985 году 26 стран подписали договор под названием Венская конвенция об охране озонового слоя. Подписавшие страны согласились принять соответствующие меры для защиты озонового слоя от деятельности человека. Венская конвенция была рамочным соглашением, которое поддерживало исследования, обмен информацией и будущие протоколы. В ответ на растущую обеспокоенность в 1987 году был подписан Монреальский протокол по веществам, разрушающим озоновый слой, который после ратификации вступил в силу в 1989 году. Протокол успешно установил и обеспечил соблюдение юридически обязательных мер контроля для развитых и развивающихся стран за производством и потреблением галогенсодержащих газов, известных как вызывающих разрушение озонового слоя. Галогенсодержащие газы, содержащие хлор и бром, которые выбрасываются в результате деятельности человека и контролируются в соответствии с Монреальским протоколом, называются озоноразрушающими веществами (ОРВ). Национальное потребление ОРВ определяется как производство плюс импорт контролируемого вещества за вычетом экспорта вещества. Непреднамеренные выбросы ОРВ, используемых в качестве сырья (сырья, используемого для синтеза других веществ посредством процесса химического преобразования), не контролируются Монреальским протоколом. Однако страны обязаны сообщать об импорте, экспорте и производстве ОРВ, используемых в качестве сырья. Положения Протокола структурированы таким образом, чтобы развитые страны действовали первыми, а развивающиеся страны — чтобы они следовали за ними с финансовой помощью, передачей технологий и обменом знаниями для сокращения выбросов ОРВ, а также уничтожения ОРВ в оборудовании или продуктах. В 2009 году Монреальский протокол стал первым многосторонним экологическим соглашением, которое достигло всеобщей ратификации.

Поправки и корректировки. Поскольку научная основа истощения озонового слоя стала более определенной после 1987 года, и появились заменители и альтернативы для замены ОРВ, Монреальский протокол был усилен поправками и корректировками. Каждая поправка названа в честь города, в котором состоялась встреча Сторон Монреальского протокола, и года встречи. Временная шкала на рисунке B0-1 показывает некоторые из основных решений, которые были приняты. Эти решения взяли под контроль дополнительные ОРВ, ускорили сроки существующих мер

контроля или предписали даты поэтапного отказа от производства и потребления определенных газов. Первоначальными мерами Протокола были 50%-ное сокращение производства и потребления хлорфторуглеродов (ХФУ) к 1998 году и замораживание производства и потребления галонов. Лондонская поправка 1990 года предусматривала поэтапный отказ от производства и потребления наиболее вредных ОРВ в развитых странах к 2000 году, а в развивающихся странах — к 2010 году. Копенгагенская поправка 1992 года ускорила дату поэтапного отказа от ХФУ, галонов, четыреххлористого углерода и метилхлороформа до 1996 года в развитых странах, а также инициировала контроль за будущим производством и потреблением гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ) в развитых странах. Дальнейший контроль над ОРВ был согласован на последующих встречах в Вене (1995г.), Монреале (1997 г., 2007 г.) и Пекине (1999 г.). Последним событием стала Кигалийская поправка 2016 года (см. В19), которая расширила Монреальский протокол для контроля за производством и потреблением гидрофторуглеродов (ГФУ) с высоким потенциалом глобального потепления (ПГП) (см. Таблицу В6-1). Как поясняется ниже, ГФУ — это парниковые газы (ПГ), которые нагревают климат в нижних слоях атмосферы и не вызывают разрушения озонового слоя.

Влияние Монреальского протокола. Графики поэтапного сокращения Монреальского протокола для каждой группы ОРВ основаны на нескольких факторах, включая (1) эффективность в истощении стратосферного озона по сравнению с другими веществами (см. Потенциал истощения озонового слоя, ОРП, в В17), (2) наличие подходящих заменителей и (3) потенциальное воздействие мер контроля на развивающиеся страны. Влияние положений Монреальского протокола на распространенность ОРВ в стратосфере можно продемонстрировать с помощью долгосрочных изменений в эквивалентном эффективном стратосферном хлоре (EESC). Расчеты EESC объединяют количества хлора и брома, присутствующие в воздухе вблизи поверхности Земли, для формирования оценки потенциала разрушения озона в определенном стратосферном регионе на ежегодной основе (см. определение в В15). Значения EESC в ближайшие десятилетия будут зависеть от (1) медленного естественного удаления ОРВ, присутствующих в атмосфере, (2) выбросов от продолжающегося производства и использования ОРВ и (3) выбросов из существующих банков ОРВ. Фраза *банки ОРВ* относится к долгосрочному сдерживанию ОРВ в различных приложениях. Примерами являются ХФУ в холодильном и кондиционирующем оборудовании, а также изоляционные пены и галоны в противопожарном оборудовании. Ежегодные выбросы прогнозируются на основе выбросов из существующих банков и любого нового производства и потребления ОРВ. Долгосрочные изменения в EESC в средних широтах показаны на рисунке В14-1, основанном на оценках будущих выбросов ОРВ, которые были опубликованы в 2007 году для следующих случаев:

- **Без Протокола.** В сценарии, которого избегает весь мир без Монреальского протокола, производство, использование и выбросы ХФУ и других ОРВ

продолжают неуклонно расти после 1987 года. Этот сценарий No Protocol проиллюстрирован с использованием ежегодного темпа роста выбросов всех ОРВ в размере 3%. В результате EESC увеличивается почти в 10 раз к середине 2050-х годов по сравнению со значением 1980 года. Компьютерные модели атмосферы показывают, что EESC в сценарии No Protocol значительно увеличивает глобальное общее истощение озона между 1990 и 2020 годами по сравнению с тем, что произошло на самом деле, и увеличивает истощение озона намного больше к середине века. В результате вредное излучение УФ-В примерно удвоилось бы на поверхности Земли к середине 21-го века, нанося ущерб здоровью экосистемы и вызывая глобальный рост случаев рака кожи и катаракты (см. В16). Поскольку ОРВ являются мощными парниковыми газами, воздействие ОРВ на климат существенно возрастает без Монреальского протокола (см. вопрос 18).

- **Положения Монреальского протокола.** Международное соблюдение только положений Монреальского протокола 1987 года и более поздней Лондонской поправки 1990 года существенно замедлило прогнозируемый рост EESC относительно сценария, при котором мир избегает этого (без протокола). Прогнозы показывают снижение будущих значений EESC впервые с Копенгагенскими поправками и корректировками 1992 года. Положения стали более строгими с поправками и корректировками, принятыми в Пекине в 1999 году и Монреале в 1997 и 2007 годах. Теперь, при полном соблюдении Протокола, ОРВ в конечном итоге будут постепенно выведены из обращения, с некоторыми исключениями для критически важных видов использования (см. В15). Глобальный EESC медленно снижается с пикового значения в 1998 году и, как ожидается, достигнет значений 1980 года около 2066 года. Успех Монреальского протокола на сегодняшний день демонстрируется снижением выбросов ОРВ, взвешенных по ОРП, показанным на рисунке В0-1. Общие выбросы достигли пика в 1987 году, когда их значения примерно в 10 раз превышали естественные выбросы метилхлорида и метилбромиды (см. В15). В период с 1987 по 2022 год выбросы ОРВ в результате деятельности человека сократились почти на 80%.

На рисунке В14-1 также показаны долгосрочные изменения в EESC для двух дополнительных случаев из отчета «Научная оценка истощения озонового слоя» за 2022 год:

- **Текущая траектория.** Текущая траектория EESC, показанная на рисунке В14-1, основана на наблюдаемых уровнях содержания ОРВ с 2007 по 2021 год и прогнозируемых будущих уровнях содержания, предполагая соблюдение Монреальского протокола. Текущая траектория EESC лежит выше кривой Монреаля 2007 года по двум причинам: увеличение выбросов ОРВ из банков, а также из сырья, используемого для производства других химикатов, относительно предположений первоначального прогноза Монреаля 2007 года.

Пересмотр в сторону повышения срока службы ХФУ-11 и нескольких других ОРВ с 2007 года, а также неучтенные выбросы ХФУ-11 вносят небольшой вклад в более медленное снижение EESC, чем прогнозировалось в 2007 году.

•

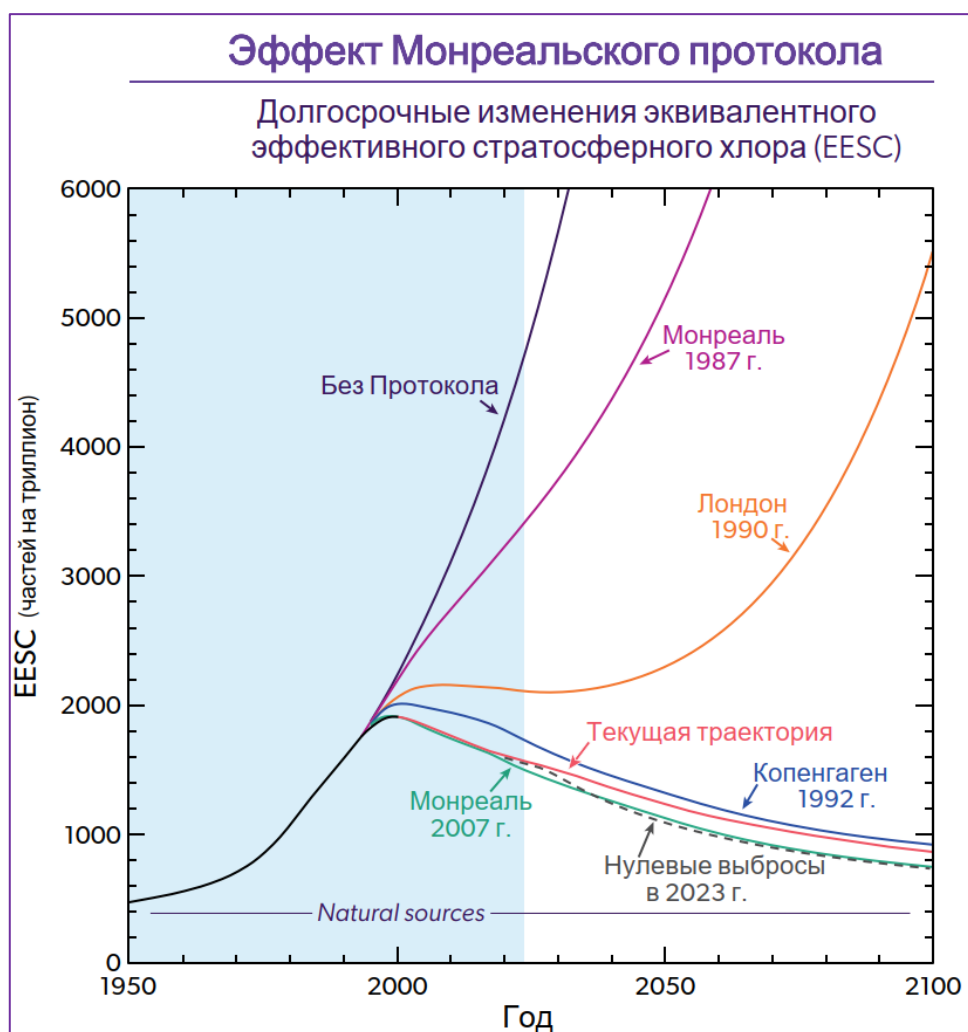


Рисунок В14-1. Влияние Монреальского протокола. Монреальский протокол защищает озоновый слой посредством контроля за производством и потреблением озоноразрушающих веществ (ОРВ) странами мира. Эквивалентный эффективный стратосферный хлор (EESC) — это величина, которая представляет собой распространенность галогенов, доступных для разрушения озонового слоя в стратосфере. Значения EESC основаны либо на анализе приземных наблюдений за ОРВ (см. В15), либо на прогнозах будущих распространенностей ОРВ. Прогнозы EESC для нижних слоев стратосферы средних широт (высота около 19 км) показаны отдельно для: положений Протокола нет; положений первоначального Монреальского протокола 1987 года и некоторых его последующих поправок и корректировок, как прогнозировалось в 2007 году; текущей траектории для EESC (красная сплошная кривая); и для будущего EESC, предполагающего нулевые выбросы ОРВ, начиная с 2023 года (черная пунктирная кривая). Названия городов и годы указывают, где и когда были согласованы изменения в первоначальных положениях Протокола 1987 года (см. Рисунок В0-1). Без Протокола значения EESC значительно возросли бы в 21 веке, что привело бы к большому истощению озонового слоя во всем мире, в том числе в густонаселенных регионах. Только с Копенгагеном (1992) и последующими Поправками и корректировками прогнозируемые значения EESC показывают долгосрочное снижение. Значения EESC из наблюдений, показанных на рисунке В15-1, лежат выше прогноза Монреаля 2007 года в основном из-за использования более крупных выбросов ОРВ из банков, а также возросших

выбросов ОРВ из сырья, используемого для производства различных других химикатов, чем это было учтено в первоначальном прогнозе Монреаля 2007 года. Пересмотр в сторону повышения срока службы ХФУ-11 и нескольких других ОРВ с 2007 года, а также незарегистрированные выбросы ХФУ-11 вносят небольшой вклад в более медленное снижение EESC, чем прогнозировалось в 2007 году. Если будущие выбросы ОРВ из сырья, банков и карантинных и предотгрузочных применений СНЗBr, которые в настоящее время разрешены Монреальским протоколом, могут быть устранены, начиная с 2023 года (черная пунктирная линия), EESC опустится ниже траектории полного соблюдения после Монреальской корректировки 2007 года, как и прогнозировалось в 2007 году (зеленая линия). Вклад очень короткоживущих газов (см. рисунок В6-1), который был незначительным до сих пор, не включен ни в один из этих временных рядов EESC.

(Единица измерения «частей на триллион» определена в подписи к рисунку В6-1.)

- **Нулевые выбросы.** Сценарий нулевых выбросов демонстрирует сокращение EESC, которое происходит, если выбросы всех ОРВ устанавливаются на нулевом уровне, начиная с 2023 года. Это предположение исключает выбросы от нового производства, сырья и банков. Значительные отличия от текущей траектории очевидны в первые десятилетия после 2023 года, поскольку поэтапный отказ от всего производства ОРВ в соответствии с Протоколом не будет завершен в 2023 году, а продолжающиеся выбросы банков существенны. В сценарии нулевых выбросов EESC возвращается к значению 1980 года примерно на десятилетие раньше, чем прогнозируется в настоящее время (сплошные красные и пунктирные черные линии, рисунок В14-1).

Заменители ГХФУ. Монреальский протокол предусматривает использование гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ) в качестве переходных, краткосрочных заменяющих соединений для ОРВ с более высокими ОРП, таких как ХФУ-12. ГХФУ используются в холодильной технике, при изготовлении изоляционных пен и в качестве растворителей, все из которых были основными применениями ХФУ. ГХФУ, как правило, более реакционноспособны в тропосфере, чем другие ОРВ, поскольку они содержат водород (H) в дополнение к хлору, фтору и углероду. По количеству, выбрасываемому в атмосферу, ГХФУ на 88–98% менее эффективны, чем ХФУ-11, в истощении стратосферного озона, поскольку их химическое удаление происходит в основном в тропосфере (см. ОРП в таблице В6-1). Доминирование тропосферного удаления для ГХФУ препятствует тому, чтобы большая часть галогенов, содержащихся в этой группе ОРВ, достигала стратосферы. Напротив, ХФУ и некоторые другие ОРВ высвобождают весь содержащийся в них галоген в стратосферу, поскольку они химически инертны в тропосфере (см. вопрос 5).

Согласно положениям Монреальского протокола, развитые и развивающиеся страны могут продолжать производить и импортировать ГХФУ в течение оставшейся части этого десятилетия, прежде чем они будут окончательно выведены из обращения. В Поправке к Протоколу 2007 года вывод ГХФУ был ускорен таким образом, что почти все производство было прекращено к 2020 году для развитых стран и прекращено к 2030 году для развивающихся стран, примерно на десятилетие раньше, чем в

предыдущих положениях. Принимая это решение, Стороны сократили вклад выбросов ГХФУ как в долгосрочное разрушение озонового слоя, так и в будущее воздействие на климат (см. B17 и B18).

Заменители ГФУ. Гидрофторуглероды (ГФУ) являются переходными заменителями ХФУ, ГХФУ и других ОРВ. ГФУ содержат водород, фтор и углерод. ГФУ не способствуют разрушению озонового слоя, поскольку не содержат хлора или брома. Однако большинство ГФУ и ОРВ также являются ПГ с длительным временем жизни в атмосфере, поэтому они способствуют антропогенному изменению климата (см. B18 и B19). Под эгидой Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН) ГФУ включены в корзину ПГ, для которых требуется регулярная отчетность о национальных ежегодных выбросах. Парижское соглашение РКИК ООН является международным соглашением, направленным на сокращение выбросов ПГ с целью ограничения глобального потепления до уровня значительно ниже 2,0 °C относительно начала индустриальной эры и продолжения усилий по ограничению глобального потепления до потепления на 1,5 °C. Будущий рост производства и потребления ГФУ с высоким ПГП в настоящее время ограничен Кигалийской поправкой 2016 года к Монреальскому протоколу (см. B19).

Очень короткоживущие (VSL) исходные газы хлора. Галогенированные исходные газы VSL, определяемые как соединения с атмосферным временем жизни, как правило, короче 0,5 года, в основном преобразуются в реактивные галогенные газы в нижней атмосфере (тропосфере). Выброс в атмосферу большинства очень короткоживущих исходных газов хлора, таких как дихлорметан (CH_2Cl_2 , также известный как метиленхлорид) и хлороформ (CHCl_3), происходит в основном в результате деятельности человека. Этот класс соединений не контролируется Монреальским протоколом, и поэтому они не включены в оценки EESC, показанные на рисунке B14-1. Атмосферное содержание исходных газов хлора VSL существенно возросло с начала 1990-х годов, и в настоящее время эти газы составляют около 4% (130 ppt) от общего количества хлора, поступающего в стратосферу (см. рисунок B6-1). Кроме того, доля газов VSL, достигающих стратосферы, варьируется в зависимости от места, где газы выбрасываются в атмосферу. Если этот класс соединений когда-либо попадет под контроль Монреальского протокола, будущие действия будут эффективными и позволят довольно быстро снизить их содержание в атмосфере, поскольку эти соединения удаляются из атмосферы в течение нескольких лет.

Вопрос 15. Добился ли Монреальский протокол успеха в сокращении выбросов озоноразрушающих веществ в атмосферу?

Да, в результате Монреальского протокола общее содержание озоноразрушающих веществ (ОРВ) в атмосфере снижается в течение последних двух десятилетий. Если страны мира продолжат соблюдать положения Монреальского протокола, снижение будет продолжаться в течение всего 21-го века. Те газы, которые все еще увеличиваются в атмосфере, ГХФУ-22 (CHF_2Cl) и ГХФУ-141b ($\text{CH}_3\text{CCl}_2\text{F}$), начнут уменьшаться в этом десятилетии, если соблюдение Протокола продолжится. Однако только после середины столетия ожидается, что содержание ОРВ снизится до значений, которые существовали до того, как впервые была обнаружена озоновая дыра над Антарктикой в начале 1980-х годов, из-за длительного времени жизни этих газов в атмосфере.

