Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт мониторинга климатических и экологических систем
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

УДК 551.510.532

Савельева Екатерина Сергеевна

ПОЛЯРНЫЕ ВИХРИ: ПРИЧИНЫ И ПОСЛЕДСТВИЯ АНОМАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

25.00.29 – Физика атмосферы и гидросферы

Диссертация на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Научный консультант:

член-корреспондент РАН,
доктор физико-математических наук,
профессор **Зуев Владимир Владимирович**

Томск – 2021

Оглавление

Введение 4

Глава 1. Особенности сезонных изменений стратосферных полярных вихрей 15

1.1. Физические величины, характеризующие динамику полярных вихрей 16

1.2. Сравнительная характеристика северного и южного полярных вихрей 20

1.3. Температурные аномалии внутри полярных вихрей 31

1.4. Озоновые аномалии внутри полярных вихрей 38

1.5. Арктические озоновые аномалии как индикатор усиления северного полярного вихря 48

1.6. Выводы 64

Глава 2. Влияние внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей 66

2.1. Влияние температуры тропической и субтропической стратосферы на динамику полярных вихрей 67

2.2. Динамика южного полярного вихря в условиях весеннего повышения температуры субтропической стратосферы 72

2.3. Динамика южного полярного вихря в условиях весеннего понижения температуры субтропической стратосферы 79

2.4. Выводы 92

Глава 3. Влияние вулканических извержений на динамику полярных вихрей 95

3.1. Вулканогенный разогрев тропической стратосферы как свидетельство увеличения стратосферного меридионального температурного градиента 97

3.2. Влияние извержений тропических вулканов на динамику полярных вихрей 118

3.3. Влияние извержений северных вулканов на формирование арктических озоновых аномалий 127

3.4. Влияние извержений южных вулканов на формирование антарктических озоновых аномалий 134
3.5. Выводы 143
Глава 4. Особенности аномальной динамики полярных вихрей 146
4.1. Метод оценки основных параметров полярного вихря, основанный на его оконтуривании 147
4.2. Особенности аномального усиления северного полярного вихря 153
4.3. Особенности аномального ослабления северного полярного вихря 157
4.4. Особенности аномальной динамики южного полярного вихря 161
4.5. Выводы 168
Глава 5. Последствия ослабления динамического барьера полярного вихря 171
5.1. Роль устойчивости северного полярного вихря в начале зимы в формировании арктической озоновой аномалии с конца зимы по весну 173
5.2. Последствия зимнего ослабления северного полярного вихря 180
5.3. Критерии ослабления динамического барьера полярного вихря 182
5.4. Выводы 201
Заключение 203
Список сокращений 206
Список литературы 207
Приложение 271

Введение

Диссертационная работа посвящена исследованию причин, последствий и особенностей аномальной динамики арктического и антарктического стратосферных полярных вихрей. В работе анализируются особенности сезонных изменений полярных вихрей, исследуется влияние вулканических извержений и изменений температуры внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей, рассматриваются причины весеннего усиления антарктического полярного вихря и последствия ослабления динамического барьера арктического полярного вихря.

Актуальность темы исследования

Исследования динамики стратосферных полярных вихрей ведутся более 70 лет и остаются актуальными в настоящее время. В научной литературе термин *полярный вихрь* используется в качестве сокращенного варианта термина *циркумполярный вихрь* и характеризует западное стратосферное течение планетарного масштаба, которое окружает полюс, перемещаясь в полярной и субполярной области [1–3]. Первые упоминания о существовании циркумполярных западных ветров в стратосфере появились в конце 1940-х годов [4, 5]. Термин *циркумполярный вихрь* появился в работах с 1950 г. [6], а его сокращенная форма *полярный вихрь* стала распространенной с конца 1950-х – начала 1960-х годов [7].

Значительный интерес к полярным вихрям обусловлен их существенной ролью в распределении стратосферного озона, движении воздушных масс в полярной и субполярной стратосфере и температурном режиме над полярной областью. Полярные вихри могут способствовать увеличению стратосферно-тропосферного обмена в период их наибольшего усиления, когда стратосферная температура внутри вихря значительно понижается, что приводит к уменьшению температурного градиента в районе тропопаузы. Полярные озоновые аномалии, формирующиеся внутри полярных вихрей с конца зимы по весну, способствуют

повышению приземного уровня опасного для биосферы ультрафиолетового (УФ) излучения на длинах волн короче 315 нм.

Как известно, масштабы и интенсивность разрушения стратосферного озона над полярной областью зависят от силы и устойчивости полярного вихря в весенний период [8–10]. Границы полярного вихря представляют собой динамический барьер, препятствующий меридиональному переносу стратосферного озона из тропических и средних широт в полярную область [11, 12]. При этом внутри полярного вихря при экстремально низких температурах (< –78 °C) формируются полярные стратосферные облака (ПСО), на поверхности и в объеме которых протекают гетерогенные реакции с высвобождением молекулярного хлора. При появлении солнечного излучения над полярным регионом молекулярный хлор фотодиссоциирует с образованием радикалов хлора, вступающих в каталитический цикл разрушения озона [13]. Озоновый слой является одной из основ поддержания жизни на Земле, защищая биосферу от губительного действия солнечного УФ-Б ($\lambda \sim 280–315$ нм) излучения. У растений УФ-Б радиация вызывает депрессию фотосинтеза вплоть до разрушения фотосинтетического аппарата. В океане коротковолновое УФ излучение губительно воздействует на фитопланктон и макрофиты. Для человека действие УФ-Б излучения может иметь негативные последствия, вызывая развитие карциномы, катаракты, а также изменения в иммунной системе.

Период существования полярных озоновых аномалий зависит от фазы квазидвухлетней цикличности (КДЦ). КДЦ определяет расположение субтропической критической линии ветра (линия, где среднезональное значение скорости ветра переходит через 0), которое влияет на распространение планетарных волн в стратосферу [14]. В результате, во время западной фазы КДЦ наблюдается зимне-весеннее усиление полярного вихря, а во время восточной – его ослабление, что проявляется в сроках, продолжительности и интенсивности разрушения стратосферного озона.

Формирование полярного вихря происходит вследствие осенне-зимнего увеличения стратосферного меридионального температурного градиента [2, 3].

Увеличение температурного градиента приводит к усилению термического ветра, проявляющемуся в последовательном ускорении зональных ветров по направлению к полярной области и усилении западного стратосферного зонального течения в районе 60° широт, формируется полярный вихрь [1, 15]. Крупные извержения тропических вулканов с индексом вулканической взрывчатости VEI (volcanic explosivity index) ≥ 5, выбрасывающие продукты в стратосферу, способствуют увеличению температурного градиента в результате потепления тропической стратосферы [16]. Весенние озоновые аномалии, наблюдающиеся после крупных вулканических извержений, формируются в результате усиления полярного вихря в условиях увеличения температурного градиента.

Стратосферные полярные вихри формируются осенью над зимним полушарием, усиливаются зимой и разрушаются в весенний период. Более раннее разрушение полярного вихря происходит в результате проникновения в стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн Россби и сопровождается возникновением внезапных стратосферных потеплений (ВСП). Если после ВСП полярный вихрь не восстанавливается, то происходит более ранняя перестройка циркуляции стратосферы. Зимний режим стратосферной циркуляции обусловлен существованием полярного вихря. Переход к летнему режиму происходит в результате весенней перестройки, которая в Северном полушарии, как правило, наблюдается с марта по апрель [17]. ВСП могут предварять финальное стратосферное потепление, связанное с разрушением полярного вихря.

Таким образом, поскольку полярные вихри являются элементами стратосферной циркуляции и определяют степень влияния внеполярной стратосферы на полярную стратосферу, а также масштабы, интенсивность и продолжительность разрушения стратосферного озона над полярной областью, то исследование причин, последствий и особенностей аномальной динамики полярных вихрей (в частности, под влиянием крупных вулканических извержений, фаз КДЦ и изменений температуры внеполярной стратосферы) является актуальной задачей.

Цель и задачи работы

Целью работы является исследование причин, последствий и особенностей аномальной динамики полярных вихрей в нижней стратосфере. Для достижения этой цели были поставлены и решены следующие задачи:

1. Исследовать особенности сезонных изменений стратосферных полярных вихрей.
2. Исследовать влияние внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей.
3. Исследовать влияние вулканических извержений на динамику полярных вихрей.
4. Исследовать особенности аномальной динамики полярных вихрей.
5. Исследовать последствия ослабления динамического барьера полярного вихря.

Методы исследования

Основным методом решения поставленных в работе задач является совместный анализ данных наземных и спутниковых наблюдений и данных глобальных атмосферных реанализов. В работе также использовались статистические методы, в частности корреляционный анализ, и траекторный анализ с помощью модели NOAA Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT).

Для анализа аномальной динамики стратосферных полярных вихрей в работе предложен новый метод, основанный на оконтуривании вихрей и позволяющий вычислить площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря с использованием значений геопотенциала, определенных по максимальным значениям градиента температуры и скорости ветра и, таким образом, характеризующих границы арктического и антарктического полярных вихрей. В среднем за 1979–2020 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе вихря на уровне 50 гПа составило

$\Phi^* = (19{,}50 \pm 0{,}15) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (19{,}30 \pm 0{,}17) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой, а на уровне 10 гПа – $\Phi^* = (29{,}50 \pm 0{,}30) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (29{,}30 \pm 0{,}33) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой. Расчеты проводились в среде MatLab с использованием данных реанализа ERA5, являющегося пятым поколением реанализов ECMWF и отличающегося высоким пространственным и временным разрешением (горизонтальное – 0,25° x 0,25°, временное – ежечасные). Применение данного метода высоко оправдано для исследования особенностей и последствий аномальной динамики арктического полярного вихря (характеризующегося значительной изменчивостью), поскольку позволяет его оконтурить.

Работа осуществлена на основе данных глобальных атмосферных реанализов ERA-Interim и ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), глобального реанализа общего содержания озона Tropospheric Emission Monitoring Internet Service (TEMIS) Европейского космического агентства (European Space Agency, ESA), спутниковых данных об основных параметрах полярных озоновых аномалий и стратосферной аэрозольной оптической толще Центра космических полетов им. Годдарда (Goddard Space Flight Center, GSFC) NASA, глобальных данных вертикальных профилей температуры и озона аэрологического радиозондирования атмосферы, собранных в базах данных Университета Вайоминга (University of Wyoming, Department of Atmospheric Science) и Всемирного центра данных по озону и ультрафиолетовому излучению (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre, WOUDC) WMO, данных о содержании компонент атмосферы международной глобальной сети Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC) Национальной метеорологической службы (National Weather Service, NWS) NOAA, данных об извержениях вулканов Глобальной программы вулканизма (Global Volcanism Program, GVP) Смитсоновского института (Smithsonian Institution, Department of Mineral Sciences), данных о скорости зонального ветра на уровне 30 гПа в районе экватора Института метеорологии, Берлин (Institute of Meteorology, Department of Earth

Sciences) для определения фаз КДЦ, метеоданных Global Data Assimilation System (GDAS) Национального центра прогнозирования окружающей среды (National Center for Environmental Prediction, NCEP) NOAA для расчета траекторий движения воздушных масс по модели NOAA HYSPLIT.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Высокая устойчивость и сила антарктического полярного вихря зимой, по сравнению с динамикой арктического вихря, и его ежегодное весеннее усиление обусловлены влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, где в Южном полушарии наблюдается постепенный рост начиная с марта и максимум в сентябре, способствующие увеличению стратосферного меридионального температурного градиента. В свою очередь, в Северном полушарии наблюдается рассогласованность в сезонных изменениях температуры субтропической стратосферы и скорости зонального ветра на 60° с.ш.
2. Влияние вариаций температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря существенно усиливается в весенний период. Потепления/похолодания в нижней субтропической стратосфере способствуют увеличению/уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента и приводят к усилению/ослаблению полярного вихря. Увеличение температуры нижней субтропической стратосферы относительно климатической нормы с октября по ноябрь, сопровождающееся усилением полярного вихря и аномальным разрушением озона в этот период, наблюдалось в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг. Ее аномальное уменьшение, сопровождающееся ослаблением и более ранним разрушением полярного вихря, наблюдалось весной 2002 и 2019 гг.
3. Регистрируемые с сентября по декабрь крупные извержения тропических вулканов, характеризующиеся VEI = 3–4 и высотой выброса не менее 18 км, приводят к усилению северного полярного вихря и формированию

арктических озоновых аномалий в период с конца зимы по весну. Потепление в нижней тропической стратосфере после таких извержений, как правило, сохраняется в течение около полугода и способствует увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению полярного вихря в этот период.

4. Критериями аномального ослабления полярного вихря, предшествующего его разрушению, является снижение площади вихря менее 10 млн. км^2 и последующее уменьшение средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере, при которых полярный вихрь становится небольшим циклоном (характеризующимся высокими температурами и отсутствием динамического барьера) и разрушается в пределах 3-х недель.
5. Ослабления динамического барьера полярного вихря в зимний период, характеризующиеся локальным уменьшением скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с и сопровождающиеся разрушением частиц ПСО внутри вихря, приводят к тому, что в период с конца зимы по весну даже в условиях сильного вихря (содержащего вновь сформировавшиеся ПСО) разрушения озона не наблюдается.

Достоверность

Все представленные в диссертации результаты были получены на общедоступном фактическом материале с использованием стандартных методов анализа и могут воспроизводиться другими исследователями. Достоверность предложенного метода подтверждается хорошим согласием рассчитанных характеристик с данными наблюдений. Достоверность полученных результатов подтверждается соответствием с результатами других авторов, внутренней согласованностью результатов, а также экспертизой результатов в процессе публикаций в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах.

Научная новизна

1. Показана определяющая роль изменений температуры нижней субтропической стратосферы в формировании, усилении и ослаблении антарктического полярного вихря, который характеризуется смещенным в весенний период пиком активности в нижней стратосфере.
2. Показано, что усиление арктического полярного вихря в большинстве случаев наблюдалось вследствие повышения температуры нижней тропической стратосферы после извержений тропических вулканов с высотой выброса не менее 18 км.
3. Показано, что около 70 % арктических озоновых аномалий наблюдались в результате зимне-весеннего усиления северного полярного вихря после крупных извержений тропических вулканов.
4. Определены динамические характеристики полярного вихря: площадь вихря более 10 млн. км^2 и средняя скорость ветра по границе вихря более 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере.
5. Определены критерии ослабления динамического барьера полярного вихря в нижней стратосфере: локальное уменьшение скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с, сопровождающееся повышением температуры внутри вихря и разрушением частиц ПСО.

Научная и практическая значимость результатов работы

Научная и практическая ценность диссертации состоит в получении большого количества новых фактов и закономерностей, описывающих динамику стратосферных полярных вихрей и способствующих решению важной междисциплинарной проблемы влияния внеполярной стратосферы на формирование полярных озоновых аномалий, а также в разработке механизмов и количественных оценок такого влияния, которые могут быть использованы при моделировании глобальных и региональных климатических изменений.

Результаты диссертационной работы использовались при выполнении планов научно-исследовательской работы Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН по базовым бюджетным проектам «Погодно-климатические изменения в Сибири и Арктике в условиях усиления аэрозольных нагрузок» (2013–2016 гг., № госрегистрации 01201353356), «Влияние аэрозольных нагрузок на погодно-климатические изменения в Сибири и Арктике» (2017–2020 гг., № госрегистрации АААА-А17-117013050038-7) и «Мониторинг погодно-климатических и биосферных изменений в Сибири и Арктике» (2021–2025 гг., № госрегистрации 121031300156-5).

Личный вклад автора

Автором разработан метод оценки основных параметров стратосферных полярных вихрей, основанный на их оконтуривании, предложены критерии ослабления динамического барьера полярного вихря, выявлена зависимость динамики антарктического полярного вихря от изменений температуры нижней субтропической стратосферы.

Постановка цели и задач диссертационной работы, разработка методов решения поставленных задач, поиск и математическая обработка данных наблюдений, получение первичных результатов по теме диссертации выполнены лично автором. Результаты исследований обсуждались и анализировались совместно с научным консультантом член-корр. РАН, профессором В.В. Зуевым. Работы по исследованию влияния вулканических извержений на динамику полярных вихрей были инициированы проф. В.В. Зуевым.

Апробация работы

Основные результаты диссертационной работы докладывались на международных и всероссийских симпозиумах и конференциях: Сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу (Томск, 2013), Рабочая группа «Аэрозоли Сибири» (Томск, 2014, 2015, 2016), Международная школа-конференция молодых ученых «Состав атмосферы. Атмосферное электричество.

Климатические процессы» (Звенигород, 2012; Туапсе, 2015; Борок, 2020), Международная конференция и школа молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды «ENVIROMIS» (Иркутск, 2012; Томск, 2020), Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде «CITES» (Москва, 2019), Российско-американский академический семинар по проблемам черного углерода «Workshop on Black Carbon» (Кемерово, 2016), Quadrennial Ozone Symposium «QOS» (Edinburgh, UK, 2016; Seoul, Korea, 2021), Международная конференция, посвященная памяти академика А.М. Обухова «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (Москва, 2013, 2018), Международный симпозиум «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Томск, 2015, 2018; Новосибирск, 2019; Москва, 2020, 2021).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 75 научных работ, в том числе 1 монография, 28 статей в журналах, включенных в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени доктора наук (из них 10 статей в зарубежных научных журналах, входящих в первый (Q1) и второй (Q2) квартили, 18 статей в российских научных журналах, 9 из которых индексируются Scopus), 13 статей в сборниках трудов международных конференций и симпозиумов, индексируемых Web of Science (IOP Conference Series, Proceedings of SPIE).

Благодарность

Автор выражает глубокую признательность своему учителю и научному консультанту члену-корреспонденту РАН Владимиру Владимировичу Зуеву за неоценимую помощь, участие и поддержку на всех этапах работы над диссертацией, бесценные советы и элегантные идеи, благодаря которым появилась эта работа.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и библиографического списка. Работа изложена на 273 страницах, включает 21 таблицу, 87 рисунков и список библиографических источников из 520 наименований.

Глава 1. Особенности сезонных изменений стратосферных полярных вихрей

Стратосферные полярные вихри, формирующиеся над полярными областями в осенне-зимний период, являются одной из примечательных особенностей стратосферной циркуляции. Полярные вихри представляют собой крупномасштабные циклоны, распространяющиеся от тропопаузы в мезосферу и существующие с осени по весну [18]. Структура и динамика полярных вихрей играет важную роль в распределении стратосферного озона, движении воздушных масс у вихря и температурном режиме над полярной областью [1, 2, 19]. Циркуляция зимней полярной стратосферы определяется активностью полярного вихря, и ее изменения в основном связаны с вариациями формы и расположения вихря. Масштабы и интенсивность разрушения стратосферного озона над полярной областью зависят от силы и устойчивости полярного вихря в весенний период [8–10]. Границы полярного вихря представляют собой ветровой барьер, препятствуя меридиональному переносу стратосферного озона из тропических и средних широт в полярную область [20–23]. При этом внутри вихря в условиях низких температур (ниже –78 °C) формируются ПСО, на поверхности и в объеме которых протекают гетерогенные реакции с высвобождением молекулярного хлора. При появлении солнечного излучения над полярным регионом хлор фотодиссоциирует с образованием радикалов хлора, вступающих в каталитический цикл разрушения озона [13]. С разрушением полярного вихря поздней весной богатые озоном воздушные массы распространяются в полярную область, реакции формирования озона начинают преобладать над реакциями его разрушения и озоновая аномалия затягивается [9]. Антарктические весенние озоновые аномалии формируются ежегодно, накрывая большую площадь (до 30 млн. км^2) и существуя, как правило, с августа по ноябрь. В свою очередь, арктические озоновые аномалии образуются примерно раз в три года и регистрируются в период с января по апрель, составляя по длительности от нескольких дней до двух месяцев.

1.1. Физические величины, характеризующие динамику полярных вихрей

Для описания стратосферных полярных вихрей, как правило, используются поля и среднеширотные значения зонального ветра, температуры, потенциальной завихренности и геопотенциала (также могут дополнительно рассматриваться поля меридионального ветра). Поля зонального ветра и температуры характеризуют границы и устойчивость полярного вихря. Внутри вихря происходит понижение температуры, а у его внешних границ преобладают теплые воздушные массы. Чем сильнее полярный вихрь, тем ниже значения температуры в его пределах. Потенциальная завихренность является одной из динамических характеристик атмосферы. Единицей измерения потенциальной завихренности является PVU (potential vorticity unit), 1 PVU = 10^{-6} К м^2 кг$^{-1}$ с$^{-1}$. Значение потенциальной завихренности определяется со знаком «+» в Северном полушарии (СП) и со знаком «–» в Южном полушарии (ЮП). Потенциальная завихренность описывается уравнением потенциального вихря Эртеля[1] (Ertel's potential vorticity) [24]:

$$P \equiv (\zeta_\theta + f)\left(-g\frac{\partial\theta}{\partial p}\right), \tag{1.1}$$

где g – ускорение свободного падения, ζ_θ – относительный вихрь, определенный для изоэнтропической поверхности, θ – потенциальная температура, p – давление и f – параметр Кориолиса:

$$f = 2\Omega\sin\phi, \tag{1.2}$$

где Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг оси, φ – широта. Потенциальный вихрь P является отношением абсолютного вихря η к эффективной глубине вихря. В (1.1) эффективная глубина является дифференциальным расстоянием между поверхностями потенциальной температуры θ, измеренным в единицах давления ($-\partial\theta/\partial p$) [24]. Абсолютный вихрь η представляет собой относительный вихрь ζ с

[1]Получил своё название в честь немецкого метеоролога Ганса Эртеля.