Монреальский протокол и его поправки и корректировки были очень успешными в снижении содержания в атмосфере озоноразрушающих веществ (ОРВ). ОРВ — это галогенные газы, выбрасываемые в результате деятельности человека, производство и потребление которых в настоящее время контролируются Монреальским протоколом (см. В14). Успех контроля Монреальского протокола подтверждается (1) наблюдаемыми изменениями и будущими прогнозами содержания в атмосфере основных ОРВ и (2) долгосрочным снижением *эквивалентного эффективного стратосферного хлора* (EESC).

Индивидуальные сокращения ОРВ. Сокращение содержания ОРВ в атмосфере в ответ на контроль за производством и потреблением зависит главным образом от того, насколько быстро это ОРВ используется и выбрасывается в атмосферу после производства, а также от продолжительности жизни ОРВ в атмосфере (см. Таблицу В6-1). Например, содержание ОРВ с коротким временем жизни, таких как метилхлороформ, быстро реагирует на сокращение выбросов. Напротив, содержание ОРВ с длительным временем жизни, таких как ХФУ-11 и ХФУ-12, медленно реагирует на сокращение выбросов. Оценки долгосрочных изменений содержания ОРВ в атмосфере основаны на: (1) их измеренном содержании в воздухе, годами удерживаемом в накопленном снеге в полярных регионах, (2) наблюдаемом содержании в атмосфере с использованием наземных измерений, (3) прогнозах будущего содержания, основанных на предполагаемом будущем спросе и соблюдении положений Монреальского протокола по производству и потреблению ОРВ, и (4) выбросах из банков ОРВ. Термин «банк» относится к общему количеству ОРВ, содержащихся в существующем оборудовании, химических запасах, пенах и других продуктах, которые еще не были выброшены в атмосферу. Уничтожение ОРВ в банках предотвращает возможный выброс этих соединений в атмосферу. Долгосрочные изменения атмосферного содержания отдельных ОРВ и природных исходных газов хлора и брома, метилхлорида (CH_3Cl) и метилбромид (CH_3Br), при условии соблюдения Монреальского протокола, показаны на рисунке В15-1. Ключевые аспекты семейств ОРВ, показанных на этом рисунке, следующие:

- **ХФУ.** Хлорфторуглероды (ХФУ) включают некоторые из наиболее разрушительных хлорсодержащих ОРВ. ХФУ-11 и ХФУ-12 с большими озоноразрушающими потенциалами (ОРП) 1 и 0,75 являются наиболее распространенными ХФУ в атмосфере из-за больших исторических выбросов и длительного времени жизни в атмосфере около 50 и 100 лет соответственно (см. Таблицу В6-1). Согласно Монреальскому протоколу, разрешенное производство и потребление ХФУ закончилось в январе 1996 года для развитых стран и в январе 2010 года для развивающихся стран. Как следствие, атмосферное содержание ХФУ-11 и ХФУ-113 достигло пика в 1994 и 1996 годах соответственно и снижалось в течение более двух десятилетий. Напротив, изобилие ХФУ-12 достигло пика в 2002 году и медленно снижалось из-за его более длительного срока службы (около 100 лет) и продолжающихся выбросов из банков ХФУ-12, а именно холодильного и кондиционирующего оборудования и теплоизоляционных пен. При отсутствии дальнейшего мирового производства основных ХФУ, за исключением использования определенных ХФУ (в основном ХФУ-113 и ХФУ-114) в качестве сырья и некоторых ограниченных исключенных видов использования, а также некоторых продолжающихся выбросов из банков, прогнозируется, что изобилие ХФУ будет неуклонно снижаться в течение этого столетия. С 2012 по 2018 год ежегодное снижение ХФУ-11 заметно замедлилось по сравнению с ожидаемым снижением из-за неучтенного производства вне положений Монреальского протокола. В 2019 и 2020 годах мировые выбросы ХФУ-11 снизились таким образом, что это свидетельствует об устранении большинства этих неучтенных выбросов.
- **Галоны.** Галоны в настоящее время являются наиболее важными бромсодержащими ОРВ. Галоны-1211 и галоны-1301 составляют значительную часть брома от всех ОРВ (см. рисунок В6-1). Согласно Монреальскому протоколу, производство и потребление галонов для контролируемых целей закончилось в январе 1994 года для развитых стран и в январе 2010 года для развивающихся стран, с некоторыми существенными исключениями для использования как для развитых, так и для развивающихся стран. Содержание галона-1211 в атмосфере показывает значительное снижение с момента измерения пиковых концентраций в середине 2000-х годов. Содержание галона-2402 медленно снижалось в течение последних двух десятилетий, в то время как содержание галона-1301 почти достигло пика и, как ожидается, будет снижаться в ближайшие десятилетия. Медленное снижение выбросов галона-1301, вероятно, связано со значительными запасами в пожаротушительном и другом оборудовании, которое постепенно выбрасывает это соединение в атмосферу спустя годы после производства. Ожидается, что распространенность галона-1301 останется высокой и в 21 веке из-за его длительного срока службы (72 года) и продолжающегося выброса. Выбросы галонов в атмосферу продолжают происходить из-за использования оборудования, содержащего галон, в различных противопожарных приложениях.

Прошлые и прогнозируемые содержания в атмосфере галогенных исходных газов

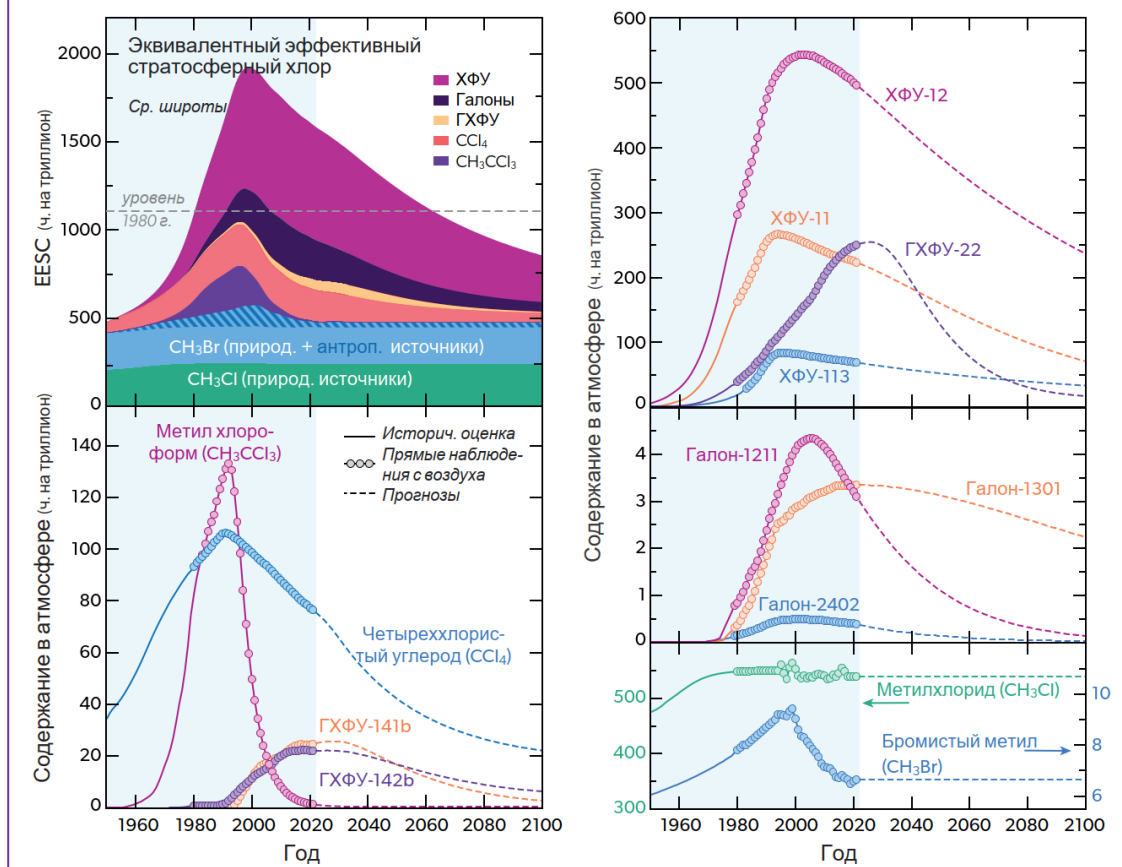


Рисунок В15-1. Изменения в исходном газе галогена и вклад в EESC. Поверхностное содержание отдельных газов, показанное здесь, было получено с использованием комбинации прямых атмосферных измерений, оценок исторического содержания и будущих прогнозов содержания, предполагающих соблюдение Монреальского протокола. Все газы являются ОРВ, за исключением метилхлорида, который в основном выбрасывается в результате естественных процессов. Поэтому метилхлорид не контролируется Монреальским протоколом, и его содержание, по прогнозам, будет постоянным в будущем. Прошлые увеличения основных ХФУ, показанные на рисунке, наряду с увеличением тетрахлорметана, метилхлороформа, галона-1211 и галона-2402, замедлились и обратились вспять за последние три десятилетия. Содержание большинства ГХФУ, которые используются в качестве переходных веществ для замены ХФУ, вероятно, достигнет пика в течение этого десятилетия, прежде чем производство и потребление будут полностью прекращены. Содержание галона-1301 почти достигло пика и, как ожидается, будет медленно снижаться в ближайшие десятилетия из-за продолжающихся небольших выбросов и длительного времени жизни в атмосфере. Ожидается, что будущее снижение бромистого метила будет скромным, поскольку большая часть текущего источника — это естественные процессы, а промышленное производство бромистого метила сейчас намного меньше, чем в 1990-х годах.

Значения EESC, показанные в верхней левой панели, относятся к нижней стратосфере средних широт (высота около 19 км) и основаны на наблюдениях и прогнозах (см. В14-1). Цветные затененные области отображают вклад в EESC от CH_3Cl , CH_3Br , CH_3CCl_3 , CCl_4 , ГХФУ, галонов и ХФУ, а верхняя часть затененной пурпурным цветом области представляет собой сумму всех вкладов, или EESC. Значение EESC быстро росло во второй половине предыдущего столетия, достигнув пика в конце 1990-х годов. С конца 1990-х годов тенденция в EESC изменилась из-за эффективности Монреальского протокола по сокращению производства и потребления ОРВ. В стратосфере средних широт EESC, по прогнозам, вернется к значению 1980 года около 2066 года. В полярных регионах EESC, по прогнозам, вернется к значениям 1980 года примерно через два десятилетия. Для обеспечения

дальнейшего снижения EESC в соответствии с прогнозами (см. В14) требуется международное соблюдение положений Монреальского протокола. В период с 2012 по 2018 год снижение ХФУ-11 заметно замедлилось по сравнению с ожидаемым снижением из-за неучтенного производства. В 2019 и 2020 годах ХФУ-11 снизился таким образом, что это свидетельствует об устранении большей части этого неучтенного производства. Вклад очень короткоживущих газов (см. рисунок В6-1) не включен в этот временной ряд EESC. (Единица измерения «частей на триллион» определена в подписи к рисунку В6-1.)

- **Четыреххлористый углерод.** Производство и потребление четыреххлористого углерода (CCl_4) для контролируемых целей в развитых странах было прекращено в 1996 году, а в развивающихся странах — в 2010 году, с некоторыми существенными исключениями для использования. В результате содержание четыреххлористого углерода в атмосфере снижалось в течение двух десятилетий. Снижение было значительно менее быстрым, чем ожидалось, что говорит о том, что фактические выбросы больше, чем выбросы, полученные в результате заявленного потребления. Четыреххлористый углерод, который используется в качестве сырья (исходного материала) для производства других химикатов, освобождается от учета при расчете контролируемых уровней производства и потребления в соответствии с Монреальским протоколом, и некоторые остаточные выбросы действительно происходят. Текущее понимание глобальных источников предполагает, что выбросы четыреххлористого углерода в настоящее время в основном обусловлены непреднамеренным производством и последующим выбросом в ходе химических производственных процессов других соединений, а также выбросами со свалок и загрязненных почв.
- **Метилхлороформ.** Наибольшее сокращение распространенности ОРВ на сегодняшний день (99% от пикового значения) наблюдалось для метилхлороформа (CH_3CCl_3). Производство и потребление метилхлороформа в развитых странах закончилось в январе 1996 года, а в развивающихся странах — в январе 2015 года, с ограниченными исключениями для основных видов использования. Атмосферная распространенность быстро отреагировала на сокращение выбросов, начавшееся в середине 1990-х годов, поскольку метилхлороформ имеет короткое время жизни в атмосфере — около 5 лет. Метилхлороформ использовался в основном в качестве растворителя и, как правило, выбрасывался вскоре после производства. Это соединение в настоящее время приближается к полному удалению из атмосферы благодаря успеху Монреальского протокола.
- **Газы-заменители ГХФУ.** Монреальский протокол допускает использование гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ) в качестве краткосрочных, переходных заменителей ХФУ и в других конкретных применениях. В результате, атмосферное содержание ГХФУ-22, ГХФУ-141b и ГХФУ-142b продолжает расти в ответ на продолжающееся производство, в основном в развивающихся странах. ГХФУ представляют меньшую угрозу для озонового слоя, чем ХФУ, поскольку ГХФУ имеют более низкие значения ОРП (менее примерно 0,1; см. Таблицу В6-

1). Монреальская корректировка Протокола 2007 года ускорила поэтапный отказ от ГХФУ на десятилетие как для развитых стран (2020), так и для развивающихся стран (2030) (см. В14). Прогнозы на будущее показывают, что основные ГХФУ достигнут пиковых значений между 2023 и 2030 годами и затем будут неуклонно снижаться. Реакция атмосферных концентраций на сокращение выбросов (вследствие постепенного высвобождения из существующих банков, таких как изоляционные пены) будет относительно быстрой из-за короткого срока жизни ГХФУ в атмосфере (менее 17 лет).

- **Метилхлорид и метилбромид.** Метилхлорид (CH_3Cl) и метилбромид (CH_3Br) выделяются среди галогенных исходных газов, поскольку существенная доля их выбросов связана с естественными процессами (см. В6). Метилхлорид не контролируется Монреальским протоколом. Содержание CH_3Cl в атмосфере оставалось довольно постоянным на протяжении последних 40 лет (см. рисунок В15-1). Текущие источники метилхлорида, связанные с деятельностью человека, считаются небольшими по сравнению с его естественным источником и в основном связаны со сжиганием угля и химическим производством. Напротив, метилбромид контролируется Монреальским протоколом. Метилбромид в основном использовался в качестве фумиганта. Почти все производство и потребление метилбромида в развитых странах прекратилось в январе 2005 года, а в развивающихся странах — в январе 2015 года. В настоящее время Протокол предусматривает ограниченные исключения для производства и использования метилбромида в качестве фумиганта в сельском хозяйстве, а также для карантинной и предотгрузочной обработки. Содержание бромистого метила в атмосфере быстро снизилось в ответ на сокращение выбросов, начавшееся в 1999 году, поскольку его время жизни в атмосфере составляет менее 1 года (см. рисунок В15-1). Прогнозы на будущее показывают лишь небольшие изменения в содержании бромистого метила, основанные на предположениях о неизменном вкладе природных источников и небольших продолжающихся исключениях для критически важного использования. Важной неопределенностью в этих прогнозах является будущее количество, которое будет произведено и выброшено в соответствии с исключениями для критически важного использования, карантина и обработки перед отправкой Монреальского протокола.

Эквивалентный эффективный стратосферный хлор (EESC). Важными мерами успешности Монреальского протокола являются прошлые и прогнозируемые изменения значений эквивалентного эффективного стратосферного хлора, который был представлен на рисунках В13-1 и В14-1. EESC является одной из мер потенциала истощения озонового слоя в стратосфере, которая может быть рассчитана на основе содержания ОРВ и природного хлора и брома на поверхности атмосферы. Расчет учитывает ХФУ, ГХФУ, метилхлороформ, четыреххлористый углерод, галоны, а также

метилхлорид и метилбромид. Как для прошлых, так и для будущих значений EESC требуемые содержания в атмосфере выводятся из измерений, исторических оценок или будущих прогнозов, основанных на соблюдении положений Монреальского протокола.

EESC выводится из количества хлора и брома, доступных в стратосфере для разрушения озона. Термин эквивалентный указывает на то, что бромные газы, масштабированные по их большей эффективности на атом в разрушении озона, включены в EESC. Хотя хлора в стратосфере гораздо больше, чем брома (примерно в 150 раз) (см. рисунок В6-1), атомы брома примерно в 60 раз эффективнее атомов хлора в химическом разрушении озона в нижней стратосфере. Термин эффективный указывает на то, что только предполагаемые доли ОРВ, которые были преобразованы в реактивные и резервуарные галогенные газы для конкретного региона стратосферы в указанное время, включены в вычисленное значение значения EESC (см. В5 и В7). Долгосрочные изменения EESC, как правило, зависят от высоты и широты рассматриваемого региона стратосферы. Кривая EESC, показанная на рисунке В15-1, относится к средним широтам, нижней стратосфере (высота около 19 км).

Долгосрочные изменения в EESC. Во второй половине 20-го века вплоть до 1990-х годов значения EESC неуклонно росли (см. рисунок В15-1), вызывая глобальное истощение озонового слоя. В результате правил Монреальского протокола долгосрочный рост EESC замедлился, значения достигли пика в 1999 году, а затем EESC начал снижаться. К 2022 году EESC в средних широтах снизился примерно на 18% от пикового значения. Первоначальное снижение произошло в основном из-за существенного, быстрого сокращения атмосферного содержания метилхлороформа, срок жизни которого составляет всего 5 лет. Уменьшение продолжается с уменьшением содержания ХФУ, четыреххлористого углерода и галона-1211. Уменьшение зависит от естественных процессов, которые постепенно разлагают и удаляют галогенсодержащие газы из глобальной атмосферы (см. В5). Для снижения EESC до значений 1980 года или ниже потребуется еще четыре десятилетия, поскольку наиболее распространенные в настоящее время в атмосфере газы ОРВ имеют продолжительность жизни от 10 до 100 лет (см. Таблицу В6-1).

Вопрос 16. Увеличивает ли истощение озонового слоя приземное ультрафиолетовое излучение?

Да, ультрафиолетовое излучение на поверхности Земли увеличивается по мере уменьшения количества общего озона над головой, поскольку озон поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца. Измерения наземными приборами и оценки, сделанные с использованием спутниковых данных, свидетельствуют о том, что поверхностное ультрафиолетовое излучение увеличилось в крупных географических регионах в ответ на истощение озонового слоя.

Истощение стратосферного озона приводит к увеличению солнечного ультрафиолетового излучения на поверхности Земли. Увеличение происходит в основном в ультрафиолетовом-В (УФ-В) компоненте солнечного излучения. УФ-В определяется как излучение в диапазоне длин волн от 280 до 315 нанометров, которое невидимо для человеческого глаза. Долгосрочные изменения в УФ-В излучении, достигающем поверхности, были измерены напрямую и могут быть оценены по изменениям общего содержания озона (см. В3).

Воздействие УФ-В-излучения может нанести вред людям, другим формам жизни и материалам (см. В2). Большинство эффектов солнечного света на организм человека вызвано УФ-В-излучением. Основным эффектом является солнечный ожог, который сначала проявляется как покраснение кожи, также называемое эритемой. Избыточное воздействие УФ-В-излучения может привести к раку кожи. Эритемное излучение регулярно сообщается общественности во многих странах в форме УФ-индекса (УФИ), который пропорционален эритемно-взвешенному УФ-излучению на поверхности Земли. УФИ колеблется от нуля ночью до более 20 в полдень для высокогорий в тропиках.