учетом параметра Кориолиса f [24]:

$$\eta = \zeta + f\,, \tag{1.3}$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \tag{1.4}$$

где x, y – горизонтальные координаты, u и v – зональная и меридиональная скорости. Относительный вихрь ζ в СП характеризуется положительными значениями, если западный стратосферный поток имеет направленную на север кривизну, и отрицательными значениями при кривизне, направленной на юг [24]. Противоположная ситуация наблюдается в случае с восточным течением. Кривизна на север и на юг характеризуются соответственно отрицательными и положительными значениями относительного вихря. Дифференцируя уравнение зональной компоненты ветра по y и уравнение меридиональной компоненты ветра по x, получаем [24]:

$$\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + w\frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x}\right), \tag{1.5}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + w\frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y}\right), \tag{1.6}$$

где t – время, z – вертикальное расстояние от уровня моря, w – вертикальная скорость и ρ – плотность. Вычитая (1.5) из (1.6) согласно (1.4) получаем уравнение вихря:

$$\begin{gathered}\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + v\frac{\partial \zeta}{\partial y} + w\frac{\partial \zeta}{\partial z} + (\zeta + f)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) + \\ + \left(\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z}\right) + v\frac{df}{dy} = \frac{1}{\rho^2}\left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y}\frac{\partial p}{\partial x}\right).\end{gathered} \tag{1.7}$$

Поскольку параметр Кориолиса f зависит только от y ($dy = (a+z)d\phi$, где a – радиус Земли)

$$\frac{Df}{Dt} = v\frac{df}{dy}, \tag{1.8}$$

то уравнение вихря (1.7) можно переписать в виде [24]:

$$\frac{D}{Dt}(\zeta + f) = -(\zeta + f)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - \\ -\left(\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z}\right) + \frac{1}{\rho^2}\left(\frac{\partial \rho}{\partial x}\frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y}\frac{\partial p}{\partial x}\right). \quad (1.9)$$

Геопотенциал в некоторой точке атмосферы численно равен работе, которую нужно затратить, чтобы поднять единицу массы в поле силы тяжести от уровня моря в данную точку (единица измерения – м^2/с^2). Поскольку внутри полярного вихря происходит понижение давления, то поля геопотенциала достаточно точно отражают форму полярного вихря, где пониженные значения геопотенциала характеризуют область внутри вихря. Геопотенциал выражается уравнением [24]:

$$d\Phi^* = gdz\,. \quad (1.10)$$

Поскольку при отсутствии атмосферных движений сила тяжести должна быть точно сбалансирована вертикальной составляющей силы градиента давления $dp/dz = -\rho g$ [24], то

$$d\Phi^* = -\frac{RT}{p}dp = -RTd\ln p\,, \quad (1.11)$$

где R – универсальная газовая постоянная и T – температура. Как видно из уравнения (1.11), вариации геопотенциала относительно давления зависят только от температуры. Таким образом, геопотенциал достаточно точно описывает границы полярного вихря, поскольку внутри последнего наблюдается существенное понижение температуры, а за его пределами – повышение (не говоря уже о понижении давления внутри полярного вихря).

Более раннее разрушение стратосферных полярных вихрей происходит под влиянием вертикально распространяющихся планетарных волн Россби и сопровождается ВСП [25]. Для описания динамики полярных вихрей во время ВСП, как правило, используются поля и среднеширотные значения потенциальной завихренности и температуры. Высокие значения потенциальной завихренности в зимне-весенний период характеризуют местоположение и форму полярного вихря,

которые сложно определяемы на полях зонального ветра во время смещения или расщепления вихря. В СП практически ежегодно в зимне-весенний период под действием вертикально распространяющихся планетарных волн происходит возмущение полярного вихря, при котором может наблюдаться его искажение и разрушение в течение нескольких дней, сопровождающееся крупномасштабным потеплением полярной стратосферы. Такое потепление, достигающее в нижней стратосфере около 40 °C, может быстро развернуть стратосферный меридиональный температурный градиент и тем самым способствовать формированию в стратосфере циркумполярного восточного потока [24].

Одной из удобных диагностических величин для исследования влияния вихревых движений на зональное течение является поток Элиассена–Пальма (ЭП) [26]. Поток ЭП представляет собой векторную величину с ненулевыми компонентами в плоскости широта–высота, направление и значение которой оценивают вихревой поток тепла (eddy heat flux) и поток импульса (momentum flux). Вихревой поток тепла является одной из измеряемых характеристик волновой активности. Вихревой поток тепла определяется как $v'T'$, где v – меридиональный ветер, T – температура воздуха, а штрих $'$ обозначает отклонение от зонального среднего [27, 28]. Вихревой поток тепла является одной из основных характеристик, используемых при оценке вертикально распространяющихся планетарных волн, поскольку он пропорционален вертикальной составляющей потока ЭП в преобразованном подходе Эйлера [28]. В частности, в работе [29] было показано, что высокая активность вихревого потока тепла в области 45°–75° с.ш./ю.ш. на уровне 100 гПа предшествует ослаблению полярного вихря, а низкая – его усилению. При этом повышенная активность вихревого потока тепла приводит к расщеплению полярного вихря и возникновению ВСП [29–32].

В данной работе динамика полярных вихрей и связанных с ними объектов атмосферы рассматривается с использованием изобарических поверхностей. Соответствие изобарических поверхностей (выраженных в гПа) высотам над уровнем моря (в км) приведено в Приложении.

1.2. Сравнительная характеристика северного и южного полярных вихрей

В летний период в субполярной стратосфере преобладают слабые восточные воздушные течения, а в зимний период начинают доминировать сильные западные. Полярные вихри, как правило, формируются в осенне-зимний период и разрушаются весной [33]. На рис. 1.1 представлены усредненные за 40 лет среднемесячные поля скорости зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой и Антарктикой, соответственно с октября по май и с апреля по ноябрь, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Как видно из рис. 1.1, арктический полярный вихрь, как правило, начинает формироваться в октябре и с ноября по февраль границы вихря наиболее четкие. Его устойчивость в этот период проявляется в областях низких температур над Арктикой, при этом в декабре и январе наблюдаются максимальные скорости полярного вихря. Антарктический полярный вихрь существует с апреля по ноябрь–декабрь, при этом усиление вихря наблюдается с мая по сентябрь, что хорошо прослеживается в областях низких температур над Антарктикой. Максимальные скорости антарктического полярного вихря, как правило, наблюдаются с августа по сентябрь (рис. 1.1). Как видно из 40-летних средних значений зонального ветра и температуры, арктический вихрь имеет более вытянутую форму, по сравнению с круглым и хорошо центрированным относительно полюса антарктическим полярным вихрем. Таким образом, как видно из рис. 1.1, арктический и антарктический полярные вихри начинают формироваться в середине–конце осени, при этом антарктический вихрь изначально имеет существенно более высокие скорости. Северный полярный вихрь достигает максимальных скоростей в середине зимы и в период с конца зимы по весну ослабляется и разрушается, в то время как южный полярный вихрь весной усиливается и разрушается лишь в поздневесенний период. Продолжительность существования антарктического полярного вихря достигает 8–9 месяцев, что примерно в 1,5–2 раза длиннее жизненного цикла арктического полярного вихря.

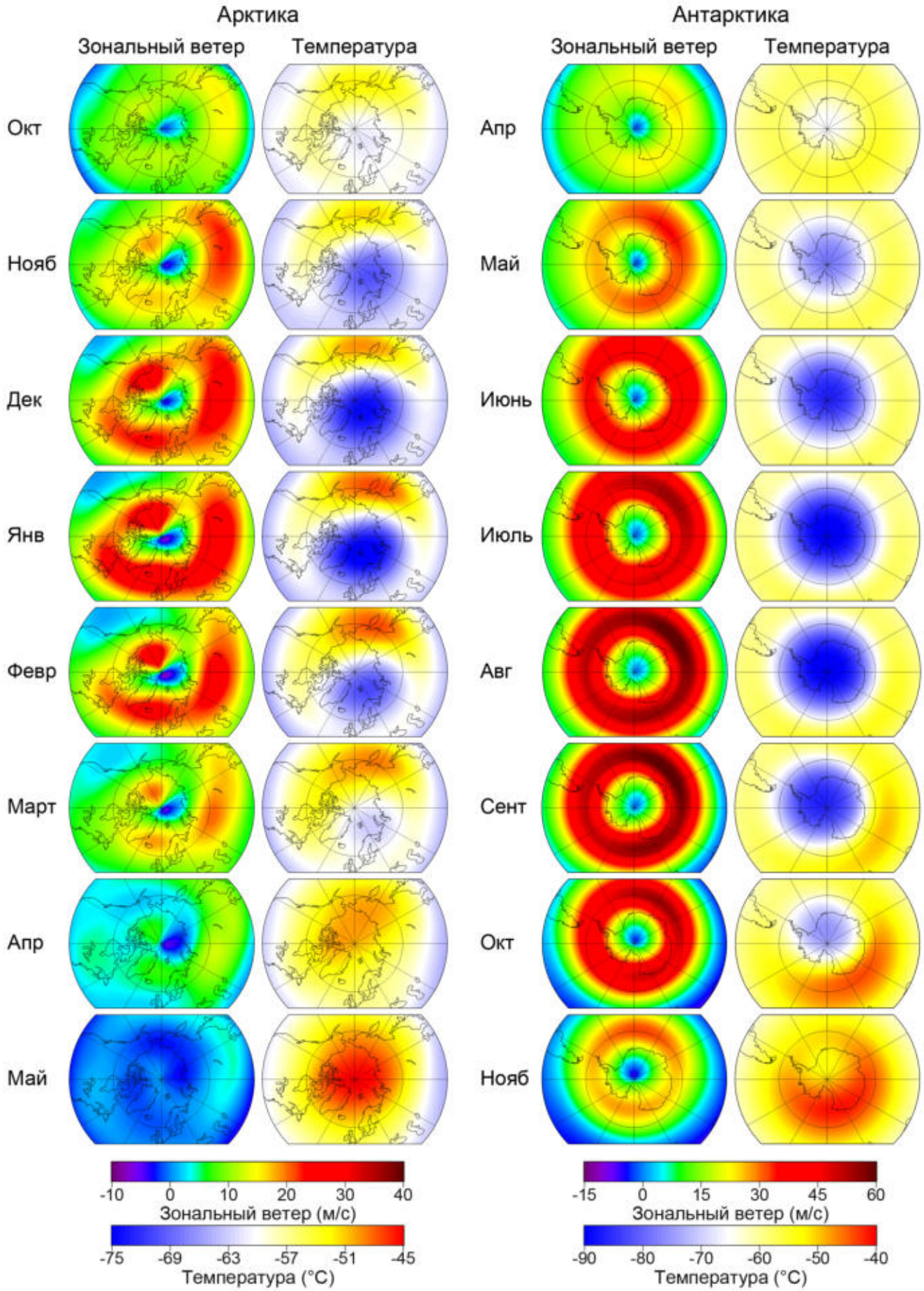

Рис. 1.1. Среднемесячные поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа с октября по май над Арктикой и с апреля по ноябрь над Антарктикой в среднем за 1979–2018 гг.

На рис. 1.2 представлены 40-летние средние внутригодовые изменения скорости арктического и антарктического полярных вихрей на уровнях 100, 50, 30, 10 и 1 гПа со среднеквадратичными отклонениями (СКО, σ), полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Вертикальные линии на рис. 1.2 соединяют сезонные максимумы скорости зонального ветра на разных высотах с осью времени, а светло-розовые области выделяют временной период существования озоновой аномалии над Антарктикой (с августа по ноябрь), который в СП соответствует периоду с февраля по май. Как видно из рис. 1.2, антарктический полярный вихрь на всех стратосферных высотах подвержен незначительной межгодовой изменчивости в отличие от арктического вихря, у которого она существенно возрастает с высотой. Оба полярных вихря имеют более высокие скорости в верхней стратосфере, по сравнению с нижней стратосферой. Тем не менее, в большинстве случаев, динамика полярного вихря в нижней и средней стратосфере является определяющей по отношению к верхней стратосфере.

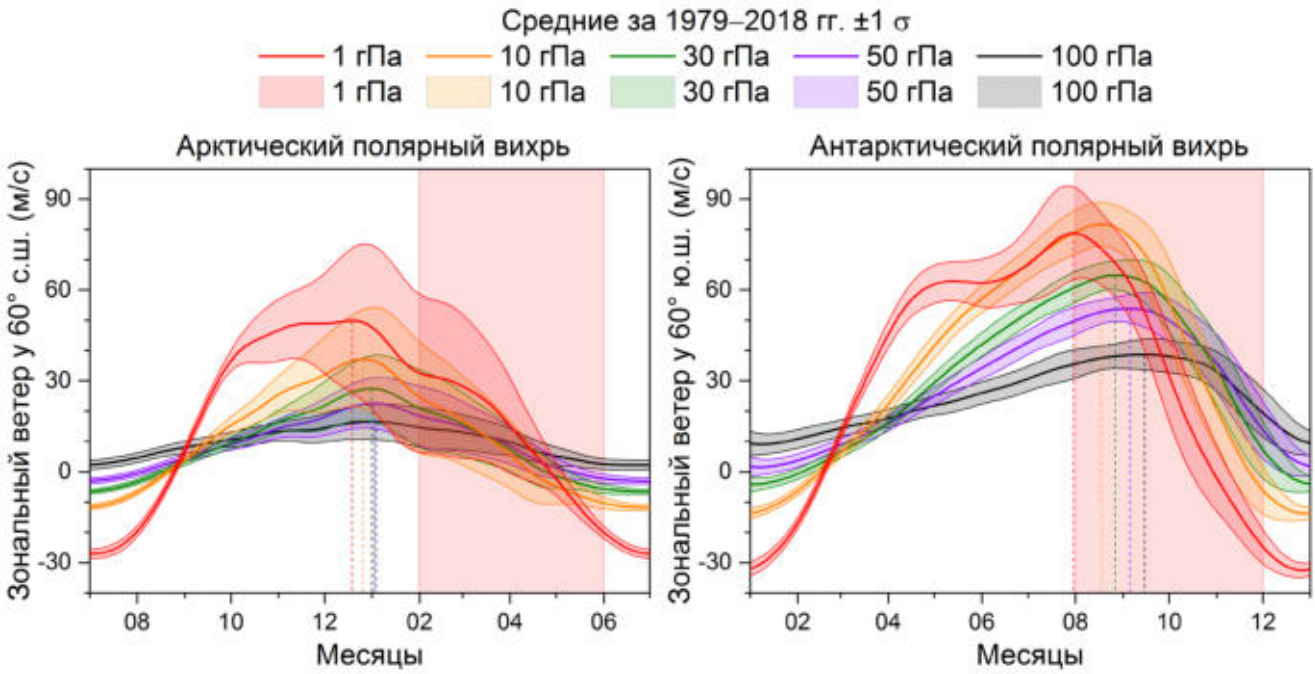

Рис. 1.2. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. на уровнях 100, 50, 30, 10 и 1 гПа в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Площадь южного полярного вихря находится в диапазоне от 20 до 60 млн. км^2, и в среднем составляет 40 млн. км^2. В свою очередь, площадь северного вихря в среднем составляет ~ 25 млн. км^2 и изменяется в пределах от 15

до 30 млн. км^2 [35]. Как было показано на рис. 1.1, в нижней стратосфере, внутри полярных вихрей происходит значительное понижение температуры. В условиях более сильного южного полярного вихря, в нижней стратосфере над Антарктикой наблюдается гораздо более значительное понижение температуры, чем в нижней стратосфере над Арктикой. В результате, особенностью антарктической атмосферы является ежегодное зимнее сглаживание температурного градиента на высоте тропопаузы. Тропопауза, переходный слой между тропосферой и стратосферой, над полярными областями находится на высоте 8–10 км. На рис. 1.3 приведены 40-летние средние вертикальные профили температуры над антарктической станцией Amundsen–Scoot и арктической станцией Alert, полученные на основе ежедневных данных аэрологического радиозондирования температуры, представленных на сайте Университета Вайоминга [36].

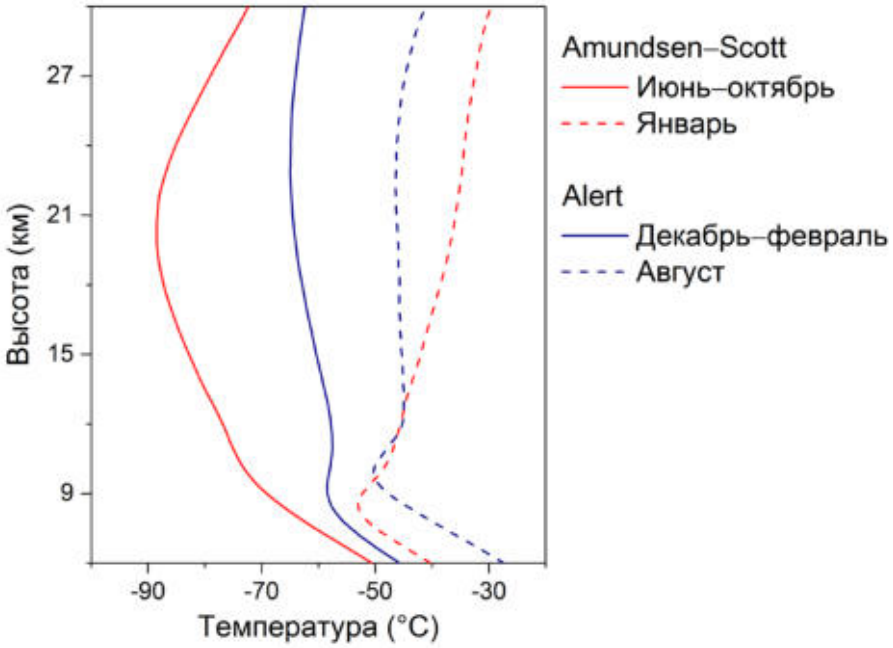

Рис. 1.3. Вертикальные профили температуры за июнь–октябрь и январь над антарктической станцией Amundsen–Scoot (90,0° ю.ш., 0,0° в.д.) и за декабрь–февраль и август над арктической станцией Alert (82,5° с.ш., 62,3° з.д.) в среднем за 1979–2018 гг.

В нижней стратосфере внутри южного полярного вихря в зимний период происходит настолько значительное понижение температуры, что температурный градиент на уровне тропопаузы выравнивается (рис. 1.3). В результате в течение пяти зимних месяцев (с июня по октябрь) над Антарктикой тропопауза как задерживающий слой отсутствует, что приводит к усилению стратосферно-

тропосферного обмена [37–44]. Над Арктикой, как правило, не наблюдается такого сильного понижения температуры нижней стратосферы и, таким образом, тропопауза в большинстве случаев сохраняется на протяжении всей зимы, за исключением локальных явлений.

В табл. 1.1 приведены 40-летние средние значения температуры за летний и зимний периоды и их разница в стратосфере над Арктикой, Антарктикой и средними широтами (в среднем над СП и ЮП), полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Зимне-летний перепад температуры в стратосфере средних широт имеет небольшие значения и увеличивается с высотой вплоть до уровня 3 гПа. В полярной стратосфере наиболее низкие зимние температуры наблюдаются на уровне ~ 30 гПа, при этом максимальный зимне-летний перепад температуры в Арктике происходит на уровне ~ 1 гПа, а в Антарктике – на уровне ~ 20 гПа, что объясняется динамикой полярных вихрей в верхней стратосфере (§ 1.3). При этом практически на всех стратосферных высотах (за искл. 1 гПа) зимне-летний перепад стратосферной температуры над Антарктикой существенно превышает таковой над Арктикой. Например, на уровне 20 гПа, средний перепад температуры над Антарктикой составляет 45,9 °С, а над Арктикой – 23,1 °С.

Таблица 1.1. Средние значения зимне-летнего перепада температур (°С) на уровнях 70, 50, 30, 20, 10, 3 и 1 гПа над Арктикой, Антарктикой и средними широтами в среднем за 1979–2018 гг.

Уровень, гПа	60°–90° с.ш.			60°–90° ю.ш.			30°–60° ш.		
	Зима	Лето	Δ	Зима	Лето	Δ	Зима	Лето	Δ
1	–28,2	6,8	35,0	–19,1	10,1	29,2	–21,9	–3,6	18,3
3	–41,3	–10,2	31,1	–49,2	–6,5	42,7	–35,8	–14,4	21,3
10	–59,5	–34,1	25,4	–75,0	–29,9	45,1	–53,1	–37,3	15,7
20	–64,9	–41,8	23,1	–82,9	–37,0	45,9	–58,0	–46,0	12,0
30	–66,6	–44,3	22,3	–84,2	–39,6	44,7	–59,3	–50,4	8,9
50	–65,9	–45,2	20,7	–82,8	–41,0	41,8	–60,5	–55,1	5,5
70	–64,4	–45,5	18,9	–79,3	–42,2	37,1	–60,8	–57,9	2,8

Как было показано выше (рис. 1.2), арктический полярный вихрь, в отличие от антарктического вихря, характеризуется высокой межгодовой изменчивостью

[45–48]. В верхней стратосфере полярный вихрь имеет существенно более высокие скорости, однако сила вихря характеризуется его устойчивостью в средней и нижней стратосфере, где происходит увеличение плотности воздуха. Арктический полярный вихрь считается относительно устойчивым, когда средняя скорость зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа превышает 15 м/с и достаточно устойчивым при значениях зональной скорости выше 20 м/с (в работе [49] за дату разрушения арктического полярного вихря принималась дата, когда значение средней скорости зонального ветра в диапазоне 60°–70° с.ш. в нижней стратосфере опускалось ниже 10 м/с). На рис. 1.4 представлены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа в среднем за 1979–2018 гг., а также минимальные и максимальные значения за этот период по данным NASA Goddard Space Flight Center (GSFC) [35]. Как видно из рис. 1.4, в разные годы, в частности, в феврале регистрировались как сильные западные ветры (характеризующие полярный вихрь) со скоростью выше 30 м/с, так и восточные (отрицательные значения скорости зонального ветра на рис. 1.4), наблюдавшиеся после разрушения полярного вихря.