Поверхностное УФ-В-излучение. Количество УФ-В-излучения, достигающего поверхности Земли в определенном месте, во многом зависит от общего содержания озона в столбе (см. В3) в атмосфере в этом месте. Молекулы озона в стратосфере и тропосфере поглощают УФ-В-излучение, тем самым значительно уменьшая количество, достигающее поверхности Земли (см. В2). Если возникают условия, которые уменьшают распространенность молекул озона где-то в тропосфере или стратосфере, общее содержание озона уменьшается, а количество УФ-В-излучения, достигающего поверхности Земли, пропорционально увеличивается.

Дополнительные причины изменений УФ. Фактическое количество УФ-В-излучения, достигающего поверхности Земли в определенном месте и в определенное время, зависит от ряда других факторов, помимо количества общего озона. Основным дополнительным фактором является высота Солнца на небе, которая меняется в любом месте с дневными и сезонными циклами. Другие факторы включают высоту местоположения, местную облачность, количество льда или снежного покрова и количество атмосферных частиц (аэрозолей) в атмосфере над местоположением. Изменения облаков и аэрозолей частично связаны с загрязнением воздуха и выбросами

парниковых газов в результате деятельности человека. Сезонное изменение расстояния Земля-Солнце также является существенным фактором, влияющим на количество УФ-В-излучения, достигающего поверхности.

Измерения показывают, что как увеличение, так и уменьшение УФ-излучения в определенных местах произошло из-за изменений одного или нескольких из этих факторов. Оценка влияния изменений этих факторов является сложной. Например, увеличение облачности обычно приводит к уменьшению УФ-излучения под облаками и в то же время может увеличить УФ-излучение в месте в горах над облаками. И наоборот, если облака недостаточно блокируют прямой луч от Солнца, отражения от частиц облаков могут привести к увеличению количества УФ-В, достигающего поверхности.

Биологически взвешенный УФ и УФ-индекс (УФ-индекс). Влияние озона на количество биологически значимого УФ-излучения, достигающего поверхности Земли, регулируется зависимостью длины волны от биологического действия, которое обычно — как в случае с повреждением кожи — увеличивается в сторону более коротких (более энергичных) длин волн УФ-В. Эффекты обычно сообщаются в терминах УФ-индекса. При прочих равных условиях УФ-индекс увеличивается по мере снижения содержания общего озона. Эта обратная зависимость между общим содержанием озона и УФ-индексом, измеренным в местах на поверхности на станциях по всему миру, показана на рисунке В16-1. Наблюдения показывают, что снижение общего содержания озона на 50% связано с увеличением УФ-индекса в два раза.

УФ индекс используется на международном уровне для повышения осведомленности общественности о пагубном влиянии УФ на здоровье человека и для руководства необходимостью мер индивидуальной защиты. Наибольшие значения УФ индекса наблюдаются в тропиках, где полуденное солнце имеет самую высокую высоту в течение года, а общие значения озона, как правило, низкие (см. рисунок В3-1). На всех широтах УФ индекс больше в горных районах (из-за меньшего количества воздуха над головой, рассеивающего или поглощающего излучение) и над регионами, покрытыми снегом или льдом (из-за повышенной отражательной способности поверхности). Значения УФ индекса больше 10 считаются «экстремальными»: при этих обстоятельствах повреждение чувствительной светлой кожи может произойти в течение 15 минут после воздействия.

Ожидаемое изменение УФ индекса относительно общего озона показано линией, обозначенной «Модель» на рисунке В16-1, что прекрасно согласуется с наблюдениями. Чувствительность УФ-В к изменению озона аналогична чувствительности для УФ индекса, тогда как другие биологические весовые коэффициенты демонстрируют иную чувствительность. Например, чувствительность к повреждению ДНК как функции общего озона примерно в два раза больше, в то время как чувствительность к выработке витамина D в коже является промежуточной между чувствительностью к повреждению ДНК и эритемой.

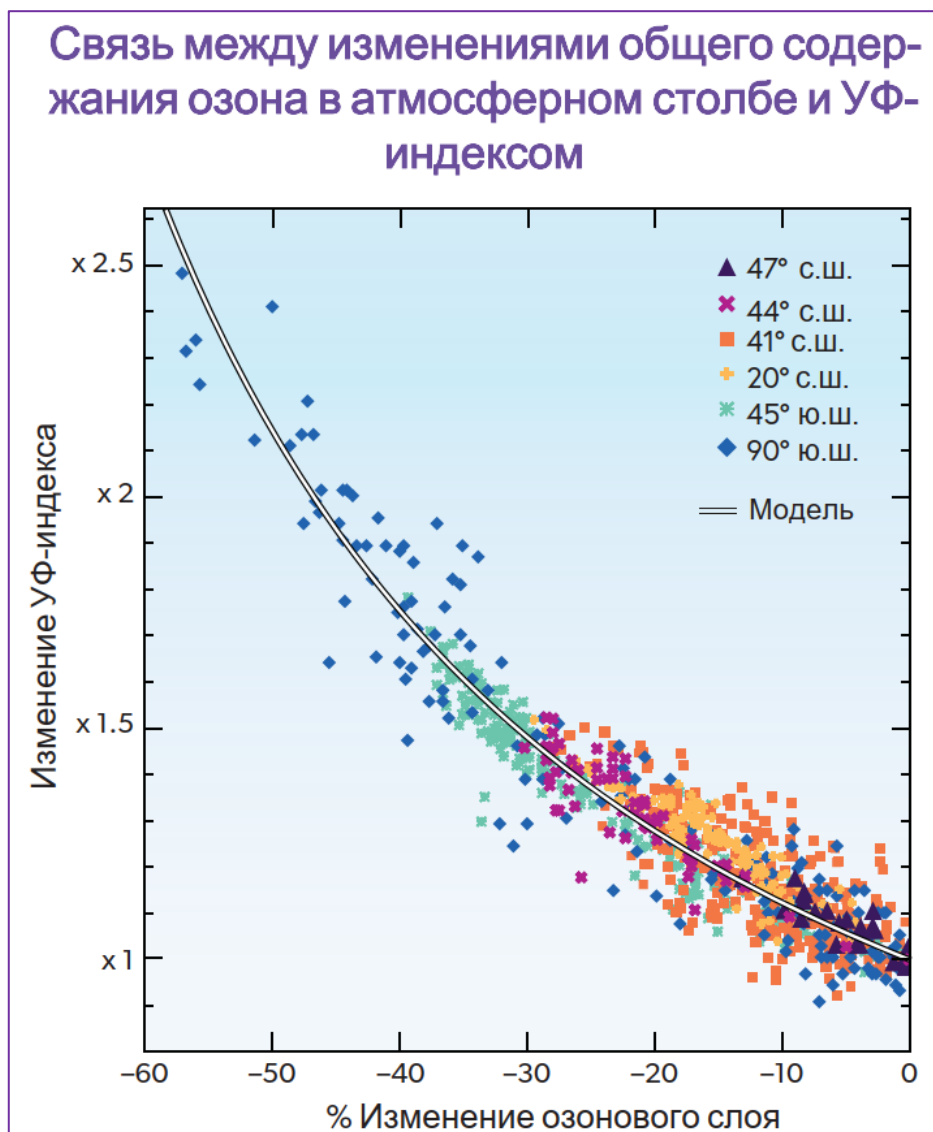


Рисунок В16-1. Связь между изменениями общего содержания озона в столбе и УФИ, измеренными в шести местах, распределенных по всему миру. Все данные приведены для безоблачных условий и получены при одной и той же высоте солнца для каждого места в 1990-х годах. Наблюдаемые изменения озона велики. Например, на Южном полюсе количество озона иногда уменьшается более чем на 50% от своего максимума. Соответствующее УФ индекс для этого самого низкого количества озона в 2,5 раза больше, чем для самого высокого количества озона. На более низких широтах изменения озона меньше, но увеличение УФ индекса все еще может превышать коэффициент 1,5. Данные УФ индекса для всех мест показывают схожую зависимость от озона, которая хорошо согласуется с зависимостью, предсказанной с использованием модели переноса излучения через атмосферу, как показано плавной кривой с надписью «Модель».

Долгосрочные изменения поверхностного УФ-излучения. Изменения поверхностного УФ-излучения с начала истощения озонового слоя недостаточно хорошо документированы. Оценочные изменения, полученные на основе спутниковых измерений озона, являются неполными, поскольку обратно рассеянное излучение, используемое спутниками, не проникает полностью в самую нижнюю часть атмосферы. Следовательно, воздействие на УФ-излучение на поверхности Земли из-за взаимодействия солнечного света с атмосферными аэрозолями и облаками должно

оцениваться с помощью компьютерных моделей. До начала 1990-х годов, в период наиболее выраженного истощения озонового слоя (см. В12), было доступно мало наземных измерений УФ-излучения, пригодных для долгосрочного анализа тенденций (см. В12). Начало записи УФ-приборов еще больше осложнилось извержением вулкана Пинатубо в 1991 году (см. В13). Стратосферные аэрозоли от этого извержения способствовали широкомасштабной потере озона, а также напрямую блокировали солнечное излучение, включая УФ-излучение, более чем на год.

Максимальный дневной УФ индекс существенно варьируется в зависимости от местоположения и сезона, в основном из-за его сильной зависимости от угла возвышения Солнца. Наземные измерения с начала 1990-х годов на исследовательской станции Палмера на Антарктическом полуострове, в городе Сан-Диего на юге Калифорнии и в Пойнт-Барроу около Уткиагвика на севере Аляски позволяют проводить прямое сравнение между УФ индексами в полярных и более низких широтах. Данные показывают, что большие географические различия в историческом УФ индексах были существенно затронуты истощением озонового слоя, особенно в Антарктике, где увеличение превышает исторические географические различия (см. Рисунок В16-2).

Для Сан-Диего и Пойнт-Барроу дневной максимум УФ индекса самый большой летом, когда полуденное солнце находится ближе всего к зениту. Для Антарктиды дневной максимум УФ индекса теперь достигает пика весной, в сезон самого низкого общего содержания озона из-за озоновой дыры (см. В10). Дневной максимум УФ индекса значительно уменьшается после середины декабря из-за сезонного восстановления общего содержания озона после распада озоновой дыры (см. В10).

До развития озоновой дыры в Антарктике УФ индекс всегда был намного выше в Сан-Диего (32° с.ш.), чем на станции Палмер (64° ю.ш.). Измерения на станции Палмер демонстрируют драматический эффект истощения озонового слоя в Антарктике. Там оценки УФ индекса за период с 1970 по 1976 год, период до появления озоновой дыры, сравниваются с измерениями за период 1990–2020 годов, когда истощение озонового слоя в Антарктике увеличивало УФ индекс в течение весны и лета (оранжевая заливка). Развитие озоновой дыры привело к значительному усилению УФ индекса, которое сохраняется в течение многих месяцев, причем наибольшее увеличение происходит весной.

Максимальный УФ индекс на станции Палмер теперь примерно в 2,5 раза больше, чем до периода озоновой дыры. Самые высокие УФ индексы, наблюдаемые весной, теперь превышают измеренные весной и в начале лета в Сан-Диего, несмотря на гораздо более низкую широту Сан-Диего. Большие уровни УФ индекса, достигающие поверхности из-за озоновой дыры в Антарктике, оказали неблагоприятное воздействие на микроскопические растения и животных, лежащие в основе пищевой цепи в морской среде высоких широт.

В Сан-Диего измерения УФ индекса с 1992 года и значения УФ индекса, реконструированные на основе значений до истощения озонового слоя, почти неразличимы. Это небольшое изменение согласуется с небольшими изменениями общего содержания озона, наблюдаемыми в субтропических широтах (см. В12), и с выводом о том, что максимальный дневной УФ индекс оставался практически постоянным на этих широтах в течение последних 20 лет. На арктическом участке около мыса Барроу УФ индекс увеличился примерно на 20% с 1970-х годов.

Моделирование изменений УФ. Несмотря на короткий набор данных, тенденции в УФИ, измеренные на незагрязненных участках с начала 1990-х годов, хорошо согласуются с тенденциями, рассчитанными на основе изменений общего содержания озона. Эти измерения показывают, что изменение УФ индекса с 1996 года (примерно в то время, когда стратосферный хлор достиг пика, см. рисунок В15-1) по 2020 год было небольшим.

Моделирование озона в мире без Монреальского протокола показывает, что значительное увеличение УФ индекса из-за истощения озонового слоя происходит в период с 1996 по 2020 год. В этих моделированиях в средних южных широтах летом УФ индекс увеличивается примерно на 20%, а весной УФ индекс в Антарктиде удваивается без Монреальского протокола. Эти иллюстративные оценки служат мощным свидетельством пользы роли Монреальского протокола в защите здоровья человека и окружающей среды.

Изменения УФ-излучения и здоровье человека. За последние несколько десятилетий истощение стратосферного озонового слоя вместе с общественными изменениями в образе жизни увеличили воздействие УФ-излучения на многих людей. Повышенное воздействие УФ-излучения имеет неблагоприятные последствия для здоровья, в первую очередь связанные с заболеваниями глаз и кожи. УФ-излучение является признанным фактором риска развития катаракты глаз. Для кожи наиболее распространенной угрозой является рак кожи. За последние десятилетия заболеваемость несколькими типами опухолей кожи значительно возросла среди людей со всеми типами кожи. С другой стороны, важным преимуществом для здоровья человека от воздействия УФ-В-излучения является выработка витамина D, который играет важную роль в метаболизме костей и иммунной системе. Воздействие солнечного УФ-В-излучения на человека требует тщательного баланса для поддержания адекватного уровня витамина D, при этом сводя к минимуму риски заболеваний кожи и глаз.

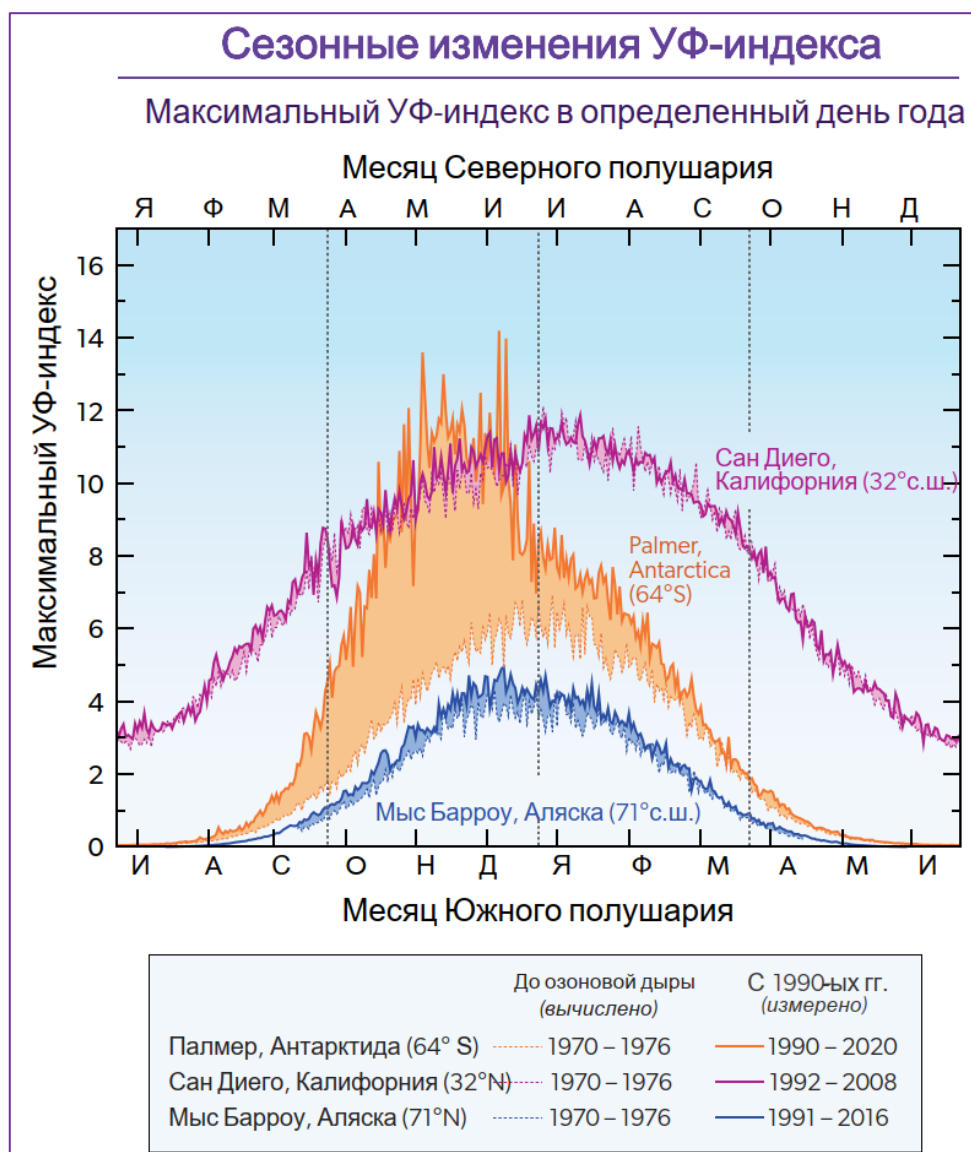


Рисунок В16-2. Долгосрочные изменения УФ индекса, который является мерой эритемного излучения, достигающего поверхности. На рисунке показан дневной максимум УФИ в трех местах: Сан-Диего, Калифорния; Пойнт-Барроу около Уткиагвика на севере Аляски; и станция Палмер в Антарктиде. Ежедневный максимум УФ индекса показан для двух временных периодов: более поздний период, соответствующий доступности измерений, начиная с начала 1990-х годов (сплошные линии, как указано) и период времени до озоновой дыры 1970–1976 годов, вычисленный с использованием смоделированных значений общего содержания озона в трех местах для этого периода времени. Затененная область для каждого места измерения представляет собой разницу между УФ индекс до озоновой дыры и наблюдаемым УФ индексом, начиная с данных начала 1990-х годов. Наблюдения УФ индекса из Палмера, Антарктида, демонстрируют важность истощения озонового слоя для количества эритемного излучения, достигающего поверхности. В 1990–2020 годах весенние значения суточного максимума УФИ в Палмере были равны или превышали значения, измеренные весной в Сан-Диего, который расположен на гораздо более низкой широте и, как следствие, испытывал гораздо большие значения суточного максимума УФ индекса, чем Палмер до развития озоновой дыры. Три тонкие вертикальные пунктирные линии показывают даты весеннего равноденствия, летнего солнцестояния и осеннего равноденствия.

Рак кожи у людей обычно возникает спустя долгое время после воздействия УФ-излучения, вызывающего солнечные ожоги. Даже при нынешних положениях Монреальского протокола и его поправках и корректировках прогнозы дополнительных случаев рака кожи, связанных с истощением озонового слоя, являются самыми большими в первой половине 21-го века. Этот прогноз представляет собой существенную проблему глобального здравоохранения. Поскольку восстановление до значений 1980 года общего содержания озона, усредненного по 60°ю.ш. до 60°с.ш., по прогнозам, произойдет примерно в середине этого столетия (см. рисунок В20-1), истощение озонового слоя будет продолжать способствовать неблагоприятным последствиям для здоровья человека в течение следующих десятилетий.