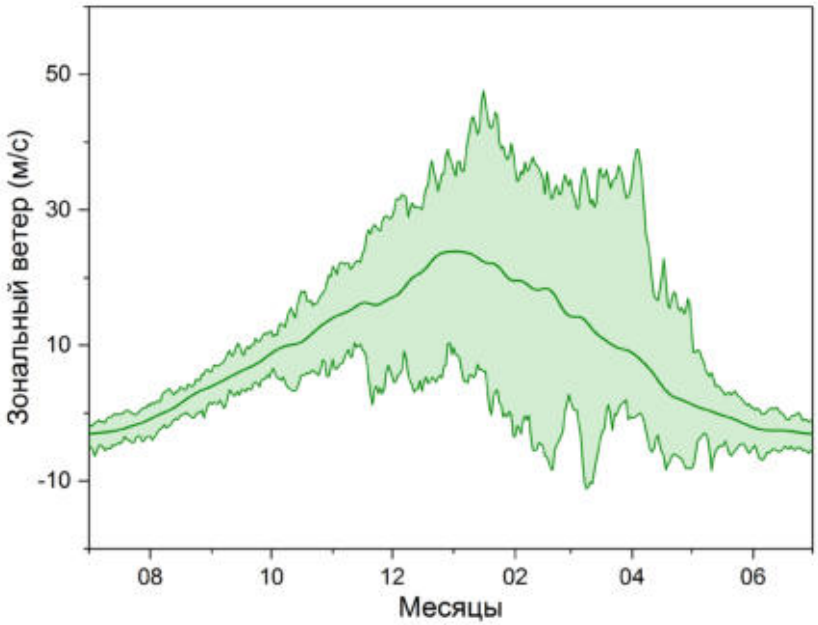

Рис. 1.4. Внутригодовой ход средних, минимальных и максимальных значений скорости зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа за 1979–2018 гг.

В табл. 1.2 приведены 40-летние средние значения скорости зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа с интервалами СКО, полученные по данным

NASA GSFC [35]. В среднем с мая по июль в нижней полярной и субполярной стратосфере преобладают слабые восточные ветры, которые в августе–сентябре сменяются западными. Начиная с октября скорость зонального распространения западных воздушных течений увеличивается и в конце октября формируется полярный вихрь. По мере усиления арктического полярного вихря увеличивается его межгодовая изменчивость. С января по март значения СКО превышают 6 м/с, при этом в феврале достигают 8,7 м/с при средней скорости 17,2 м/с (табл. 1.2). Определяющим в формировании весенней озоновой аномалии является поведение полярного вихря с января по март, как раз в период его высокой межгодовой и внутригодовой изменчивости.

Таблица 1.2. Среднемесячные значения скорости зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа с июля по июнь в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Месяц	Среднее значение ±1 σ (м/с)	Месяц	Среднее значение ±1 σ (м/с)
Июль	–2,3±0,6	Янв.	21,9±7,5
Авг.	1,5±0,6	Февр.	17,2±8,7
Сент.	6,2±0,9	Март	12,7±6,6
Окт.	10,8±1,6	Апр.	5,5±4,3
Нояб.	15,6±3,3	Май	–0,2±1,6
Дек.	20,3±5,9	Июнь	–2,7±0,9

В табл. 1.3 приведены 40-летние средние значения минимальной температуры в области 60°−90° с.ш. на уровне 50 гПа с интервалами СКО, полученные по данным NASA GSFC [35]. В среднем с мая по сентябрь нижняя арктическая стратосфера характеризуется температурами выше –60 °С при минимальных межгодовых изменениях. Одновременно с формированием полярного вихря в октябре наблюдается постепенное понижение температуры, с увеличением межгодовой изменчивости начиная с декабря [50]. Минимальные температуры регистрируются с декабря по февраль и составляют в среднем –78,8 °С, при этом наибольшая межгодовая изменчивость наблюдается в феврале и марте, когда значения СКО в среднем достигают 4,7 °С (табл. 1.3), что часто является определяющим в формировании частиц ПСО.

Таблица 1.3. Среднемесячные значения минимальной температуры в области 60°−90° с.ш. на уровне 50 гПа с июля по июнь в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Месяц	Среднее значение ±1 σ (°C)	Месяц	Среднее значение ±1 σ (°C)
Июль	–55,7±0,8	Янв.	–80,5±3,4
Авг.	–56,5±0,7	Февр.	–77,6±4,9
Сент.	–59,1±0,6	Март	–71,7±4,6
Окт.	–64,3±0,7	Апр.	–63,7±2,8
Нояб.	–72,9±0,9	Май	–58,9±1,0
Дек.	–78,4±2,5	Июнь	–56,4±0,7

На рис. 1.5 представлены среднемесячные вертикальные профили температуры над станцией Alert (83° с.ш., 62° з.д.) за декабрь, январь и февраль в среднем за 1979–2018 гг. с СКО на основе ежедневных данных аэрологического радиозондирования [36]. Как видно из рис. 1.5, наибольшее выхолаживание наблюдается в декабре в средней стратосфере на высоте около 27–30 км. В январе оно постепенно смещается в нижнюю стратосферу, до высот около 20 км. И, наконец, февральский профиль отражает среднее распределение между случаями с сильным понижением температуры внутри устойчивого полярного вихря и стратосферными потеплениями в результате разрушения полярного вихря. Разрушение полярного вихря в феврале, сопровождающееся возникновением ВСП, возможно при проникновении в стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн Россби. ВСП характеризуются резким увеличением температуры в средней и нижней полярной стратосфере, наблюдающимся в результате сильного смещения или расщепления полярного вихря [51–53]. На рис. 1.6 представлены внутригодовые изменения минимальной температуры в области 60°−90° с.ш. на уровне 50 гПа в среднем за 1979–2018 гг., а также ее максимальные и минимальные вариации за этот период по данным NASA GSFC [35]. Как видно из рис. 1.6, на уровне 50 гПа условия для формирования ПСО в разные годы реализовывались с декабря по март. Высокая межгодовая изменчивость температуры с января по март (рис. 1.6) проявляется как результат динамики арктического стратосферного полярного вихря в этот период (рис. 1.4).

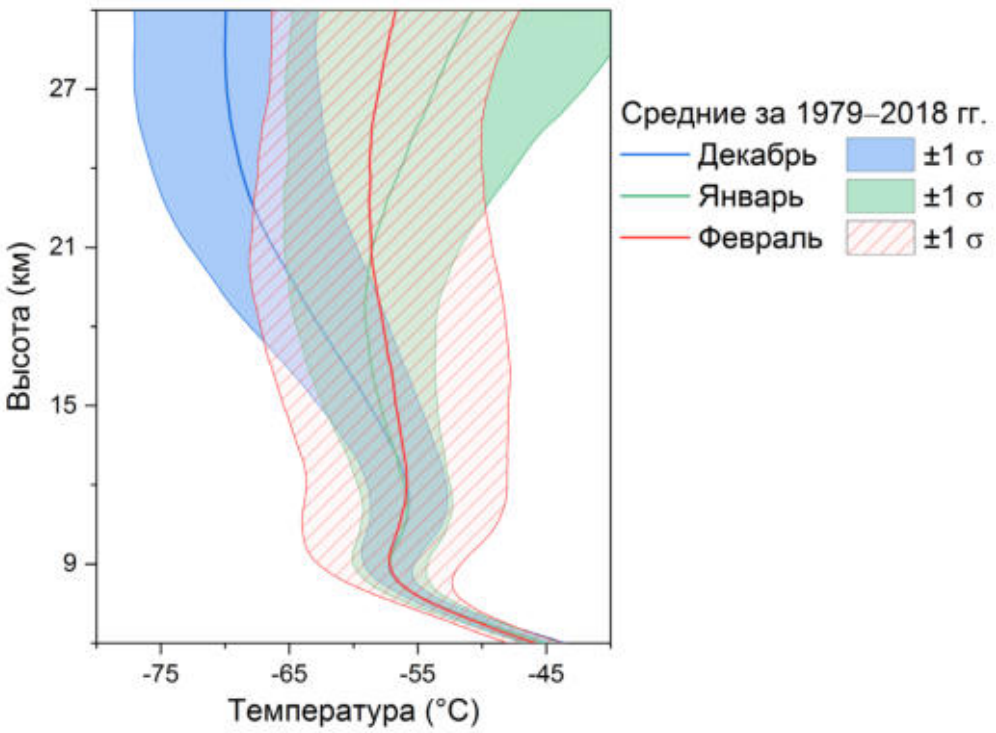

Рис. 1.5. Среднемесячные вертикальные профили температуры над арктической станцией Alert (82,5° с.ш., 62,3° з.д.) с декабря по февраль в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

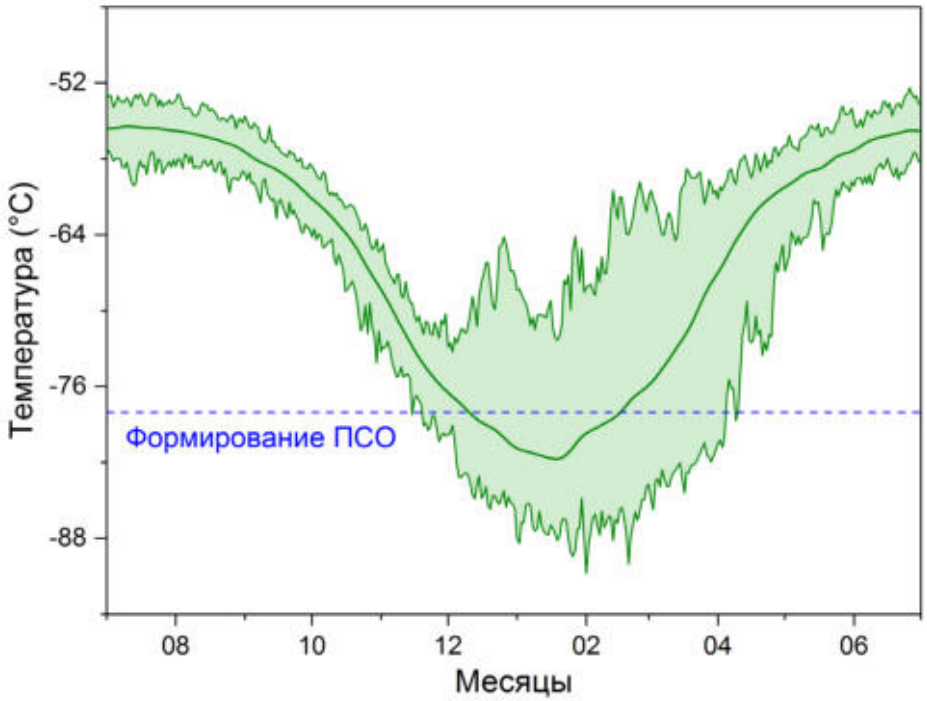

Рис. 1.6. Внутригодовой ход средних, минимальных и максимальных значений параметра минимальная температура в области 60°–90° с.ш. на уровне 50 гПа за 1979–2018 гг.

На рис. 1.7 приведены межгодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. на уровне 50 гПа с 1979 по 2018 гг. за декабрь–апрель, полученные по данным NASA GSFC [35]. Как видно из рис. 1.7, арктический полярный вихрь

характеризуется достаточно высокой межгодовой изменчивостью с декабря по март. В декабре 1987 и 2000 гг. наблюдались минимальные за 40 лет скорости арктического полярного вихря, связанные с расщеплением (в 1987 г.) и сильным смещением (в 2000 г.) полярного вихря, ВСП были зарегистрированы 8 декабря 1987 г. и 10 декабря 2000 г. [54]. Как видно из рис. 1.7, в первом случае полярный вихрь полностью восстановился: в феврале 1988 г. средняя скорость зонального ветра на 60° с.ш. достигала 27,7 м/с, вихрь содержал ПСО, но разрушения стратосферного озона не наблюдалось. Во втором случае полноценного восстановления полярного вихря не произошло и 11 февраля 2001 г. наблюдалось повторное ВСП в результате сильного смещения вихря [54]. Эти два события являются примером того, что не всегда расщепление полярного вихря является более разрушительным по последствиям, чем его смещение.

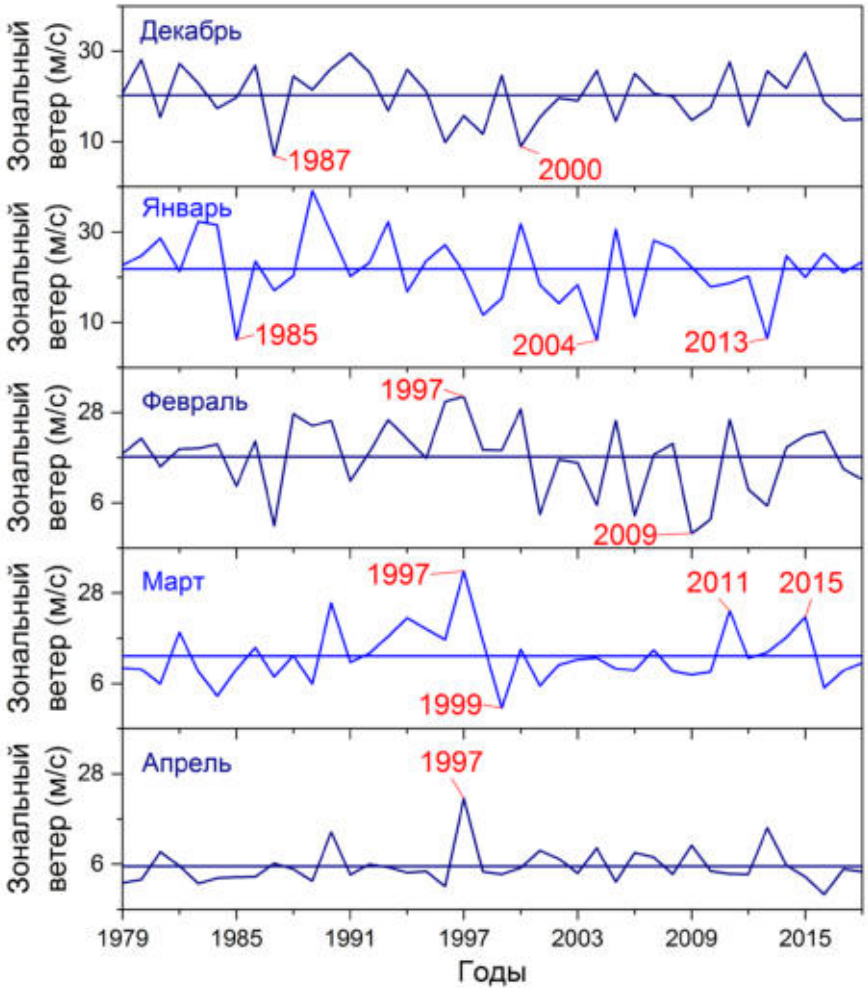

Рис. 1.7. Межгодовые изменения среднемесячных значений скорости зонального ветра на 60° с.ш. с 1979 по 2018 гг. на уровне 50 гПа с декабря по апрель. Горизонтальные линии соответствуют средним значениям за 1979–2018 гг.

В январе минимальные скорости арктического полярного вихря наблюдались в 1985, 2004 и 2013 гг. (рис. 1.7). Зимние периоды 1984/1985 гг. и 2012/2013 гг. характеризовались расщеплением арктического полярного вихря, произошедшим в середине зимы и проявившимся в нижней стратосфере, а в 2004 г. наблюдалось сильное смещение полярного вихря, ВСП было зарегистрировано 5 января. В 1997 г. наблюдалась крупнейшая за последние 40 лет арктическая озоновая аномалия [55–58], средняя скорость зонального ветра на 60° с.ш. имела максимальные среднемесячные значения на протяжении трех месяцев, с февраля по апрель (рис. 1.7). Минимальная скорость зонального ветра на 60° с.ш. в феврале наблюдалась в 2009 г. после расщепления полярного вихря 24 января и зарегистрированного при этом крупнейшего ВСП за последние 40 лет, после которого полярный вихрь уже не восстановился в течение последующего весеннего периода [59–62]. В марте минимальная скорость зонального ветра на 60° с.ш. наблюдалась в 1999 г. как результат разрушения полярного вихря в январе под влиянием повышенной активности планетарных волн. Вторая по величине арктическая озоновая аномалия (после зарегистрированной в 1997 г.) наблюдалась в марте 2011 г. При этом в марте 2015 г. скорость зонального ветра на 60° с.ш. была близка к таковой в 2011 г., но разрушения озона не наблюдалось. Это связано с ослаблением вихря в начале января (4 января 2015 г. было зарегистрировано ВСП).

Таким образом, в параграфе рассмотрены жизненные циклы стратосферных полярных вихрей. Показано, что, как правило, арктический и антарктический полярные вихри начинают формироваться в середине осени, при этом антарктический вихрь изначально имеет существенно более высокие скорости. Северный полярный вихрь достигает максимальных скоростей в середине зимы и ослабляется в конце зимы, в то время как южный вихрь усиливается весной и разрушается в поздневесенний период. При этом арктический полярный вихрь, в отличие от антарктического, характеризуется высокой межгодовой изменчивостью, особенно в период с декабря по март, который является определяющим в формировании весенней озоновой аномалии.

1.3. Температурные аномалии внутри полярных вихрей

Решающую роль в образовании полярной озоновой аномалии играет активность стратосферного полярного вихря в период с конца зимы по весну. Арктический полярный вихрь имеет максимум скорости зимой, в то время как антарктический, как правило, усиливается в начале весны [63]. В результате над Антарктикой ежегодно регистрируется масштабная озоновая аномалия, а над Арктикой небольшие аномалии наблюдаются лишь эпизодически в конце зимы или ранней весной. Как было показано в § 1.2, в нижней стратосфере внутри устойчивого полярного вихря происходит значительное понижение температуры. В свою очередь, в верхней стратосфере в пределах полярного вихря наблюдается повышение температуры [64, 65].

На рис. 1.8 приведены усредненные за 40 лет среднемесячные поля скорости зонального ветра и температуры на уровне 50 и 1 гПа над Арктикой и Антарктикой с октября по май и с апреля по ноябрь, соответственно, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Как видно из рис. 1.8, в верхней стратосфере, как и в нижней, проявляется более высокая центрированность относительно полюса и симметрия антарктического полярного вихря по сравнению с арктическим вихрем. Арктический полярный вихрь в усредненных за 40 лет значениях проявляет практически синхронные изменения на всех стратосферных высотах с максимумом в декабре и разрушением в марте. В свою очередь, антарктический полярный вихрь существует по ноябрь и сентябрь соответственно в нижней и верхней стратосфере, с соответствующими этим высотам максимумами в сентябре и июле. На рис. 1.9 представлены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. и средней температуры в области 60°–90° с.ш./ю.ш. на уровнях 50, 10 и 1 гПа, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Согласно усредненным за 40 лет значениям скорости зонального ветра на 60° с.ш. максимум скорости арктического полярного вихря последовательно проявляется 19, 25 и 31 декабря на уровнях ~ 1, 10 и 50 гПа, соответственно, т.е. в пределах 2-х недель. В свою

очередь, максимум скорости южного полярного вихря (согласно усредненным за 40 лет значениям скорости зонального ветра на 60° ю.ш.) в верхней стратосфере (на уровне ~ 1 гПа) наблюдается ближе к концу антарктической зимы, 31 июля, в то время как в нижней стратосфере (на уровне ~ 50 гПа) – весной, 5 сентября, т.е. более чем через 5 недель (рис. 1.9). Таким образом, временной разброс между пиками активности антарктического полярного вихря в нижней и верхней стратосфере существенно превышает таковой для арктического вихря. Высотное смещение сезонного максимума скорости антарктического полярного вихря связано с его существенным сдвигом в весенний период в нижней стратосфере, который происходит под влиянием нижней субтропической стратосферы (рассмотрено в Главе 2).