Помимо пагубного воздействия на здоровье человека, увеличение УФ-излучения, достигающего поверхности, также влияет на качество воздуха, водные и наземные растения и экосистемы, биогеохимический цикл и наружные материалы. Воздействие УФ-излучения более подробно обсуждается в отчетах Группы по оценке воздействия на окружающую среду (ЕЕАР) Монреальского протокола по веществам, разрушающим озоновый слой.

Вопрос 17. Является ли истощение озонового слоя основной причиной глобального изменения климата?

Нет, истощение озонового слоя не является основной причиной глобального изменения климата. Истощение озонового слоя и глобальное изменение климата связаны, поскольку как озоноразрушающие вещества, так и их заменители являются парниковыми газами. Наилучшая оценка заключается в том, что истощение стратосферного озона привело к небольшому охлаждению поверхности. И наоборот, увеличение тропосферного озона и других парниковых газов приводит к потеплению поверхности. Влияние на глобальное изменение климата от истощения стратосферного озона невелико по сравнению с потеплением от парниковых газов, ответственных за наблюдаемое глобальное изменение климата. С начала 1980-х годов антарктическая озоновая дыра способствовала изменениям в поверхностном климате Южного полушария посредством воздействия на атмосферную циркуляцию.

Хотя истощение стратосферного озона не является основной причиной изменения климата, аспекты истощения озона и изменения климата тесно связаны. Оба процесса включают газы, выбрасываемые в атмосферу в результате деятельности человека. Связи лучше всего понять, изучив вклад в изменение климата задействованных газов: озона; озоноразрушающих веществ (или галогенных исходных газов) и их заменителей; и других ведущих парниковых газов.

Парниковые газы и радиационное воздействие на климат. Потепление поверхности Земли и тропосферы Солнцем усиливается наличием парниковых газов (ПГ). Естественное изобилие ПГ в атмосфере Земли поглощает исходящее инфракрасное излучение, удерживая тепло в атмосфере и нагревая поверхность. Самым важным естественным ПГ является водяной пар. Без этого естественного парникового эффекта поверхность Земли была бы намного холоднее, чем в современных условиях. Деятельность человека привела к значительному увеличению атмосферного содержания ряда долгоживущих и короткоживущих ПГ с 1750 года, начала индустриальной эры, что привело к потеплению поверхности Земли и связанным с этим изменениям климата. В эту группу входят углекислый газ (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O), тропосферный озон и галоидуглероды. Озоноразрушающие вещества (ОРВ) и их заменители составляют большую часть галоидуглеродов в сегодняшней атмосфере. Увеличение содержания этих газов в результате деятельности человека приводит к тому, что больше исходящего инфракрасного излучения поглощается и переизлучается обратно на поверхность, что еще больше нагревает атмосферу и поверхность. Это изменение энергетического баланса Земли, вызванное деятельностью человека, называется *радиационным воздействием климата* или, проще говоря, *климатическим воздействием*. Величина этого энергетического дисбаланса обычно оценивается в верхней части тропосферы (тропопаузе) и выражается с использованием единиц ватт на квадратный метр (Вт/м^2). Потенциал изменения климата возрастает по мере увеличения этого радиационного воздействия.

Сводка радиационных воздействий на климат в 2019 году, вызванных ростом основных долгоживущих и короткоживущих парниковых газов в результате деятельности человека с 1750 года, представлена на рисунке В17-1. Положительные воздействия приводят к потеплению, а отрицательные — к охлаждению поверхности Земли. Климатические воздействия также приводят к другим изменениям, например, к сокращению площади ледников и морского льда, изменениям в характере осадков и более экстремальным погодным явлениям. Международные климатические оценки приходят к выводу, что большая часть наблюдаемого поверхностного потепления и изменений других климатических параметров за последние несколько десятилетий обусловлена увеличением содержания CO_2 и других парниковых газов в атмосфере, что является результатом различных видов деятельности человека.

Углекислый газ, метан и закись азота. Все три этих ПГ имеют как человеческие, так и естественные источники. Накопление CO_2 с 1750 года представляет собой крупнейшее воздействие на климат, вызванное деятельностью человека. Концентрация углекислого газа в атмосфере продолжает расти, в первую очередь, в результате сжигания ископаемого топлива (угля, нефти и природного газа) для получения энергии и транспорта, а также в результате производства цемента. Глобальное среднее содержание CO_2 в атмосфере превысило 416 частей на миллион (ppm) в 2021 году, что примерно на 50% больше, чем содержание CO_2 в 1750 году. Углекислый газ считается долгоживущим газом, поскольку значительная его доля остается в атмосфере через 100–1000 лет после выброса.

Метан — это *недолговечный* климатический газ (время жизни в атмосфере около 12 лет). Источники, связанные с деятельностью человека, включают животноводство, добычу и использование ископаемого топлива, рисоводство и свалки. Естественные источники включают водно-болотные угодья, термитов и океаны. Глобальное среднее атмосферное содержание CH_4 более чем удвоилось с 1750 года.

Закись азота — *долгоживущий* климатический газ (время жизни в атмосфере около 109 лет). Крупнейшим источником, связанным с деятельностью человека, является сельское хозяйство, особенно использование удобрений. Микробные процессы в почвах, которые являются частью естественных биогеохимических циклов, представляют собой крупнейший природный источник. В стратосфере закись азота является основным источником реактивных видов азота, которые участвуют в циклах разрушения озона (см. В8). Глобальное среднее содержание закиси азота в атмосфере увеличилось примерно на 22% с 1750 года.

Парниковые газы и изменение климата

Воздействие на климат из-за изменений в концентрации парниковых газов, вызванных деятельностью человека в период с 1750 г. по 2019 г.

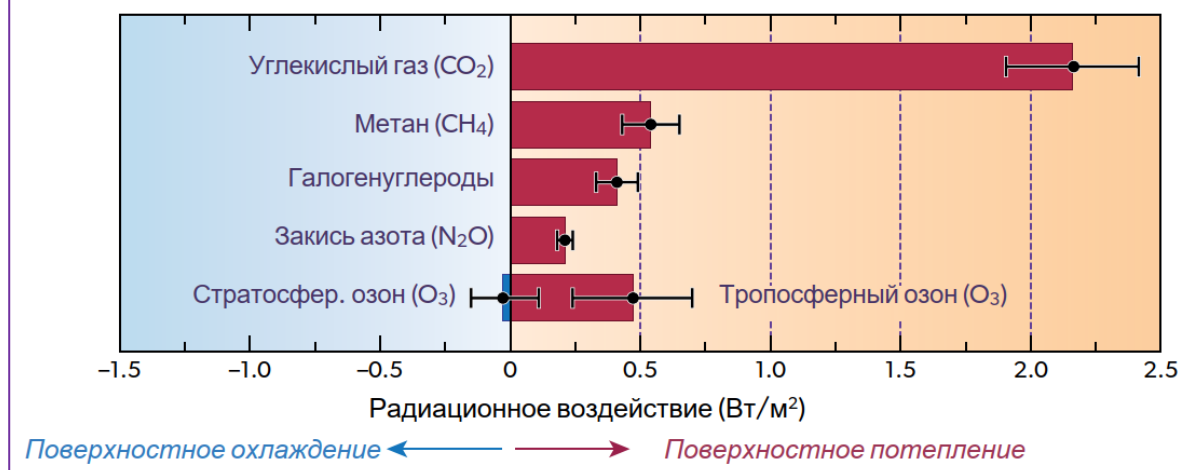


Рисунок В17-1. Радиационное воздействие парниковых газов и истощение озонового слоя. Деятельность человека с начала индустриальной эры (около 1750 г.) привела к увеличению содержания парниковых газов (ПГ) в атмосфере. Повышение уровня ПГ приводит к увеличению радиационного воздействия (РВ) климата за счет улавливания инфракрасного излучения, испускаемого поверхностью Земли. Здесь значения РВ относятся к периоду с 1750 по 2019 г. и выражены в единицах ватт на квадратный метр (Вт/м²); черные усы на каждом столбце показывают неопределенности. Положительные значения РВ (показаны красным цветом) способствуют глобальному потеплению, а отрицательные значения (показаны синим цветом) способствуют охлаждению климата. Наибольшие положительные РВ обусловлены углекислым газом (CO₂), метаном (CH₄), тропосферным озоном (O₃), галогенуглеродами и закисью азота (N₂O). Галогенуглероды включают все вещества, разрушающие озоновый слой, гидрофторуглероды и несколько других газов (см. рисунок В17-2). RF, вызванный озоном, показан как отдельный ответ на изменения озона в двух слоях атмосферы: тропосфере и стратосфере. Увеличение тропосферного озона происходит из-за выбросов загрязняющих веществ и приводит к положительному РВ, тогда как истощение стратосферного озона приводит к небольшому РВ, которое может быть как отрицательным, так и положительным.

Галогенуглероды. Галогенуглероды в атмосфере способствуют как истощению озонового слоя, так и изменению климата. Галогенуглероды, рассмотренные на рисунках В17-1 и В17-2, представляют собой газы, содержащие атомы хлора, брома или фтора, которые либо контролируются Монреальским протоколом, либо являются ПГ, которые подпадают под эгиду Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН). Исторически ОРВ были единственными галоидуглеродами, контролируруемыми Монреальским протоколом. В 2016 году Кигалийская поправка к Монреальскому протоколу установила контроль над будущим производством и потреблением некоторых гидрофторуглеродных (ГФУ) газов. Перфторуглероды (ПФУ) и гексафторид серы (SF₆) входят в группу ПГ РКИК ООН, которые теперь подпадают под Парижское соглашение. Перфторуглероды представляют собой соединения, которые содержат только атомы углерода и фтора, такие как тетрафторид углерода (CF₄) и перфторэтан (C₂F₆). Технически SF₆ не является

галоидоуглеродом, поскольку в нем отсутствует углерод. Однако воздействие SF_6 на окружающую среду обычно исследуется вместе с воздействием галоидоуглеродных газов, поскольку все эти соединения содержат по крайней мере один атом галогена.

В 2019 году вклад галоидоуглеродов в радиационное воздействие (РВ) климата составил $0,41 \text{ Вт/м}^2$, что является четвертым по величине воздействием ПГ после углекислого газа, метана и тропосферного озона (см. Рисунок В17-1). Вклад отдельных галоидоуглеродных газов, контролируемых Монреальским протоколом, выделен на рисунке В17-2. Среди галоидоуглеродов ХФУ-12, ХФУ-11 и ХФУ-113 в совокупности вносят наибольший процент (67%) в радиационное воздействие в 2019 году. Среднесрочные заменители ОРВ, гидрохлорфторуглероды (ГХФУ), вносят следующий по величине вклад (15%). Долгосрочные заменители ОРВ ГФУ плюс ПФУ и SF_6 вносят 13%. Наконец, CCl_4 и CH_3CCl_3 вносят еще 3 %, а второстепенные ХФУ и галоны вносят 2% в радиационное воздействие в 2019 году.

Большой вклад ХФУ в радиационное воздействие постепенно снижается вслед за снижением их содержания в атмосфере и, как ожидается, будет снижаться и дальше (см. Рисунок В15-1). Исходя из их длительного срока службы, ХФУ по-прежнему будут вносить значительный вклад, и, скорее всего, наибольший вклад из ОРВ, в радиационное воздействие галоидоуглеродов в конце этого столетия. Даже при соблюдении положений Кигалийской поправки к Монреальскому протоколу, прогнозируется, что радиационное воздействие ГФУ будет увеличиваться еще два-три десятилетия, прежде чем начнет медленно снижаться (см. Рисунок В19-2).

Стратосферный и тропосферный озон. Озон как в стратосфере, так и в тропосфере поглощает инфракрасное излучение, испускаемое поверхностью Земли, удерживая тепло в атмосфере. Озон также значительно поглощает солнечное ультрафиолетовое (УФ) излучение. В результате увеличение или уменьшение стратосферного или тропосферного озона вызывает климатическое воздействие и, следовательно, представляет собой прямую связь между озоном и климатом. Загрязнение воздуха в результате различных видов деятельности человека привело к увеличению глобального тропосферного озона (см. В2), вызывая положительное радиационное воздействие (потепление), которое оценивается в $+0,47 \text{ Вт/м}^2$ за период с 1750 по 2019 год, с диапазоном неопределенности от $+0,24$ до $+0,70 \text{ Вт/м}^2$ (см. рисунок В17-1). Большая неопределенность в оценке воздействия на климат, вызванного выбросами загрязняющих веществ в атмосферу, отражает наши ограниченные знания об изменениях в содержании тропосферного озона в период с 1750 по середину 1950-х годов, а также сложность моделирования сложных химических процессов, контролирующих образование тропосферного озона.

Радиационное воздействие на климат галоидоуглеродами

Воздействие на климат из-за увеличения выбросов контролируемых газов, содержащих хлор, бром и фтор, в результате деятельности человека в период с 1750 по 2019 гг.

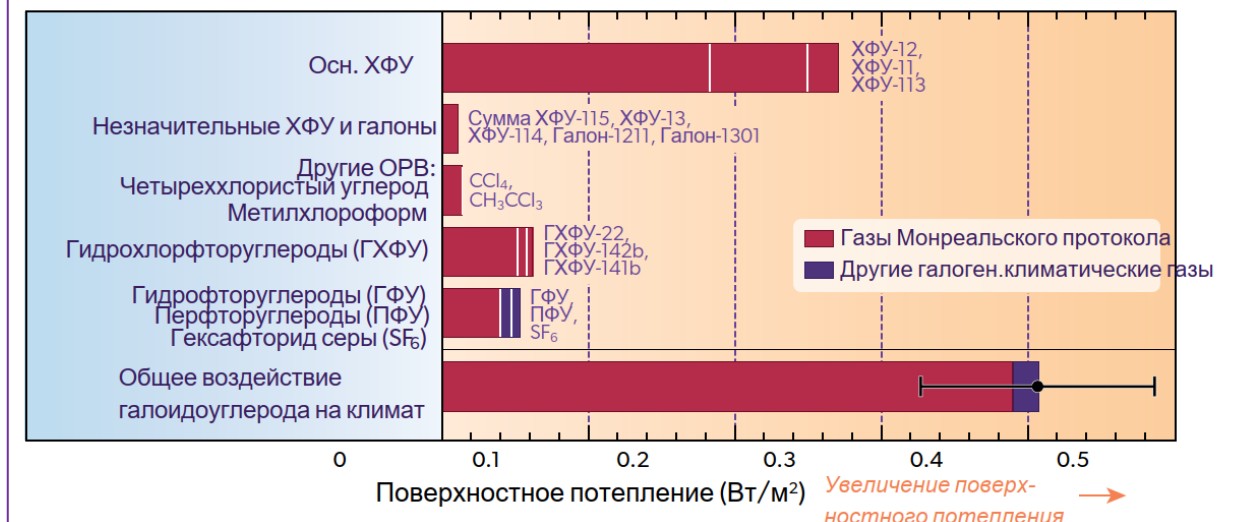


Рисунок В17-2. Галогенуглероды и радиационное воздействие на климат.

Галогенуглеродные газы в атмосфере вносят важный вклад в радиационное воздействие (РВ) климата с начала индустриальной эры (см. Рисунок В17-1). Галогенуглероды — это газы, содержащие атомы хлора, брома или фтора, с по крайней мере одним атомом углерода, которые вносят вклад в РВ, улавливая инфракрасное излучение, испускаемое поверхностью Земли. Рост РВ между 1750 и 2019 годами показан для всех галоидоуглеродов, контролируемых либо Монреальским протоколом (красный), либо включенных в Парижское соглашение (синий), вместе с РВ из-за роста SF₆. Обратите внимание, что хотя SF₆ технически не является галоидоуглеродом, поскольку в нем отсутствуют атомы углерода, он является важным галогенсодержащим газом в атмосфере. Отдельные вклады в РВ каждого газа или группы газов основаны на истории атмосферного содержания и радиационной эффективности, специфичной для каждого соединения. Газы, перечисленные в правых метках, начинаются с самого большого вклада в каждой группе и идут в порядке убывания, за исключением записи для второстепенных ХФУ и галонов, которые показаны как одно общее значение. Отдельные термины РВ складываются, образуя нижнюю полосу, представляющую общий RF из-за контролируемых галоидоуглеродов, ПФУ и SF₆, ХФУ-11 и ХФУ-12, крупнейших вкладчиков галоидоуглеродов, уменьшаются и продолжают уменьшаться по мере постепенного удаления ХФУ из атмосферы (см. рисунок В15-1). Напротив, общий РВ ГХФУ, среднесрочных газов-заменителей ОРВ, по прогнозам, будет расти еще примерно от одного до двух десятилетий, прежде чем снизится. ГФУ являются долгосрочными газами-заменителями ОРВ. С поправкой Кигали от октября 2016 года Монреальский протокол теперь контролирует будущее производство и потребление ГФУ с высоким потенциалом глобального потепления. В результате почти все РВ, вызванные галогенсодержащими ПГ, теперь контролируются Монреальским протоколом (нижняя полоса). Ожидается, что будущий РВ климата, вызванный ГФУ, достигнет пика примерно через два десятилетия в соответствии с положениями Кигалийской поправки (см. В19).

С другой стороны, рост содержания ОРВ в атмосфере с середины XX века привел к уменьшению стратосферного озона, вызвав отрицательное радиационное воздействие $-0,02 \text{ Вт/м}^2$ (охлаждение) за период с 1750 по 2019 год с диапазоном неопределенности от $-0,15$ до $+0,11 \text{ Вт/м}^2$ (см. рисунок В17-1). Знак радиационного воздействия, вызванного истощением стратосферного озона, неопределен, поскольку эта величина

представляет собой разницу между двумя членами сопоставимой величины, каждый из которых имеет связанную неопределенность. Первый член представляет собой улавливание озоном исходящего инфракрасного излучения, испускаемого поверхностью и нижней частью атмосферы: это охлаждающий член, поскольку меньшее количество озона приводит к меньшему улавливанию тепла. Второй член представляет собой поглощение солнечного УФ-излучения озоном: это потепление, поскольку меньшее количество озона приводит к большему проникновению солнечного УФ-излучения в нижнюю часть атмосферы (тропосферу). Радиационное воздействие, вызванное истощением стратосферного озонового слоя, в ближайшие десятилетия уменьшится, поскольку ОРВ постепенно удаляются из атмосферы.

Очевидно, что истощение стратосферного озона не является основной причиной современного глобального потепления. Во-первых, климатическое воздействие от истощения озонового слоя невелико. Во-вторых, общее радиационное воздействие на климат от других парниковых газов, таких как углекислый газ, метан, галоидоуглероды и закись азота, велико и положительно, что приводит к потеплению (см. рисунок В17-1). Общее воздействие от этих других парниковых газов является основной причиной наблюдаемого потепления поверхности Земли.

Потенциалы разрушения озонового слоя и потенциалы глобального потепления.

Полезным способом сравнения влияния отдельных выбросов галоидоуглеродов на разрушение озонового слоя и изменение климата является сравнение потенциалов разрушения озонового слоя (ОРП) и потенциалов глобального потепления (ПГП). ОРП и ПГП представляют собой эффективность выброса газа в разрушении озонового слоя и воздействии на климат соответственно по отношению к эталонному газу (см. Таблицу В6-1). Основные галоидоуглеродные газы сопоставлены друг с другом на Рисунке В17-3. ОРП ХФУ-11 и ПГП диоксида углерода присвоены эталонные значения 1. ХФУ и четыреххлористый углерод имеют ОРП, близкие к 1, что указывает на сопоставимую эффективность в разрушении озонового слоя на единицу выбрасываемой массы. Основные галоны имеют ОРП более 7, что делает их наиболее эффективными озоноразрушающими веществами на единицу выбрасываемой массы. Все ГФУ имеют ОРП, равный нулю, поскольку они не содержат хлора и брома и, следовательно, не вызывают непосредственного разрушения озонового слоя (см. вопрос 6).