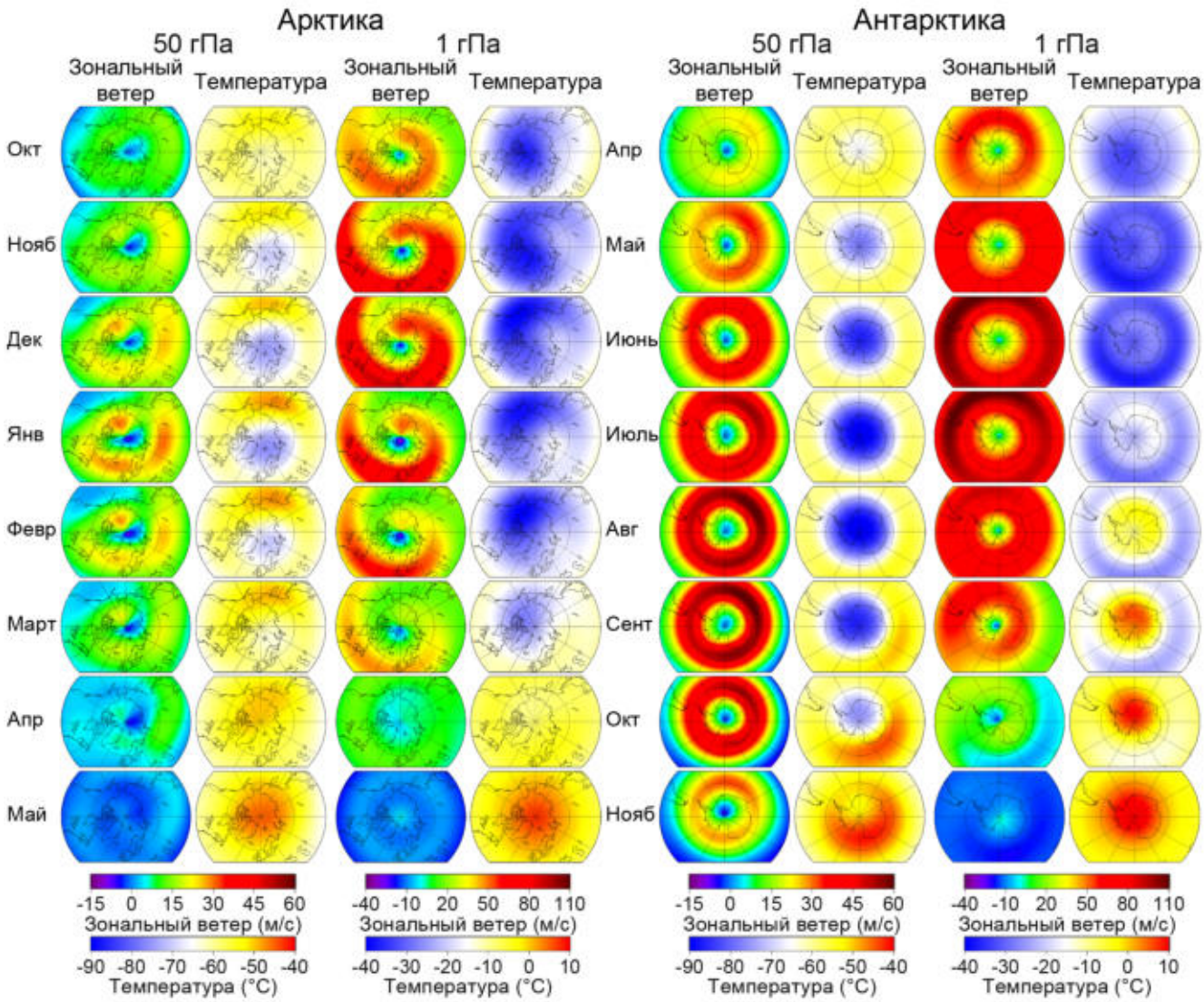

Рис. 1.8. Среднемесячные поля зонального ветра и температуры на уровнях 50 и 1 гПа с октября по май над Арктикой и с апреля по ноябрь над Антарктикой в среднем за 1979–2018 гг.

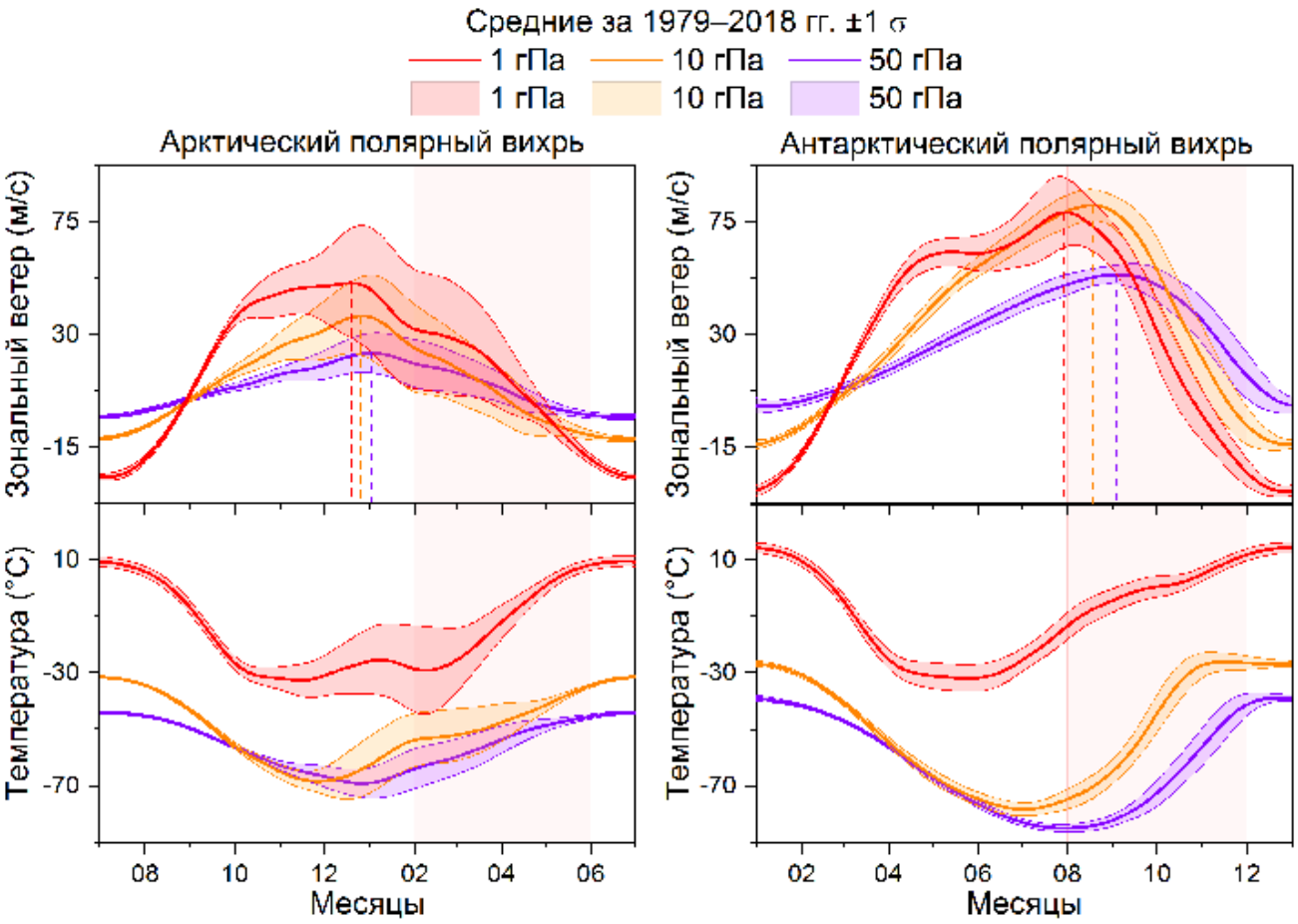

Рис. 1.9. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. и средней температуры в области 60°–90° с.ш./ю.ш. на уровнях 50, 10 и 1 гПа в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ). Светло-розовой областью выделен временной период возможного формирования озоновой аномалии в условиях сильного полярного вихря.

В нижней стратосфере внутри устойчивого полярного вихря происходит значительное понижение температуры [66, 67]. В свою очередь, в верхней стратосфере в пределах полярного вихря наблюдается повышение температуры [68]. Как видно из рис. 1.8, над Антарктикой с мая по ноябрь в верхней стратосфере значения температуры внутри полярного вихря превышают соответствующие значения за пределами вихря, что особенно проявляется начиная с августа. Над Антарктикой в условиях более сильного полярного вихря наблюдаются более низкие температуры в нижней стратосфере и более высокие в верхней стратосфере по сравнению со значениями температуры в нижней и верхней стратосфере внутри арктического полярного вихря. При этом разница между средними значениями температуры над Арктикой и Антарктикой в начале весны может достигать 30° как в нижней, так и в верхней стратосфере (рис. 1.9).

При усилении арктического полярного вихря наблюдается понижение температуры в нижней стратосфере и ее повышение в верхней стратосфере в переделах вихря. На рис. 1.10 приведены среднемесячные поля скорости зонального ветра и температуры на уровне 50 и 1 гПа над Арктикой за февраль 2011 г. и в среднем за 40 лет, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. В свою очередь, на рис. 1.11 приведены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и температуры в области 60°–90° с.ш. на уровнях 50 и 1 гПа с ноября по апрель 2008/2009 гг. и 2010/2011 гг. в сравнении с климатическими нормами за 1979–2018 гг. с интервалами СКО, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. В феврале 2011 г. наблюдалась одна из крупнейших озоновых аномалий в Арктике [69, 70], которую предваряло усиление полярного вихря, как в нижней, так и в верхней стратосфере. Усиление арктического полярного вихря в феврале 2011 г. проявилось в понижении и повышении температуры внутри вихря на уровнях 50 и 1 гПа, соответственно (рис. 1.10, 1.11).

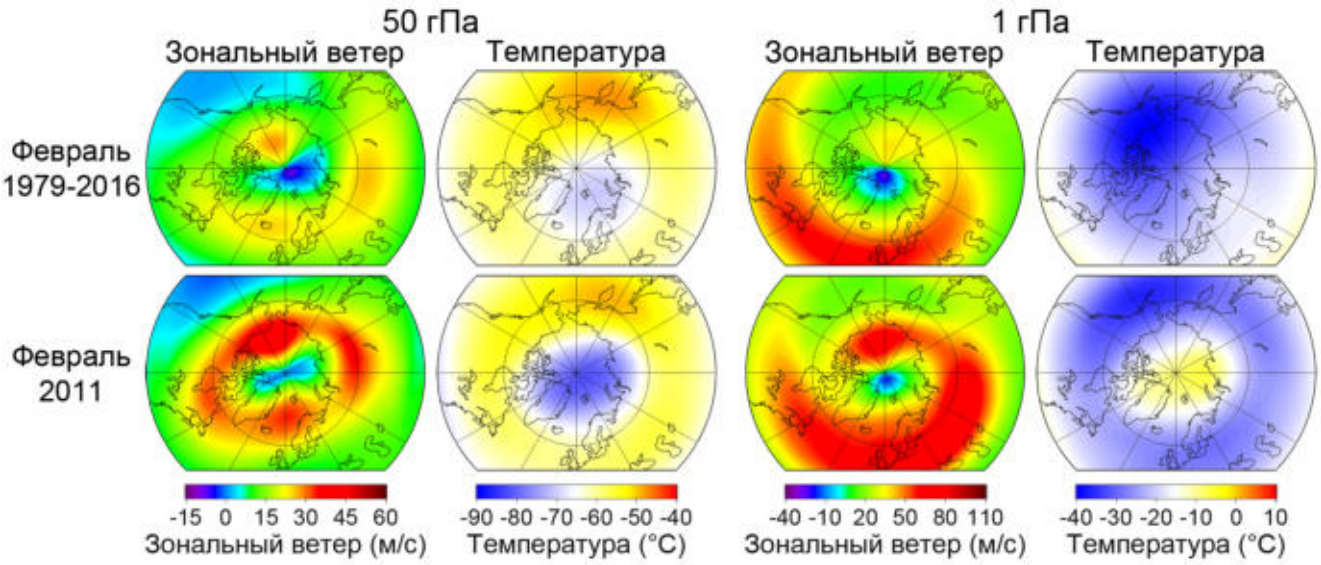

Рис. 1.10. Среднемесячные поля зонального ветра и температуры на уровнях 50 и 1 гПа над Арктикой за февраль в среднем за 1979–2018 гг. и за 2011 г.