Оценка отдельных озоноразрушающих веществ и газов-заменителей

Как одинаковое количество выбросов влияет на озоновый слой и изменение климата

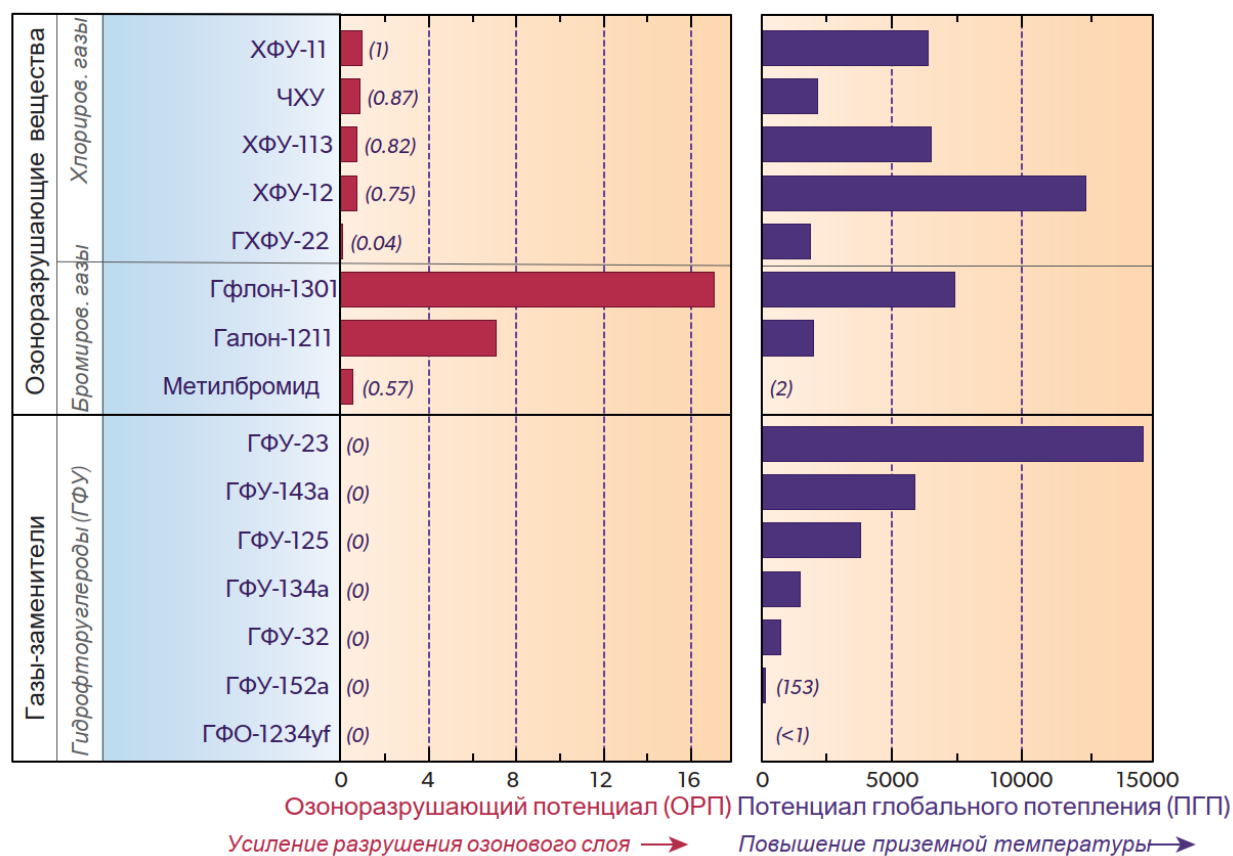


Рисунок В17-3. ОРП и ПГП. Воздействие на окружающую среду озоноразрушающих веществ и их заменителей обычно сравнивают на основе их озоноразрушающего потенциала (ОРП) и потенциалов глобального потепления (ПГП) (см. таблицу В6-1). ОРП и ПГП представляют собой величину разрушения озонового слоя и воздействия на климат, соответственно, массы газа, выбрасываемого в атмосферу, относительно массы ХФУ-11 (для ОРП) или CO_2 (для ПГП). Поэтому ОРП ХФУ-11 и ПГП CO_2 присвоены контрольные значения 1. Показанные здесь ПГП оцениваются для 100-летнего временного интервала после выброса. ХФУ, галоны и ГХФУ являются озоноразрушающими веществами (ОРВ), поскольку они содержат либо хлор, либо бром (см. В6). ГФУ, используемые в качестве заменителей ОРВ, не разрушают озон (ОРП равны нулю), поскольку они представляют собой смеси атомов водорода, фтора и углерода. ОРП галонов намного превышают ОРП ХФУ, поскольку все галоны содержат бром. ПГП этих газов охватывают широкий диапазон значений: от менее 1 (ГФО-1234yf) до 14 700 (ГФУ-23).

Все галоидоуглероды имеют ненулевые ПГП и, следовательно, вносят вклад в РВ климата. ПГП не соответствует строго ОРП газа, поскольку эти величины зависят от различных химических и физических свойств молекулы. Например, хотя ГФУ-143a не разрушает озон (ОРП равен нулю), каждый выбрасываемый килограмм примерно в 6000 раз эффективнее килограмма углекислого газа в плане воздействия на климат. Когда ГФУ выбрасываются в атмосферу, их вклад в воздействие на климат зависит от их ПГП, которые варьируются в широком диапазоне (менее 1 к 15 000).

Правила Монреальского протокола привели к сокращению выбросов ХФУ и увеличению выбросов ГХФУ (см. В15). В результате этих действий общий РВ от ОРВ перестал расти и теперь медленно снижается, поскольку ГХФУ имеют более низкий ПГП, чем ХФУ (см. В18). Однако общий РВ всех галоидоуглеродов медленно увеличивается из-за растущего вклада газов, не являющихся ОРВ (ГФУ, ПФУ и SF₆). Рост вклада ГФУ будет ограничен положениями Кигалийской поправки 2016 года (см. В19). Важно отметить, что, несмотря на низкий ПГП по сравнению со многими другими галоидоуглеродами и другими парниковыми газами, диоксид углерода является наиболее важным парниковым газом, производимым в результате деятельности человека, поскольку его выбросы велики, его время жизни в атмосфере велико, а его атмосферное содержание намного больше, чем у всех других парниковых газов, связанных с деятельностью человека.

Антарктическая озоновая дыра и климат Южного полушария. Хотя истощение стратосферного озона не является основной причиной глобального изменения климата, повторяющаяся антарктическая озоновая дыра способствовала наблюдаемым изменениям климатических параметров в атмосфере и океанах Южного полушария с начала 1980-х годов. Эти результаты исследований более подробно описаны в рамке ниже.

Озоновая дыра в Антарктиде и климат поверхности Южного полушария

Связи между истощением стратосферного озона и изменениями приземного климата были впервые обнаружены в исследованиях в начале 2000-х годов на основе наблюдений и моделей. В то время как увеличение парниковых газов (таких как углекислый газ, метан и закись азота) являются основными факторами глобального изменения климата, было показано, что озоновая дыра над Антарктикой, которая появлялась каждую весну с начала 1980-х годов, вносит вклад в наблюдаемые изменения приземного климата Южного полушария (ЮП) летом из-за влияния озоновой дыры на атмосферную циркуляцию.

Сильное весеннее истощение озона над Антарктикой приводит к сильному охлаждению полярной нижней стратосферы, сохраняющемуся в начале лета в ЮП. Это охлаждение увеличивает температурный контраст между тропиками и полярным регионом и усиливает стратосферные ветры. В результате в ЮП наблюдается смещение к полюсу особенностей тропосферной циркуляции, включая тропическую ячейку Хэдли (определяющую местоположение субтропических сухих зон) и струйное течение в средних широтах (связанное с погодными системами). Имеются данные как из моделей, так и из наблюдений, что субтропические и среднеширотные летние осадки в ЮП были затронуты этими изменениями. Модельные исследования показывают, что, хотя долгоживущие парниковые газы, вызывающие изменение климата, усугубляют этот сдвиг в летней тропосферной циркуляции в Южном полушарии, истощение озона было доминирующим фактором, способствующим наблюдаемым изменениям с начала 1980-х годов. Палеоклиматические реконструкции показывают, что нынешнее

состояние этих климатических особенностей, вызванное ежегодно повторяющейся озоновой дырой, является беспрецедентным за последние 600 лет.

Появляются первые признаки восстановления озоновой дыры, особенно в сентябре (см. B10). В течение 21-го века, по мере дальнейшего восстановления озоновой дыры из-за снижения содержания стратосферных галогенов, климатические воздействия, связанные с истощением озонового слоя, обсуждавшиеся выше, будут уменьшаться (см. B20). Влияние озоновой дыры на тенденции циркуляции SH летом недавно стабилизировалось из-за начального восстановления площади и глубины озоновой дыры (см. B10). Реакция климата поверхности Южного полушария на истощение озона в другие сезоны слабее, чем летняя реакция.

Вопрос 18. Помогают ли меры контроля за веществами, разрушающими озоновый слой, предусмотренные Монреальским протоколом, защитить климат Земли?

Да. Многие озоноразрушающие вещества (ОРВ) также являются мощными парниковыми газами, которые способствуют глобальному потеплению, когда они накапливаются в атмосфере. Контроль Монреальского протокола привел к существенному сокращению выбросов ОРВ за последние два десятилетия. Эти сокращения, защищая озоновый слой, имеют дополнительное преимущество в виде снижения антропогенного вклада в изменение климата. Без контроля Монреальского протокола глобальное потепление из-за ОРВ теперь может быть почти в три раза больше нынешнего значения. С поправкой Кигали 2016 года к Монреальскому протоколу защита климата была расширена и теперь включает контроль над ГФУ, которые не разрушают озон, но способствуют глобальному потеплению (см. В19).

Успех Монреальского протокола в контроле за производством и потреблением озоноразрушающих веществ (ОРВ) защитил озоновый слой (см. В14). Полученное в результате сокращение выбросов и атмосферного содержания ОРВ также уменьшило влияние человека на климат, поскольку все ОРВ являются парниковыми газами (см. В17). Защищая и озон, и климат, Монреальский протокол обеспечил *двойную выгоду* для общества и экосистем Земли. Как показано на рисунке В18-1 и описано ниже, двойная выгода Монреальского протокола подчеркивается путем рассмотрения долгосрочных *базовых* и *предотвращенных в мире* сценариев выбросов ОРВ, потенциалов истощения озонового слоя (ОП), потенциалов глобального потепления (ПГП), эквивалентного эффективного стратосферного хлора (ЕЕСХ) и радиационного воздействия (РВ) климата.

Базовый сценарий ОРВ. Базовый сценарий относится к фактическим прошлым выбросам ОРВ основных газов-источников галогенов и прогнозируемым выбросам на 2021–2025 годы. Базовый сценарий обозначен как «из наблюдаемых содержаний ОРВ» на рисунке В18-1, поскольку для 1960–2020 годов выбросы основаны на анализе наблюдаемых содержаний основных газов-источников ОРВ на поверхности Земли (см. рисунок В15-1). Этот сценарий также включает выбросы природных газов-источников галогенов — метилхлорида (CH_3Cl) и метилбромид (CH_3Br). Для этого сценария пик выбросов ОРВ приходится на конец 1980-х годов (см. рисунок В0-1).

Для всех сценариев выбросов, показанных на рисунке В18-1, годовые выбросы каждого газа складываются после взвешивания (умножения) на их соответствующий потенциал разрушения озонового слоя (ОРП) (вверху слева) или потенциал глобального потепления (ПГП) (вверху справа) (см. В17 и таблицу В6-1). ОРП и ПГП данного газа количественно определяют, насколько эффективен газ в разрушении озона (ОРП) или потеплении климата (ПГП) для выбросов определенной массы газа относительно воздействия на озон или потепления выбросов той же массы ХФУ-11 (для ОРП) или CO_2 (для ПГП). В обоих случаях эталонным газам (хфу-11 и CO_2) присваивается

значение 1, а ОРП и ПГП для всех других газов масштабируются соответствующим образом (см. таблицы в6-1 и в17). Например, 1 кг выбросов галона-1211 выражается как 7,1 кг выбросов эквивалента ХФУ-11, поскольку ОРП галона-1211 составляет 7,1. Аналогично, сумма, взвешенная по ПГП, выражается как выбросы эквивалента CO₂, поскольку CO₂ является эталонным газом с присвоенным ПГП 1. Аналогично, 1 кг выбросов тетрахлорметана считается 2150 кг выбросов эквивалента CO₂, поскольку ПГП тетрахлорметана составляет 2150. Значения ПГП-100 показаны здесь и далее, отражая выбор временного горизонта в 100 лет.

Сценарий «Мир избегает ОРВ». Базовый сценарий выбросов ОРВ можно сравнить со сценарием выбросов ОРВ, которых мир избегает, успешно реализуя Монреальский протокол (см. рисунок в18-1). Сценарий «Мир избегает ОРВ» выводится из предположения, что с 1987 года выбросы ОРВ увеличиваются на 3% в год. Такой темп роста соответствует сильному рынку ОРВ в конце 1980-х годов, который включал широкий спектр текущих и потенциальных применений и имел потенциал для существенного роста в развивающихся странах.

Сценарий выбросов CO₂. Долгосрочные выбросы CO₂ также показаны в верхней правой панели рисунка В18-1. Атмосферный CO₂ является основным парниковым газом, выбрасываемым в результате деятельности человека. Кривая выбросов CO₂ представляет собой глобальные выбросы из суммы зарегистрированных выбросов каждой страны от сжигания угля, нефти, природного газа, а также топлива, используемого мировыми судами и самолетами, производством цемента и выбросами CO₂ из-за глобальной вырубки лесов.

Выбросы, взвешенные по ОРП. Сценарий выбросов, взвешенных по ОРП, основанный на наблюдаемых уровнях содержания ОРВ, является одним из показателей того, как общая угроза стратосферному озону от ОРВ изменилась с течением времени (см. Рисунок в18-1, верхняя левая панель). Поскольку большинство ОРВ остаются в атмосфере в течение многих лет (см. столбец «Время жизни в атмосфере» в Таблице В6-1), когда выбросы, взвешенные по ОРП, растут, это означает, что разрушение озона будет увеличиваться в течение многих будущих лет. И наоборот, когда выбросы уменьшаются, в будущие годы будет уничтожено меньше озона, чем если бы выбросы оставались высокими. Годовые выбросы, взвешенные по ОРП, существенно увеличились между 1960 и 1987 годами, годом подписания Монреальского протокола (см. Рисунок В0-1). После 1987 года годовые выбросы, взвешенные по ОРП, начали долго и устойчиво снижаться до современных значений. Ожидается, что снижение выбросов продолжится, что в конечном итоге приведет к снижению атмосферного содержания всех отдельных ОРВ (см. Рисунок В15-1). Сокращение выбросов, взвешенных по ОРП, по сравнению с пиковым значением 1987 года представляет собой нижние пределы годовых выбросов, которых удалось избежать благодаря Монреальскому протоколу, что является мерой его растущего с течением времени успеха в защите озонового слоя.

Верхние пределы годовых сокращений выбросов, взвешенных по ОРП, получены из сценария, избегаемого в мире. Разница между сценарием, избегаемым в мире, и базовым сценарием (фиолетовая затененная область на рисунке В18-1, верхняя левая панель) представляет собой оценку защиты озонового слоя, предоставляемой Монреальским протоколом.

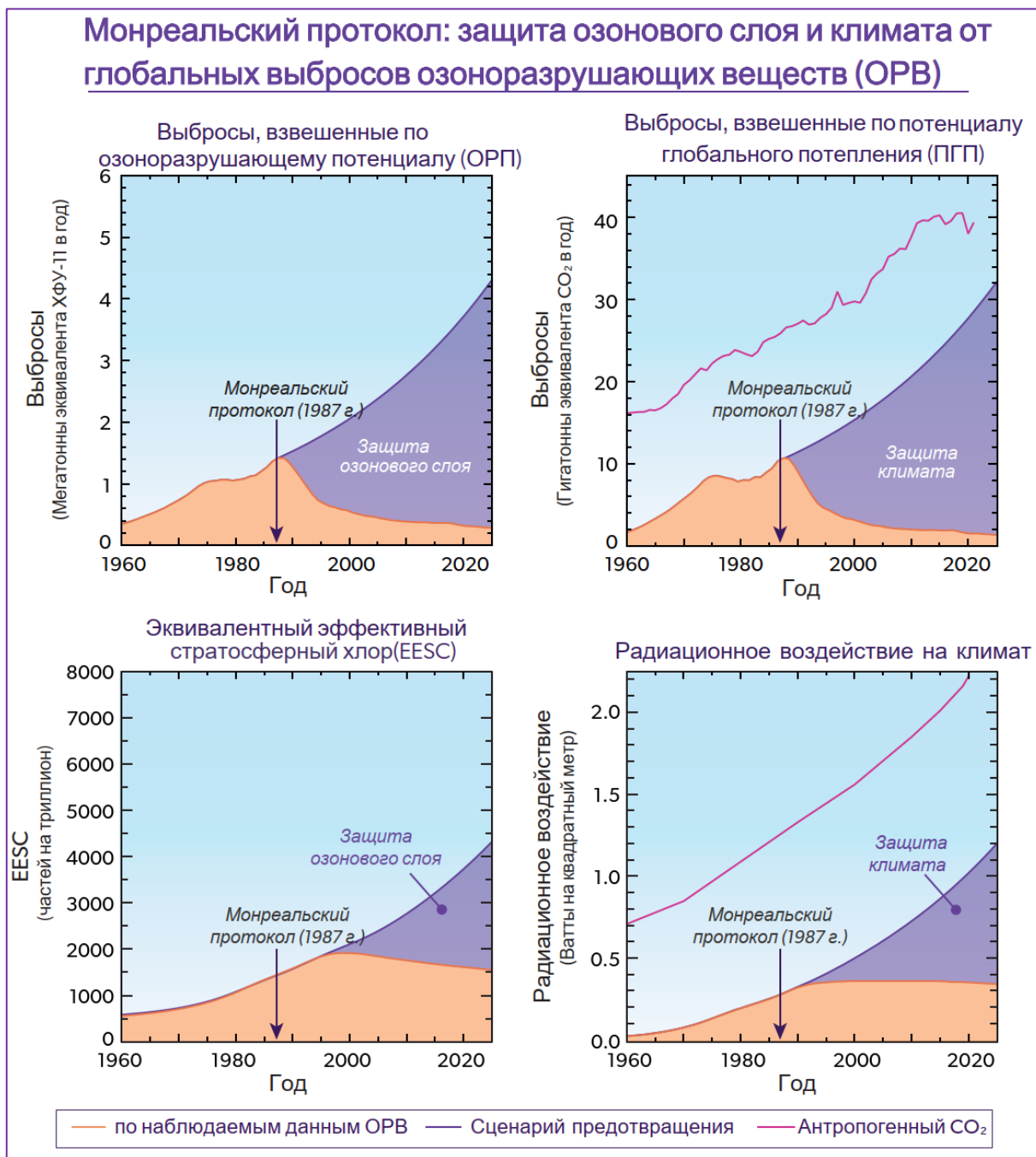


Рисунок В18-1. Защита озонового слоя и климата Монреальским протоколом.

Монреальский протокол защитил озоновый слой, а также снизил потенциал изменения климата, поскольку озоноразрушающие вещества (ОРВ) являются парниковыми газами (ПГ). Базовый сценарий ОРВ (оранжевая линия) включает фактические выбросы всех основных газов, взвешенные либо по их потенциалу разрушения озонового слоя (ОРВ) (вверху слева), либо по потенциалу глобального потепления (ПГП) (100-летняя временная шкала) (вверху справа), в сочетании с прогнозируемыми выбросами на 2021–2025 годы. С этими весами выбросы выражаются как эквивалент ХФУ-11 или эквивалент массы CO₂ в год. Нижние панели показывают эквивалентный эффективный стратосферный хлор (EESC) (см. рисунок

B15-1) и общее радиационное воздействие (RF) климата (см. рисунок B17-2), полученные из наблюдаемых содержаний ОРВ, а также прогнозируемых содержаний на 2021–2025 годы.

Сценарий выбросов, избегаемых в мире (фиолетовая линия), предполагает рост выбросов ОРВ на 3% в год по сравнению со значениями 1987 года, что согласуется с предположением для сценария «Нет протокола», показанного на рисунке B14-1. Выбросы и RF атмосферного CO₂ (пурпурная линия) показаны для справки на правых панелях. Величина двойной выгоды

Монреальского протокола неуклонно росла с 1987 года, как показывают различия между сценарием, избегаемым в мире, и сценарием наблюдаемого содержания ОРВ (заштрихованная фиолетовым цветом область) на каждой панели.

Выбросы, взвешенные по ПГП. Сценарий выбросов, взвешенный по ПГП, основанный на наблюдаемых уровнях содержания ОРВ, является мерой того, как общая угроза климату Земли от ОРВ изменилась с течением времени (см. рисунок B18-1, верхняя правая панель). По мере роста выбросов, взвешенных по ПГП, RF климата в будущем из-за накопления ОРВ в атмосфере также увеличивается. Долгосрочные изменения в сценарии, взвешенном по ПГП, очень похожи на изменения в сценарии, взвешенном по ОРП. Оба показывают рост до 1987 года и снижение после него. Это сходство следует из доминирующей роли, которую как ХФУ-11, так и ХФУ-12 играют в истощении озонового слоя и воздействии на климат от ОРВ. Разница между сценарием выбросов, которых избегает мир, и базовым сценарием (фиолетовая затененная область на рисунке B18-1, верхняя правая панель) представляет собой оценку защиты климата, предоставляемой Монреальским протоколом.

Годовые выбросы ОРВ, взвешенные по ПГП, составляли большой процент (около 20–40%) от мировых выбросов CO₂ в период с 1960 по 1987 год. После этого этот процент неуклонно снижался и составил 2–3% от мировых выбросов CO₂ в 2022 году. Эта тенденция прошлого резко контрастирует со сценарием, которого избежал весь мир, в котором выбросы ОРВ возрастут до более чем 50% от выбросов CO₂ в 2022 году. Другой способ понять климатическую выгоду Монреальского протокола — сравнить высоту заштрихованной фиолетовым цветом области в 2022 году с ростом выбросов CO₂ с 1987 года, как показано на рисунке B18-1 (верхняя правая панель). Эти две величины почти равны по величине, что свидетельствует о том, что с 1987 года Монреальский протокол избежал увеличения выбросов ОРВ, взвешенных по ПГП, которое почти равно увеличению мировых выбросов CO₂ за тот же период времени.

Сценарии EESC. Сценарии EESC на рисунке B18-1 (нижняя левая панель) дают меру годового потенциала атмосферного содержания ОРВ для разрушения стратосферного озона. Показаны два сценария: базовый, который использует наблюдаемое содержание ОРВ (с прогнозом до 2025 года), и описанный выше сценарий, которого избегает мир. Вывод EESC из атмосферного содержания ОРВ обсуждается в B15, и тот же базовый сценарий EESC показан на рисунках B13-1, B14-1 (красная кривая) и B15-1 для разных временных интервалов. Когда выбросы, взвешенные по ОРВ, снизились после 1987 года, EESC не уменьшился пропорционально из-за длительного времени жизни основных ОРВ в атмосфере (см. таблицу B6-1). Как показано на рисунке B18-1, EESC

достиг своего пикового значения почти через десятилетие после пика выбросов, взвешенных по ОРП, и к 2022 году снижение EESC от его пикового значения составило всего около 18% по сравнению с 80%-ным снижением выбросов, взвешенных по ОРП, достигнутым к 2022 году. И наоборот, если бы выбросы ОРВ следовали сценарию, которого мир избегал, EESC был бы более чем в два раза больше значения в сегодняшней стратосфере. В этом случае компьютерное моделирование показывает, что глобальные общие значения озона в 2020 году примерно на 17% ниже среднего значения за 1964–1980 годы. Еще большее истощение происходит в последующие годы. Монреальский протокол и его поправки и корректировки обеспечили жизненно важную защиту глобального озонового слоя и климата.

Сценарии радиационного воздействия (РВ). РВ климатических сценариев на рисунке В18-1 (нижняя правая панель) дает меру годового вклада в изменение климата от атмосферного содержания ОРВ. RF ОРВ равен чистому увеличению его атмосферного содержания с 1750 года, умноженному на его радиационную эффективность, которая количественно определяет, насколько эффективно данная молекула ОРВ удерживает инфракрасное излучение. РВ ОРВ до настоящего времени рассчитывается с использованием наблюдаемых атмосферных содержаний. РВ из-за ОРВ плавно увеличивается с 1960 года, достигает пика в 2010 году и очень постепенно уменьшается в последующие годы. Снижение РВ климата в ответ на сокращение выбросов ОРВ происходит медленно из-за высокого содержания двух основных газов, вносящих вклад, ХФУ-11 и ХФУ-12, и их длительного времени жизни в атмосфере около 50 и 100 лет соответственно.

Увеличение преимуществ Монреальского протокола. Преимущества Монреальского протокола для защиты климата были расширены в 2016 году с помощью поправки Кигали, которая установила контроль за производством и потреблением некоторых гидрофторуглеродов (ГФУ) (см. В19). Соединения ГФУ не содержат хлора или брома и, следовательно, не разрушают озоновый слой. Многие газы ГФУ имеют высокую эффективность излучения и длительное время жизни в атмосфере, что приводит к значительному глобальному потеплению (см. рисунок В19-2). Преимущества Монреальского протокола для озонового слоя и климата могут быть дополнительно увеличены за счет расширенного улавливания и уничтожения галонов, хлорфторуглеродов (ХФУ) и гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ) в банках, путем предотвращения выбросов при постоянном использовании ОРВ в качестве сырья для производства других химикатов и путем устранения будущих выбросов галогенных исходных газов, не контролируемых Монреальским протоколом, таких как дихлорметан (CH_2Cl_2). Банки в значительной степени связаны с ОРВ, содержащимися в холодильном оборудовании, кондиционерах, противопожарном оборудовании, изоляционных пенах и запасах для обслуживания долгосрочных приложений. По прогнозам, выбросы ОРВ в атмосферу из существующих банков будут вносить больший вклад в истощение озонового слоя в ближайшие десятилетия, чем ограниченное производство и потребление ОРВ (ГХФУ и CH_3Br), разрешенное

Монреальским протоколом после 2023 года. Если бы были реализованы все доступные варианты, чтобы избежать будущих выбросов ОРВ в атмосферу, начиная с 2023 года, возвращение EESC к значениям 1980 года было бы ускорено примерно на десятилетие как для средних широт (см. рис. В14-1), так и для полярной стратосферы.

Вопрос 19. Каким образом защита климата в рамках Монреальского протокола вышла за рамки регулирования озоноразрушающих веществ?

На 28-м заседании Сторон Монреальского протокола, состоявшемся в Кигали, Руанда, в октябре 2016 года, в Монреальский протокол были внесены поправки для контроля за производством и потреблением гидрофторуглеродов (ГФУ). Поэтапный отказ от хлорфторуглеродов (ХФУ) в рамках Монреальского протокола привел к временному использованию гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ). Последующий поэтапный отказ от ГХФУ привел к расширению долгосрочного использования ГФУ, поскольку ГФУ не представляют прямой угрозы озоновому слою. Однако ГФУ являются парниковыми газами и, следовательно, способствуют изменению климата. Предполагается, что ограничение производства и потребления ГФУ с высоким потенциалом глобального потепления позволит избежать глобального потепления на 0,3–0,5 °C в течение этого столетия. Поправка Кигали знаменует собой первый случай, когда Монреальский протокол принял правила исключительно для защиты климата.

Гидрофторуглероды (ГФУ). ГФУ являются заменяющими соединениями для ОРВ, которые были выбраны, потому что они не содержат хлора или брома, вызывающих истощение озонового слоя. ГФУ широко используются в секторах кондиционирования воздуха и охлаждения жилых помещений, а также в качестве пенообразователей, пропеллентов для аэрозольных баллончиков и сырья для производства других химикатов. Эти применения растут по мере того, как глобальный отказ от гидрохлорфторуглеродов (ГХФУ), ранних заменяющих соединений, приближается к завершению. ПГП ГФУ варьируются в широком диапазоне из-за различий в их физических и радиационных свойствах (см. Таблицу B6-1 и Рисунок B17-3). Например, ПГП ГФУ-134а (в основном используемого в кондиционировании воздуха и охлаждении) составляет 1470, что означает, что после выброса в атмосферу каждый килограмм ГФУ-134а в 1470 раз эффективнее килограмма CO₂ в увеличении воздействия на климат в течение векового периода времени. Напротив, ПГП ГФО-1234yf, заменителя ГФУ-134а, составляет менее 1.

ГФУ-23. ГФУ-23 рассматривается отдельно в Кигалийской поправке, поскольку этот газ в основном производится как нежелательный побочный продукт при производстве ГХФУ-22 и ГФУ. Потенциал глобального потепления ГФУ-23 довольно велик (14 700), отчасти из-за его длительного времени жизни в атмосфере, составляющего 228 лет. Хотя существует множество методов химического уничтожения ГФУ-23 на производственных объектах, это соединение продолжает выбрасываться в атмосферу. Например, содержание ГФУ-23 в атмосфере увеличилось на 44% в период с 2009 по 2019 год. В 2019 году радиационное воздействие ГФУ-23 составило 0,006 Вт/м², что составляет примерно 15% от общего воздействия всех ГФУ. Кигалийская поправка поэтапно сокращает, совместно с другими ГФУ, нежелательное побочное производство ГФУ-23, но не предусматривает никаких конкретных мер контроля выбросов ГФУ-23. Вместо этого поправка обязывает страны уничтожать ГФУ-23 в максимально

возможной степени, чтобы избежать будущих выбросов и связанного с этим усиления воздействия на климат.

Климатические последствия использования ГФУ. Общий глобальный выброс ГФУ, выраженный в эквиваленте выбросов CO_2 , неуклонно растет с 2000 года, составив около 1 гигатонны эквивалента CO_2 в год в 2020 году (см. рисунок В19-1). Основные выбросы ГФУ — это ГФУ-134а, а также ГФУ-143а, ГФУ-125 и ГФУ-32, которые широко используются в смешанных хладагентах, таких как R404А (52% ГФУ-143а, 44% ГФУ-125 и 4% ГФУ-134а) и R410А (50% ГФУ-32, 50% ГФУ-125). Недавний рост потребления (и выбросов) ГФУ частично обусловлен заменой ГХФУ, которые постепенно выводятся из обращения в соответствии с Монреальским протоколом, на ГФУ. В 2019 году атмосферное содержание ГФУ внесло около 10% климатического воздействия всех галоидоуглеродных соединений (см. рисунок В17-2) и менее 1% общего климатического воздействия всех других долгоживущих парниковых газов (см. рисунок В17-1). Прогнозы, основанные на текущих моделях производства и потребления и будущем экономическом росте, показывают, что без Кигалийской поправки выбросы ГФУ могли бы достичь около 5 гигатонн эквивалента CO_2 в год к 2050 году и почти удвоить это значение к 2100 году (см. рисунок В19-1). Это прогнозируемое значение выбросов на 2050 год составляет около половины пикового значения выбросов ОРВ в эквиваленте CO_2 в 1987 году (см. рисунок В18-1). Таким образом, при отсутствии Кигалийской поправки прогнозируемый рост выбросов ГФУ в ближайшие десятилетия компенсирует значительную часть защиты климата, полученной за счет сокращения выбросов ОРВ в соответствии с Монреальским протоколом.

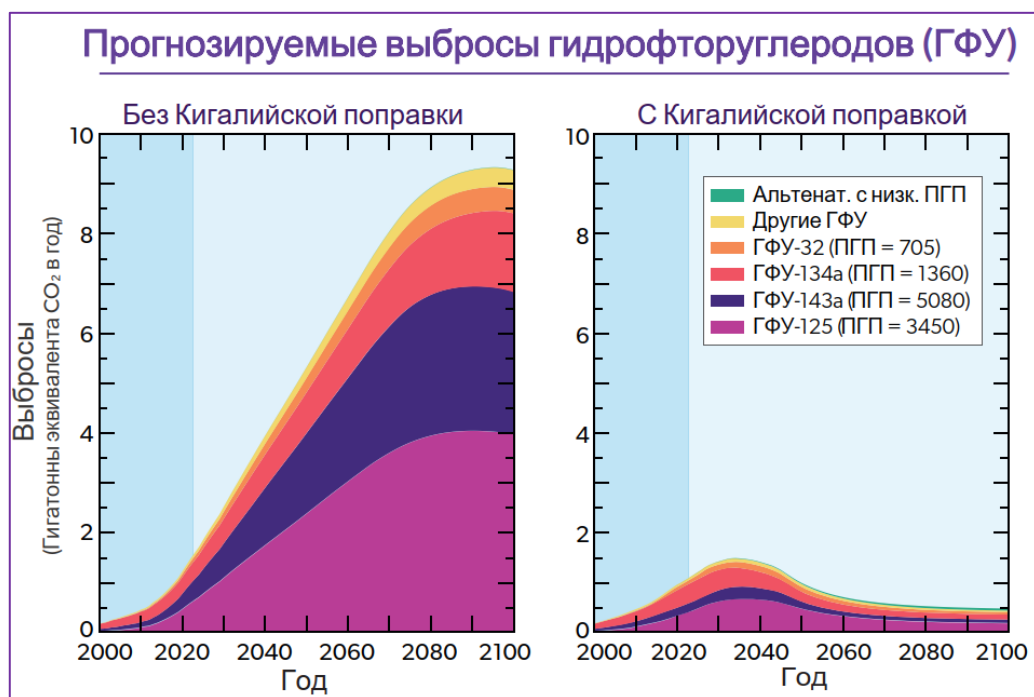


Рисунок В19-1. Выбросы ГФУ и Кигалийская поправка. Кигалийская поправка к Монреальскому протоколу ограничивает производство и потребление группы гидрофторуглеродов (ГФУ) с высоким потенциалом глобального потепления (ПГП). ГФУ считаются заменяющими соединениями для веществ, разрушающих озоновый слой (ОРВ), поскольку в ГФУ отсутствуют хлор и бром, и, следовательно, они не представляют прямой

угрозы озоновому слою. Избежание существенных выбросов ГФУ с высоким ПГП путем реализации Кигалийской поправки усилит защиту климата в будущем. ГФУ имеют широкий диапазон ПГП, учитывая их различные физические и химические свойства (см. Таблицу В6-1 и Рисунок В17-3). На панелях показаны выбросы широко используемых ГФУ с высоким ПГП. Выбросы взвешены по 100-летнему ПГП каждого соединения; с этим взвешиванием выбросы выражаются как эквивалентная масса CO_2 в год. На левой панели выбросы основаны на анализе атмосферных наблюдений до 2013 года и прогнозах до 2100 года, которые представляют верхний диапазон будущих глобальных выбросов при отсутствии Кигалийской поправки и национальных правил. На правой панели показаны выбросы, взвешенные по ПГП, основанные на атмосферных наблюдениях до 2020 года, а также прогнозы до 2100 года, снова предполагая международное соблюдение положений Кигалийской поправки. Прогнозы на правой панели включают категорию, называемую альтернативами с низким ПГП, которая состоит из соединений хладагентов, имеющих ПГП намного ниже, чем заменяемые ими хладагенты. Альтернативы с низким ПГП включают подмножество ГФУ, известных как гидрофторолефины (ГФО), которые также состоят только из атомов водорода, фтора и углерода. Химическая структура ГФО приводит к тому, что эти соединения более реакционноспособны в нижних слоях атмосферы (тропосфере), чем другие ГФУ, и, следовательно, ГФО имеют более короткое время жизни после выброса в атмосферу (см. Таблицу В6-1). В результате выбросы ГФО вызывают существенно меньшее радиационное воздействие, чем выбросы той же массы ГФУ с высоким ПГП.

Поправка Кигали. Будущее выбросов ГФУ было изменено Монреальским протоколом с принятием поправки Кигали в 2016 году. Поправка требует поэтапного сокращения мирового производства и потребления ГФУ с высоким ПГП более чем на 80% (в эквиваленте CO_2) от базового уровня в течение следующих 30 лет. График поэтапного сокращения учитывает озабоченности и интересы развитых и развивающихся стран, в том числе стран с высокой температурой окружающей среды, в которых, вероятно, в будущем возрастет спрос на использование кондиционеров. Поправка Кигали вступила в силу 1 января 2019 года. На рисунке В19-1 показано, как положения поправки значительно сокращают прогнозируемые выбросы ГФУ в ближайшие десятилетия. Выбросы ГФУ, которых удастся избежать к 2100 году, составят около 420 гигатонн эквивалента CO_2 , что составляет более 10 лет нынешних ежегодных выбросов CO_2 в результате деятельности человека.

Расширение защиты климата. Поправка Кигали существенно расширяет защиту климата, предоставляемую Монреальским протоколом (см. В18). При полной реализации поправки годовые глобальные выбросы ГФУ достигают своего пикового значения до 2040 года (см. рисунок В19-1). Без поправки прогнозируется, что годовые выбросы будут увеличиваться до тех пор, пока не будет достигнуто насыщение рынка во второй половине века, при значении около 10 гигатонн эквивалента CO_2 в год, что почти в пять раз больше пика выбросов в соответствии с поправкой. Кроме того, как показано на рисунке В19-2, долгосрочное радиационное воздействие климата, которое пропорционально содержанию в атмосфере, существенно снижается. Без поправки прогнозируемое радиационное воздействие ГФУ увеличивается в течение этого столетия, достигая значения около $0,6 \text{ Вт/м}^2$ в 2100 году. В этом сценарии радиационное воздействие, вызванное ГФУ, к концу столетия превышает воздействие закиси азота и

соперничает с воздействием метана. С принятием поправки радиационное воздействие на климат со стороны ГФУ достигает пикового значения до 2050 года и постепенно снижается примерно до $0,07 \text{ Вт/м}^2$ в 2100 году. Диапазоны значений радиационного воздействия для метана и закиси азота в 2100 году, как показано на рисунке В19-2, значительно превышают воздействие в $0,07 \text{ Вт/м}^2$, обусловленное ГФУ, согласно Кигалийской поправке.

Преимущество от избежания радиационного воздействия ГФУ в течение многих десятилетий в результате положений Кигалийской поправки можно выразить как предотвращенное повышение глобальной средней температуры поверхности. Прогнозируется, что повышение температуры к 2100 году из-за будущего роста ГФУ в атмосфере без Кигалийской поправки и национальных правил составит от $0,3$ до $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (см. рисунок В19-2). Напротив, прогнозируется, что повышение температуры составит около $0,06 \text{ }^\circ\text{C}$ при полной реализации поправки, что значительно меньше, например, потепления, ожидаемого из-за прогнозируемого содержания метана и закиси азота в 2100 году. В настоящее время глобальное потепление из-за всех выбросов в результате деятельности человека составляет около $1,2 \text{ }^\circ\text{C}$ с 1750 года, начала индустриальной эры. Целью Парижского соглашения Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата является ограничение глобального потепления до уровня значительно ниже $2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ с начала индустриальной эры и продолжение усилий по ограничению глобального потепления до $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Повышение температуры на $0,3\text{--}0,5 \text{ }^\circ\text{C}$, которого удалось избежать благодаря Кигалийской поправке, вносит существенный вклад в достижимость этой цели.

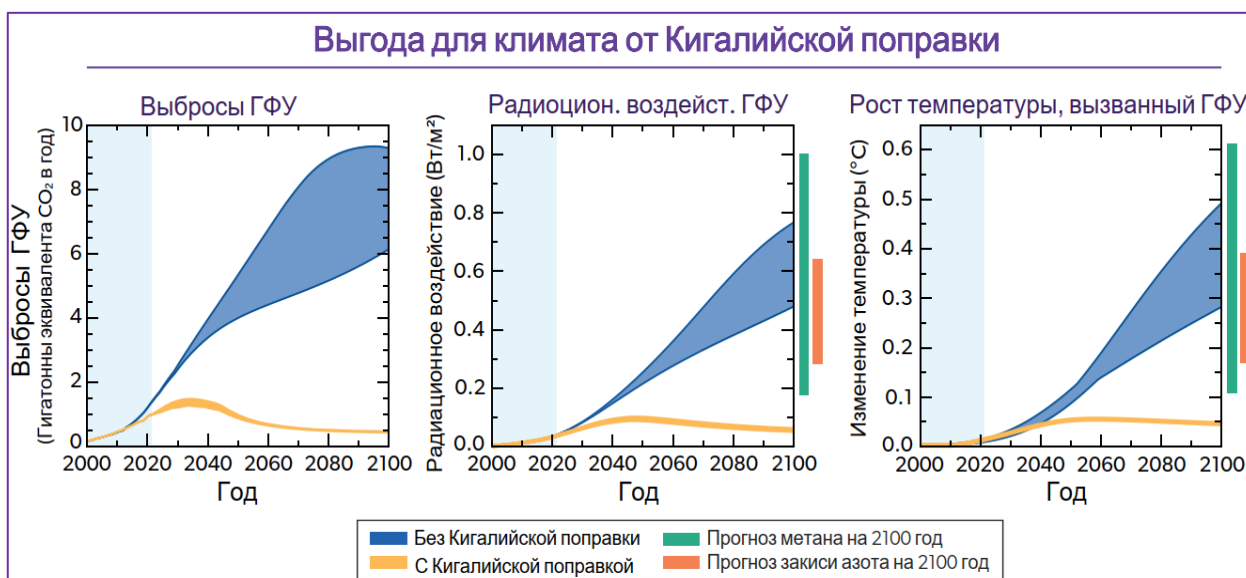


Рисунок В19-2. Защита климата Кигалийской поправкой. Успешная реализация Кигалийской поправки усилит защиту климата Земли, предоставляемую Монреальским протоколом. Панели показывают выбросы в эквиваленте CO_2 (слева), радиационное воздействие (в середине) и температуру поверхности (справа) для сценариев выбросов ГФУ без (заштрихованные синим цветом области) и с (золотыми линиями) реализацией Кигалийской поправки и национальных правил. Исторические выбросы ГФУ получены из атмосферных наблюдений. Выбросы за последние годы основаны на прогнозах моделей производства и потребления, а также будущего экономического роста. Все выбросы

взвешены по 100-летнему ПГП каждого соединения (выбросы в эквиваленте CO_2). Выбросы ГФУ-23 исключены. Прогнозы выбросов без Кигалийской поправки и национальных правил основаны на нижнем и верхнем диапазонах прогнозируемого потребления ГФУ. Рост средней глобальной температуры поверхности из-за выбросов ГФУ показан, начиная с 2000 года. Для сравнения, радиационное воздействие и рост температуры поверхности показаны для метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) в средней и правой частях панели соответственно для 2100 года на основе накопленных выбросов с 1750 года. Соблюдение поправки Кигали может позволить избежать повышения глобальной температуры поверхности на 0,3–0,5 °C в течение этого столетия из-за ограничений на будущие выбросы ГФУ с высоким ПГП.

Вещества с низким ПГП. Поправка Кигали поощряет использование веществ с низким ПГП или других альтернатив для замены ГФУ с высоким ПГП в ближайшие десятилетия (см. Таблицу В6-1 и Рисунок В17-3). Другие альтернативы включают пропан, аммиак и другие экологически чистые технологии. Вещества с низким ПГП включают подмножество ГФУ, известных как гидрофторолефины (ГФО), которые также состоят только из атомов водорода, фтора и углерода. Химическая структура ГФО включает двойную углеродную связь, что делает эти соединения более реакционноспособными в нижних слоях атмосферы (тропосфере), чем другие ГФУ. Следовательно, ГФО имеют очень короткое время жизни в атмосфере. Одно из таких соединений, ГФО-1234yf, имеет время жизни всего 12 дней, в отличие от ГФУ-23, ГФУ-143a и ГФУ-134a со временем жизни 228, 52 и 14 лет соответственно (см. Таблицу В6-1). Короткое время жизни ГФО в атмосфере приводит к очень низкому ПГП. В результате выброс ГФО приводит к существенно меньшему воздействию на климат, чем воздействие, вызванное выбросом той же массы ГФУ с высоким ПГП (см. рисунок В19-1).

Прогнозы выбросов в соответствии с Кигалийской поправкой включают группу соединений, обозначенных как Альтернативы с низким ПГП на рисунке В19-1. Ожидается, что эти соединения покроют спрос на приложения из секторов, в которых использование ГФУ с высоким ПГП постепенно сокращается. Даже при выбросах большой массы этих альтернатив с низким ПГП будущий прогнозируемый вклад в изменение климата намного меньше, чем вклад прогнозируемых выбросов ГФУ с высоким ПГП в отсутствие Кигалийской поправки.

Другие экологические последствия использования ГФУ. Ожидается, что содержание трифторуксусной кислоты (ТФУ, химическая формула $\text{C}_2\text{HF}_3\text{O}_2$) в атмосфере увеличится в ближайшие десятилетия из-за будущих выбросов ГФУ (включая ГФО), ГХФУ и родственных соединений. Когда эти соединения распадаются в атмосфере, они производят ТФУ, стойкий, долгоживущий химикат с потенциально вредным воздействием на животных, растения и людей. Текущая концентрация ТФУ в дождевой воде и океанской воде, как правило, намного ниже пределов токсичности. Потенциальное будущее воздействие ТФУ на окружающую среду является предметом активных исследований.

Будущее. Поэтапное сокращение ГФУ в соответствии с Кигалийской поправкой устанавливает путь, на котором ГФУ будут играть очень ограниченную роль в будущем воздействии на климат. Достижение максимальной защиты климата от внедрения поправки требует, чтобы соединения, заменяющие ГФУ с высоким ПГП, имели гораздо меньший или незначительный ПГП. Технологические разработки, связанные с заменяющими веществами с низким ПГП или другими альтернативами, наряду с улучшением холодильного и кондиционерного оборудования помогут достичь этой максимальной защиты. Выброс парниковых газов при производстве электроэнергии для питания холодильного и кондиционерного оборудования способствует косвенному воздействию на климат в этом секторе. Повышение энергоэффективности оборудования в этом секторе при переходе на альтернативные хладагенты с низким ПГП может потенциально удвоить прямые климатические выгоды Кигалийской поправки. Сочетание заменяющих соединений с низким ПГП, повышения энергоэффективности и роста возобновляемых источников энергии имеет большой потенциал для минимизации прямого и косвенного вклада в воздействие на климат со стороны глобальных холодильных и кондиционерных приложений.

Вопрос 20. Какие изменения стратосферного озона прогнозируются на ближайшие десятилетия?

Восстановление глобального озонового слоя от воздействия озоноразрушающих веществ (ОРВ) ожидается примерно в середине XXI века, при условии соблюдения Монреальского протокола во всем мире. Восстановление будет происходить по мере снижения содержания ОРВ и реактивных галогенных газов в стратосфере в ближайшие десятилетия. Помимо реагирования на ОРВ, содержание озона будет все больше зависеть от изменения климата. Воздействие будущего изменения климата на озоновый слой будет различаться между тропиками, средними широтами и полярными регионами и сильно зависеть от будущих выбросов углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O). В течение длительного периода восстановления крупные извержения вулканов могут временно сократить количество озона в мире на несколько лет.

Ожидаемое восстановление глобального и полярного озонового слоя является прямым следствием успеха Монреальского протокола в сокращении мирового производства и потребления ОРВ. В настоящее время атмосферное содержание большинства основных ОРВ и соответствующие годовые значения эквивалентного эффективного стратосферного хлора (EESC) снижаются (см. В15). В отличие от уменьшающейся роли ОРВ, ожидается, что изменения климата будут оказывать все большее влияние на будущие уровни общего озона. Изменение климата обусловлено прогнозируемым ростом содержания парниковых газов (ПГ), в первую очередь углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O). Увеличение количества ПГ приведет к изменениям температуры, химии и циркуляции стратосферы, все из которых влияют на озон. Химико-климатические модели могут использоваться для прогнозирования того, как озон, как ожидается, отреагирует на изменения ОРВ и климата в определенных географических регионах в период восстановления. Отдельные события, такие как крупные извержения вулканов и лесные пожары, или преднамеренные действия, такие как выброс аэрозолей в стратосферу для смягчения глобального потепления, также могут влиять на будущие уровни озона.

Использование моделей климата. Модели климата (МК) представляют собой сложные компьютерные программы, которые моделируют температуру, ветры, радиацию и химический состав атмосферы, включая стратосферный озон. Моделирование озона проводится в зависимости от времени, высоты и географического положения. Представленные здесь прогнозы общего содержания озона основаны на результатах группы моделей химии и климата, которые учитывают влияние изменений в ОРВ и ПГ. Эти модели показывают, как изменения в озоне, как ожидается, будут варьироваться в зависимости от географических регионов, оценивая сложные взаимодействия процессов, которые контролируют озон и климат, включая радиацию, химию и перенос химических веществ стратосферными ветрами. Входные данные модели включают исторические и прогнозируемые концентрации ОРВ, ПГ (включая CO_2 , CH_4 и N_2O), загрязняющие воздух газы, а также поступающую солнечную радиацию. Результаты моделирования моделей климата используются для

определения конкретных процессов, которые важны для будущего содержания озона. Например, модельные прогнозы, обусловленные ростом содержания парниковых газов в атмосфере в ближайшие десятилетия, показывают усиление глобальной атмосферной циркуляции, которая переносит воздух из тропосферы в стратосферу в тропиках, перемещает стратосферный воздух к полюсам в обоих полушариях, а затем возвращает воздух в тропосферу в средних и высоких широтах. Эти изменения циркуляции существенно изменяют глобальное распределение озона и время жизни в атмосфере ОРВ и других долгоживущих газов (см. В6). Кроме того, в то время как ожидается, что поверхность Земли продолжит нагреваться в ответ на положительное радиационное воздействие на климат со стороны парниковых газов (см. В17), ожидается, что стратосфера продолжит охлаждаться. Более холодная верхняя стратосфера приводит к увеличению озона, поскольку более низкие температуры замедляют реакции в газовой фазе, ответственные за потерю озона. И наоборот, более холодные условия на более низких высотах в полярной стратосфере могут усугубить потерю озона, особенно если увеличится присутствие полярных стратосферных облаков (ПСО).

Метан и закись азота участвуют в химии, определяющей уровни стратосферного озона. Основным эффектом более высоких количеств CH_4 является увеличение озона, в то время как эффектом роста N_2O является уменьшение озона. Стратосферное разложение CH_4 приводит к образованию более реактивных водородных газов, которые производят озон в самых нижних частях стратосферы и увеличивают превращение реактивного хлора в его резервуарный газ HCl (см. В7). Разложение CH_4 также приводит к большему содержанию H_2O , который охлаждает верхнюю стратосферу, замедляя реакции потери озона. Наоборот, разложение N_2O производит реактивные азотные газы, которые разрушают озон (см. В8). Влияние более высоких количеств N_2O на истощение озонового слоя становится все более важным по мере снижения уровней галогенов.

Моделирование недавних изменений озона. Сравнение результатов модели с наблюдениями помогает подтвердить причины истощения озона и повысить уверенность в модельных прогнозах будущих количеств озона. Двумя важными показателями являются глобально усредненное общее содержание озона в столбе за пределами полярных регионов (см. В3) и общее содержание озона в Антарктике в октябре (месяц пикового истощения озона). Эти наблюдения сравниваются с моделированием из группы моделей химии и климата на рисунке В20-1. Оба временных ряда озона показывают существенное истощение с 1980 года. Средние модельные значения озона следуют за наблюдаемым общим снижением в обоих регионах, что позволяет предположить, что основные процессы, связанные с истощением озона, хорошо представлены этими моделями.

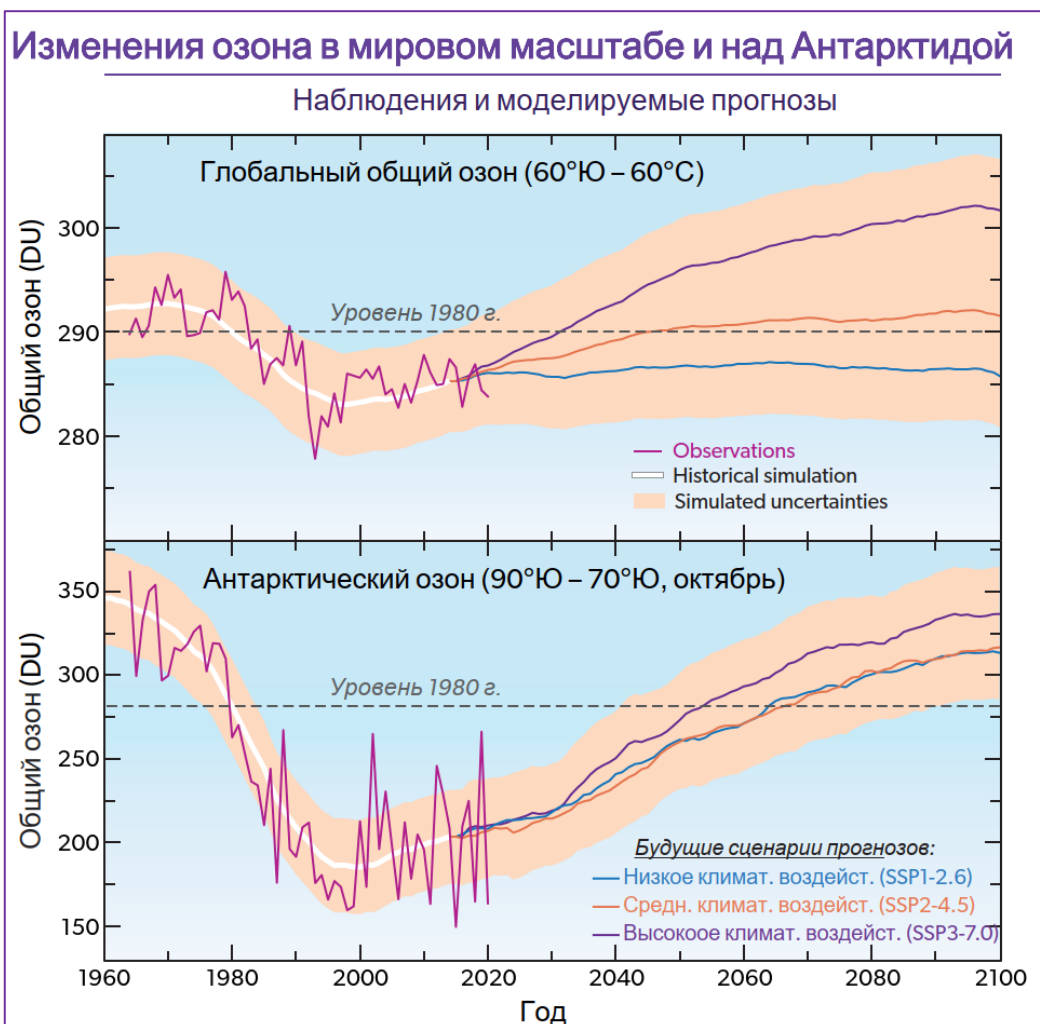


Рисунок В20-1. Моделирование истощения озонового слоя. Моделирование химико-климатической модели, учитывающее изменения в озоноразрушающих веществах (ОРВ) и парниковых газах (ПГ), широко используется для оценки прошлых изменений озона и прогнозирования будущих значений озона. Согласованность между результатами модели и наблюдениями повышает уверенность в прогнозах модели и нашем понимании процессов, приводящих к истощению озонового слоя. Наблюдаемые значения общего содержания озона (в единицах Добсона, DU) ежегодно усреднялись по широте 60°ю.ш.–60°с.ш. (верхняя панель) и общие значения озона по широте 70°ю.ш.–90°ю.ш. в течение октября (нижняя панель) снизились в течение последних десятилетий предыдущего столетия (пурпурные линии). Будущие прогнозы ОРВ предполагают соблюдение Монреальского протокола, а будущие концентрации ПГ следуют либо сценарию SSP1-2.6 (слабое воздействие на климат), SSP2-4.5 (среднее воздействие на климат) или SSP3-7.0 (сильное воздействие на климат) на 2015–2100 гг. Неопределенности моделирования для смоделированного озона представляют собой стандартное отклонение относительно мультимодельного среднего (MMC), либо добавленного к SSP3-7.0 MMC (верхний предел), либо вычтенного из SSP1-2.6 MMC (нижний предел). Поскольку в этом столетии содержание ОРВ снижается, прогнозируют, что глобальное общее содержание озона будет неуклонно расти и превысит значение 1980 года к середине столетия для сценария среднего воздействия на климат. Прогнозируется, что антарктический озон в октябре превысит значения 1980 года примерно к середине столетия для всех трех сценариев.

Существуют значительные годовые колебания глобального и антарктического озона, которые не учитываются этими симуляциями. Различия между наблюдаемыми и

смоделированными значениями озона обусловлены такими факторами, как межгодовая метеорологическая изменчивость, которые не очень хорошо представлены в этих симуляциях. За период с 1996 по 2020 год наблюдаемый глобальный озон демонстрировал значительную изменчивость и немного вырос, менее чем на 1% (см. B12). Антарктический озон в октябре демонстрировал еще большую годовую изменчивость, но появляются признаки того, что озоновая дыра уменьшилась в размерах и глубине (максимальное количество истощения озона) с 2000 года, особенно в сентябре, когда эффекты метеорологической изменчивости меньше (см. B10).

Долгосрочные прогнозы общего содержания озона. Изменения общего содержания озона, полученные с помощью моделей химии и климата, показаны для 1960–2100 гг. на рисунке B20-1. Эти моделирования используют прогнозируемое содержание ОРВ, приведенное в отчете «Научная оценка истощения озонового слоя» за 2018 г. Расчет EESC (см. B15) на основе этого прогноза ОРВ за 2018 г. показывает возврат к уровню 1980 г. в 2061 и 2077 гг. для стратосферы средних широт и полярных областей соответственно.

Моделирование моделей, показанное на рисунке B20-1, использует прогнозы CO_2 , CH_4 и N_2O , называемые Общими социально-экономическими путями (SSP). Каждый SSP дает оценку будущего содержания парниковых газов на основе прогнозируемых выбросов, которые построены с использованием различных предположений о росте населения и экономическом развитии, а также технологических инновациях и политических решениях, связанных с окружающей средой. На рисунке B20-1 показана эволюция среднегодового озона за пределами полярных регионов (60°ю.ш. – 60°с.ш.) (вверху) и озона в октябре в районе 70°ю.ш. – 90°ю.ш. (внизу) для сценария высокого воздействия на климат (SSP3-7.0; фиолетовая линия), среднего сценария (SSP2-4.5; темно-оранжевая линия) и низкого сценария (SSP1-2.6; синяя линия). Эти три линии представляют собой мультимодельную среднюю проекцию (MMC) из многочисленных моделей.

Эти моделирования показывают, что будущее восстановление озонового слоя за пределами полярных регионов будет регулироваться в основном парниковыми газами, предполагая дальнейшее соблюдение Монреальского протокола. Широкий диапазон возможных будущих уровней CO_2 , CH_4 и N_2O является важным ограничением для предоставления точных будущих прогнозов озона в глобальном масштабе и для озоновой дыры (рисунок B20-1), а также в других географических регионах. Для 60°ю.ш. – 60°с.ш. общее содержание озона восстанавливается до уровня 1980 года быстрее в сценарии высокого воздействия на климат, поскольку большое будущее увеличение как CO_2 , так и CH_4 имеет тенденцию увеличивать озон. В сценарии низкого воздействия на климат прогнозирует, что озон над 60°ю.ш. – 60°с.ш. может не достичь уровня 1980 года к концу этого столетия. В этой модели низкого воздействия на климат будущее снижение общего содержания озона, вызванное ростом N_2O , перевешивает небольшое будущее увеличение содержания озона, вызванное CO_2 и CH_4 . Для сценария

среднего воздействия на климат (темно-оранжевая линия на рисунке В20-1) прогнозируется, что общее содержание озона над 60° ю.ш.–60° с.ш. вернется к уровню 1980 года около 2040 года.

Диапазон отклонения вычисленных значений озона из этих моделей для всех трех сценариев показан оранжевой заштрихованной областью на рисунке В20-1 (см. подпись), которая отображает неопределенность в модельных прогнозах озона для обоих регионов. Существует значительный диапазон модельных прогнозов для общего содержания озона в конце столетия для 60° ю.ш.–60° с.ш. из-за чувствительности к фактическому будущему содержанию ПГ для трех рассматриваемых здесь сценариев, а также из-за различий между ССМ относительно того, как стратосферная циркуляция фактически отреагирует на конкретный сценарий ПГ. Моделирование на рисунке В20-1 показывает, что для озоновой дыры Антарктиды (октябрь, 70° ю.ш.–90° ю.ш.) будущая эволюция общего содержания озона в значительной степени регулируется ОРВ, с умеренной чувствительностью к ПГ. Здесь прогнозируется, что общее содержание озона вернется к уровню 1980 года в 2066 году как для сценариев низкого, так и среднего воздействия на климат (синяя и темно-оранжевая линии, рисунок В20-1). В сценарии высокого воздействия на климат прогнозируется более быстрое восстановление общего содержания озона в октябре для 70° ю.ш.–90° ю.ш. с возвращением к уровню 1980 года в середине столетия. Из-за воздействия парниковых газов эти годы восстановления для возвращения общего содержания озона в Антарктике к уровню 1980 года предшествуют 2078 году, который является годом, в котором ЕЕСС, как прогнозируется, вернется к своему уровню 1980 года для полярной стратосферы.

Мультимодельное среднее значение моделирования, проведенного для средних широт Северного полушария (35° с.ш.–60° с.ш.) и средних широт Южного полушария (35° ю.ш.–60° ю.ш.) (результаты не показаны), прогнозирует возвращение общего содержания озона к уровню 1980 года около 2035 и 2045 годов соответственно для сценария среднего воздействия на климат. Более быстрое возвращение общего содержания озона к прогнозируемому уровню 1980 года для средних широт СП в рамках этого сценария вызвано большей чувствительностью озона к будущему содержанию ПГ по сравнению с ЮП, как объясняется ниже. Возврат к уровню 1980 года общего содержания озона для средних широт как СП, так и ЮП произойдет значительно раньше, чем в 2061 году, когда ЕЕСС, как прогнозируется, вернется к уровню 1980 года. Наконец, модель для тропиков (20° ю.ш. – 20° с.ш.) (результаты не показаны) в рамках сценария среднего воздействия на климат показывает, что общее содержание озона останется ниже уровня 1980 года до конца этого столетия.

На рисунке В20-2 показано, для шести географических регионов, совокупное воздействие на озон будущих изменений в ОРВ, ПГ CO₂, CH₄ и N₂O (белая линия, обозначенная как «Сумма всех газов»), а также индивидуальное воздействие на озон каждого ПГ и всех ОРВ. Это воздействие на озон определяется путем изменения

распространенности каждой величины по отдельности, при этом сохраняя распространенность других величин постоянной на уровне 1960 года. Все результаты, показанные на рисунке B20-2, относятся к сценарию среднего воздействия на климат SSP2-4.5 и основаны на моделировании. Таким образом, сроки восстановления озона до уровня 1980 года немного отличаются от значений, указанных выше, которые основаны на моделировании. На рисунке B20-2 изменение озона показано относительно уровня 1960 года, чтобы более четко отобразить результаты до 1980 года.

Разбивка отдельных факторов будущего озона для этих шести выбранных регионов, показанная на рисунке B20-2, является наглядным примером сложности прогнозирования будущего восстановления стратосферного озона, поскольку чувствительность к различным факторам существенно различается между регионами.

Будущие изменения общего содержания озона в различных регионах описаны относительно возвращения к уровню 1960 года (см. подпись к рисунку):

- **Антарктика.** Изменения общего содержания озона происходят в Антарктике весной (октябрь). Химико-климатические модели показывают, что ОРВ являются преобладающим фактором истощения озонового слоя Антарктики в прошлом и в предстоящие десятилетия. Будущее увеличение CO_2 и CH_4 в этом сценарии приводит к увеличению содержания озона, в то время как будущее увеличение N_2O уменьшает содержание озона. Все эти воздействия на озон меньше, чем нынешнее воздействие ОРВ, а эффекты CO_2 , CH_4 и N_2O почти нейтрализуют друг друга в конце столетия. В результате изменения общего содержания озона при учете всех воздействий (белая линия) в основном следуют изменениям, вызванным ОРВ (темно-розовая заштрихованная область). Хотя метеорологическая изменчивость в Антарктике в конце зимы/начале весны, когда происходит истощение озона, вызывает значительный диапазон в наблюдениях и модельных прогнозах (см. рисунок B20-1), прогнозируется, что общее содержание озона в Антарктике останется ниже уровня 1960 года в течение оставшейся части этого столетия.
- **Арктика.** Изменения общего содержания озона в Арктике весной (март) значительно меньше, чем в Антарктике (см. B11). После середины столетия общее содержание озона в Арктике увеличивается до значений, превышающих ожидаемые только за счет будущих сокращений ОРВ из-за усиления атмосферной циркуляции и усиленного охлаждения стратосферы, связанного с ростом парниковых газов, таких как CO_2 . Для этого сценария среднего воздействия на климат прогнозируется, что общее содержание озона в Арктике весной превысит уровень 1960 года примерно после 2065 года.

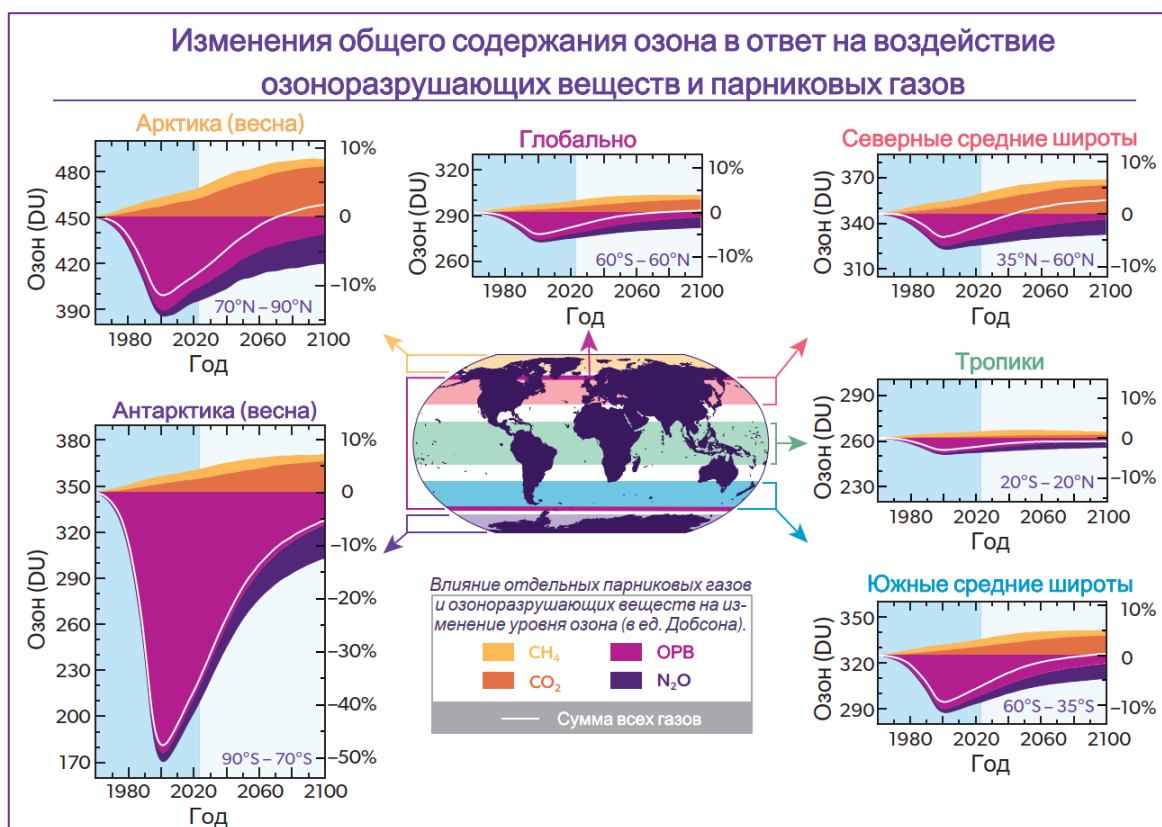


Рисунок В20-2. Изменения общего содержания озона в ответ на парниковые газы и ОРВ. Результаты модельного моделирования одного ХХМ показывают чувствительность общего содержания озона к отдельным изменениям в содержании парниковых газов CO₂, CH₄ и N₂O, а также к ОРВ, начиная с 1960 года. Эти изменения общего содержания озона (в единицах Добсона, DU) показаны для весны в полярных регионах (март для Арктики и октябрь для Антарктики) и для среднегодового значения для тропиков, как для северных, так и для южных средних широт, и для глобального среднего значения за пределами полярных регионов («Глобальный»). Сплошные заштрихованные области иллюстрируют, как каждый конкретный газ (или семейство газов для ОРВ) влияет на общее содержание озона, с отрицательными вкладами, показанными ниже уровня озона 1960 года, и положительными вкладами, показанными выше. Эти моделирования используют CO₂, CH₄ и N₂O из сценария среднего воздействия на климат (SSP2-4.5) рисунка В20-1. Содержание парниковых газов и ОРВ варьируется индивидуально, в то время как другие поддерживаются на уровне 1960 года для расчета вклада отдельных компонентов в предшествующее и прогнозируемое общее содержание озона. Увеличение CO₂ приводит к снижению температур в стратосфере. Более низкие температуры замедляют скорость большинства химических реакций разрушения озона, особенно тех, которые регулируют содержание озона за пределами полярных регионов, что приводит к увеличению содержания озона. Увеличение CO₂ также усиливает перенос озона из тропиков в средние и высокие широты стратосферными ветрами. Увеличение содержания CH₄ приводит к изменениям в химии стратосферы, которые усиливают увеличение содержания озона, вызванное охлаждением стратосферы. И наоборот, ожидаемое будущее увеличение содержания N₂O приводит к значительному уменьшению содержания озона из-за химических эффектов. Поскольку содержание ОРВ в атмосфере снижается к концу этого столетия, уменьшение содержания озона из-за увеличения содержания N₂O может стать более заметным. Белая линия «Сумма всех газов» на каждой панели отображает совокупное воздействие на озон CO₂, CH₄, N₂O и ОРВ.

- **Северные и южные средние широты.** Изменения среднегодовых значений общего содержания озона в средних широтах намного меньше, чем потери

весной в полярных регионах. В северных средних широтах моделирование всех воздействий (белая линия) указывает на возвращение общего содержания озона к значению 1960 года около 2045 года, хотя EESC остается выше значения 1960 года до конца столетия. В южных средних широтах общее содержание озона возвращается к уровню 1960 года около 2085 года, примерно на четыре десятилетия позже, чем прогнозировалось для Северного полушария. Максимальное истощение озона около 2000 года намного больше для Южного полушария, и общее содержание озона более точно следует за истощением, вызванным ОРВ. Такое поведение отражает влияние антарктической озоновой дыры на южные средние широты, вызванное переносом воздуха с истощенным озоновым слоем после распада полярного вихря поздней весной (см. В10). Большее значение общего содержания озона в средних широтах с середины до конца этого столетия, когда учитываются все воздействия (белые линии), по сравнению с истощением озона, вызванным только ОРВ (темно-розовая заштрихованная область), отражает влияние изменений стратосферной циркуляции и верхних стратосферных температур под воздействием CO_2 и CH_4 для этого сценария среднего воздействия на климат, особенно в СП.

- **Тропики.** Общие изменения озона в тропиках меньше, чем в любом другом регионе. Озон менее чувствителен к ОРВ в тропической стратосфере из-за доминирующей роли производства и переноса в контроле озона и низкого количества реактивных галогенов, имеющих в этом регионе (см. В12). Общее содержание озона постепенно увеличивается примерно до 2060 года, а затем остается довольно постоянным и немного ниже уровня 1960 года до конца столетия. Почти постоянное значение тропического озона во второй половине столетия в первую очередь обусловлено усилением стратосферной циркуляции, вызванным изменением климата, что приводит к усилению переноса озона из тропиков в средние широты. Это изменение циркуляции также влияет на арктические и средние широты, как отмечено выше.
- **Земной шар.** Прогнозируется, что среднегодовое глобальное (60°ю.ш. до 60°с.ш.) общее содержание озона вернется к уровню 1960 года около 2075 года, хотя EESC останется выше значения 1960 года до конца столетия. Анализ модели химико-климатических исследований показывает, что раннее возвращение общего содержания озона относительно EESC, а также рост в конце столетия являются в первую очередь результатом охлаждения верхних стратосферных слоев и усиления стратосферной циркуляции, вызванного ростом выбросов парниковых газов. К концу этого столетия увеличение содержания N_2O может привести к большему истощению озонового слоя (темно-синяя затененная область), чем ОРВ (темно-розовая затененная область).

Будущее ультрафиолетовое излучение. Прогнозы долгосрочных изменений общего содержания озона можно использовать для оценки долгосрочных изменений солнечного ультрафиолетового (УФ) излучения, достигающего поверхности Земли (см.

B16). Компонент УФ-В ультрафиолетового излучения (см. B2) уменьшается по мере увеличения общего содержания озона. На основе увеличения содержания озона в прогнозах модели химии и климата ожидается, что к концу столетия УФ-В-излучение при ясном небе (без облаков) будет ниже значения 1960 года на большей части земного шара в регионах, которые в настоящее время не затронуты высокими уровнями загрязнения тропосферного воздуха. Ожидается, что значения УФ-В-излучения при ясном небе останутся высокими в Антарктиде, где общее содержание озона, как ожидается, останется ниже значения 1960 года даже в конце этого столетия.

Вулканы, лесные пожары и климатическое вмешательство. Есть несколько факторов, не включенных в прогнозы модели химии и климата, показанные выше, которые могут повлиять на будущие объемы общего озона. Например, взрывные извержения вулканов временно сократили глобальный общий озон в прошлом (см. B13) за счет усиления слоя стратосферного сульфатного аэрозоля. Ожидается, что крупные вулканические извержения, которые происходят, пока значения EESC остаются высокими, сократят общий озон на несколько лет. Такие вулканические извержения являются дополнительным источником неопределенности, который не включен в прогнозы озона на рисунках B20-1 и B20-2. Экстремальные лесные пожары могут вызывать глубокие грозы, называемые облаками пирокумуло, которые выбрасывают частицы из горящей биомассы в стратосферу. Частицы горящей биомассы состоят из органического углерода, неорганических компонентов и значительной доли черного углерода, которые усиливают поглощение солнечной радиации. Вероятно, эти частицы пироКб оказывают воздействие на озоновый слой и климат существенно отличающимся от воздействия сульфатных аэрозолей.

Было предложено множество методов климатического вмешательства (также называемых геоинженерией) для уменьшения воздействия на климат со стороны человека. Широко обсуждаемым методом является преднамеренное увеличение сульфатных аэрозолей в стратосфере за счет прямых инъекций серосодержащих веществ, известных как стратосферная аэрозольная инъекция (SAI). При достаточном увеличении добавленные аэрозоли будут охлаждать поверхность Земли за счет увеличения отражения солнечного света обратно в космос, аналогично эффекту, наблюдаемому после извержений вулканов, которые выбрасывают сульфат в стратосферу (см. рисунок B13-1). Хотя SAI может уменьшить некоторые последствия глобального потепления, он не может восстановить прошлые климатические условия и может вызвать непреднамеренные побочные эффекты, включая изменения концентрации стратосферного озона, задержку восстановления озоновой дыры и изменения в атмосферной циркуляции. Аэрозольный нагрев самой нижней стратосферы с помощью SAI с использованием сульфатов может привести к дальнейшим остаточным воздействиям, включая изменения региональной температуры поверхности и характера осадков. Сколько аэрозоля потребуется впрыскивать и продолжительность этого впрыскивания будет зависеть от желаемых климатических результатов и траектории выбросов парниковых газов и усилий по

декарбонизации. Знак изменений стратосферного озона будет зависеть от деталей реализации SAI, а также от концентраций EESC и N₂O во время впрыскивания. Изменения в стратосферном водяном паре из-за колебаний температуры и циркуляции в результате SAI также могут играть роль в управлении тем, как SAI повлияет на стратосферный озон.

В настоящее время проводятся исследования с целью определения материалов для SAI, отличных от сульфата, которые обладают химическими и радиационными свойствами, которые могли бы уменьшить влияние SAI на озон и стратосферный нагрев. Эти исследования только начинаются; необходимы значительные лабораторные и модельные работы с материалами, отличными от сульфата, прежде чем их влияние на озон и стратосферный перенос можно будет надежно оценить.