Зимой 2008/2009 гг. наблюдалось одно из крупнейших ВСП в результате разрушения полярного вихря [71–80]. Расщепление полярного вихря в конце января 2009 г. проявилось в резком уменьшении скорости зонального ветра в нижней и верхней стратосфере (рис. 1.11). При этом в нижней стратосфере

разрушение вихря сопровождалось повышением температуры, а в верхней – её аномальным понижением. Таким образом, чем выше активность полярного вихря в зимне-весенний период, тем, соответственно, ниже температура в нижней стратосфере (на уровне ~ 50 гПа) и выше в верхней стратосфере (на уровне ~ 1 гПа) в пределах полярного вихря [68].

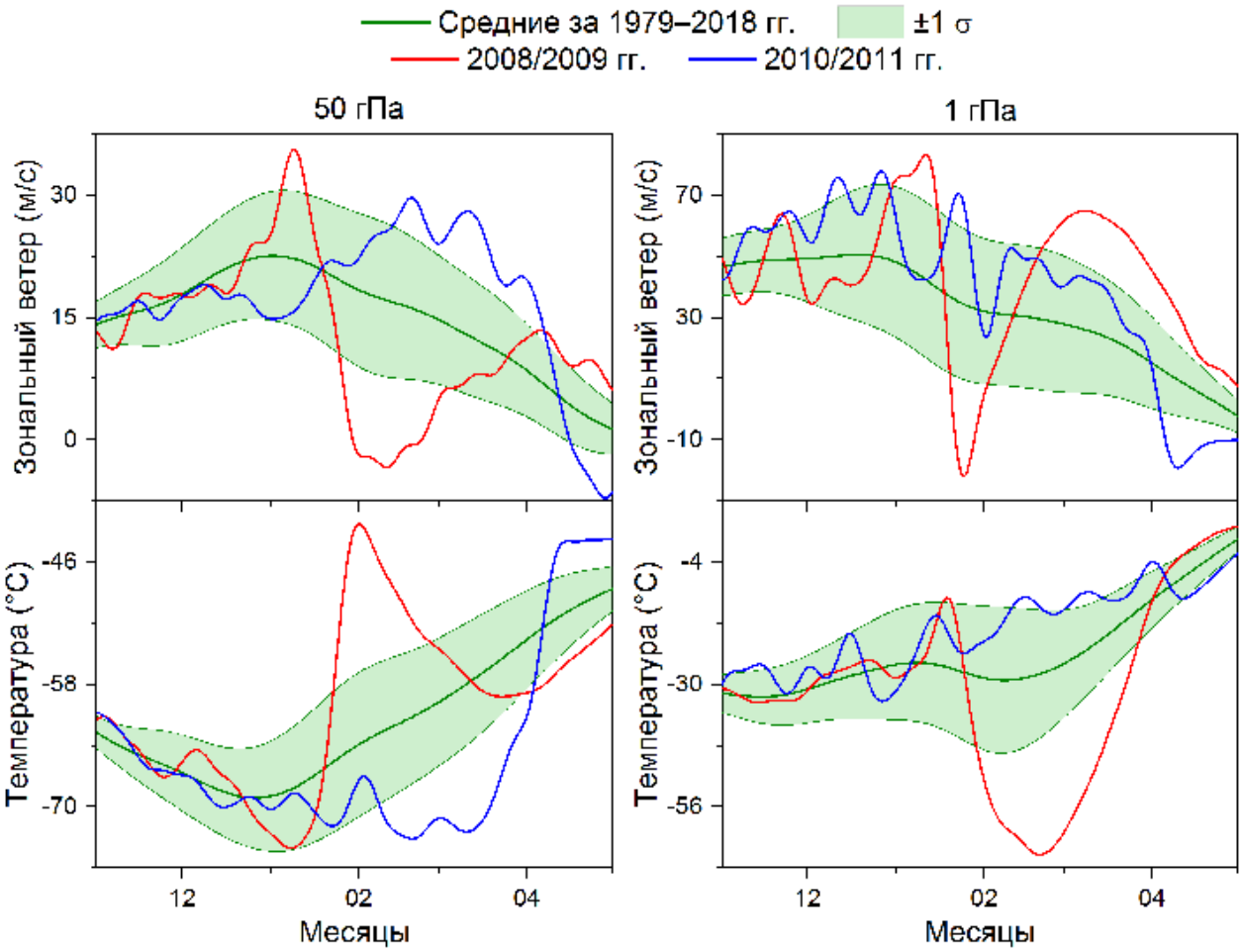

Рис. 1.11. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и температуры в области 60°–90° с.ш. на уровнях 50 и 1 гПа с ноября по апрель 2008/2009 и 2010/2011 гг. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Повышение температуры в зимне-весенний период в верхней полярной стратосфере в условиях устойчивого полярного вихря, вероятно, наблюдается в результате понижения стратосферного озона внутри вихря. Как известно, в стратосфере повышение содержания озона приводит к повышению температуры [81]. Однако в верхней стратосфере, под стратопаузой, наблюдается обратная зависимость [24]. В табл. 1.4 приведены коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры и массового отношения смеси озона в

области 60°–90° с.ш./ю.ш. на уровнях 50, 10 и 1 гПа, полученные по данным реанализа ERA-Interim [34] за период с 1979 по 2018 гг. Коэффициенты корреляции R, которые по абсолютному значению составляют не менее 0,80 с вероятностью $P < 5{,}5 \cdot 10^{-10}$, выделены жирным шрифтом (вероятность P характеризует возможность того, что в генеральной совокупности связь между исследуемыми параметрами отсутствует; корреляция считается статистически значимой при $P < 10^{-4}$).

Таблица 1.4. Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями температуры и массового отношения смеси озона в области 60°–90° с.ш./ю.ш. на уровнях 50, 10, 1 гПа.

	60°–90° с.ш.				60°–90° ю.ш.		
	50 гПа	10 гПа	1 гПа		50 гПа	10 гПа	1 гПа
Июль	0,28	0,06	–0,68	Янв.	0,25	–0,33	–0,53
Авг.	0,11	0,36	–0,20	Февр.	0,15	0,27	–0,48
Сент.	0,23	0,59	–0,27	Март	–0,01	0,58	–0,54
Окт.	0,26	0,73	–0,07	Апр.	–0,02	0,58	–0,54
Нояб.	0,24	0,79	–0,57	Май	–0,02	0,63	–0,41
Дек.	0,29	0,43	–0,25	Июнь	0,12	0,73	–0,45
Янв.	0,46	0,62	–0,68	Июль	–0,02	0,48	–0,35
Февр.	0,58	0,62	**–0,93**	Авг.	–0,25	0,32	**–0,81**
Март	0,60	0,72	**–0,90**	Сент.	0,23	0,43	**–0,87**
Апр.	0,34	0,35	–0,70	Окт.	**0,80**	0,73	**–0,82**
Май	0,32	–0,04	–0,51	Нояб.	**0,89**	0,09	–0,46
Июнь	0,54	0,00	–0,74	Дек.	0,32	0,09	–0,41

Как видно из табл. 1.4, в нижней стратосфере повышение корреляции между температурой и массовым отношением смеси озона наблюдается в весенний период и обусловлено в большей степени динамикой полярного вихря: в условиях сильного вихря весной происходит понижение температуры в результате динамических процессов и понижение содержания озона вследствие его разрушения в химических реакциях. В верхней полярной стратосфере в период с конца зимы по весну проявляется обратная зависимость: в условиях понижения содержания озона внутри полярного вихря происходит повышение температуры,

а при разрушении вихря полярная область заполняется более холодными и богатыми озоном воздушными массами [68].

Таким образом, в параграфе показано, что весеннее усиление антарктического полярного вихря происходит только в нижней стратосфере, а в средней и верхней полярной стратосфере максимальные скорости зонального ветра наблюдаются зимой, в июле и августе, соответственно. При этом замедление и разрушение антарктического вихря проявляется последовательно в верхней, средней и нижней стратосфере соответственно в сентябре, октябре и ноябре. В свою очередь, в сезонном ходе арктического полярного вихря на всех стратосферных высотах проявляется практически единовременный максимум скорости зонального ветра в декабре и разрушение вихря в марте (в среднем за 40 лет). Значительный временной разрыв (~ 1,5 месяца) между сезонными пиками активности антарктического полярного вихря в нижней и верхней стратосфере связан с существенным сдвигом максимума средней скорости зонального ветра на 60° ю.ш. в нижней стратосфере в весенний период, происходящего под влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы (Глава 2).

Зимне-весеннее усиление полярного вихря приводит не только к понижению температуры в нижней стратосфере, но и к ее повышению в верхней стратосфере в пределах вихря. Над Антарктикой эта зависимость проявляется на протяжении всего сезонного хода южного вихря: в верхней стратосфере внутри вихря наблюдаются более высокие температуры, чем за его пределами, что особенно усиливается весной. Над Арктикой в многолетних средних полях температуры полярный вихрь прослеживается слабо, что связано с его высокой межгодовой изменчивостью. Повышение температуры в верхней арктической стратосфере наблюдается в случае усиления северного полярного вихря, а в случае его разрушения в полярной области происходит аномальное понижение температуры относительно климатической нормы. Вариации температуры верхней полярной стратосферы определяются содержанием озона и косвенно зависят от динамики полярного вихря: в условиях понижения содержания озона внутри сильного вихря в верхней стратосфере происходит повышение температуры.

1.4. Озоновые аномалии внутри полярных вихрей

Атомарный кислород и озон образуют ряд "нечетного кислорода". Выше 30 км, где в основном синтезируется озон, "нечетный кислород" относится к короткоживущим компонентам и находится в состоянии фотохимического равновесия [82]. В нижней стратосфере фотохимическое время жизни озона существенно возрастает. Здесь он контролируется главным образом динамическим фактором [82]. Атмосферный слой с максимальным содержанием озона от 18 км над экватором и 8 км над полюсами до 50 км принято именовать озоносферой или стратосферным озоновым слоем. Над тропическими широтами его формирование и разрушение в основном характеризуется фотохимическими реакциями (цикл Чепмена). В средних и, особенно, высоких широтах начинают преобладать химические циклы разрушения озона [83–87]. При этом время жизни одной молекулы озона увеличивается, а его изменчивость в большей степени определяется стратосферной циркуляцией, где молекула озона рассматривается как пассивный трассер.

Впервые химические реакции образования и разрушения озона предложил в 1930 г. английский математик, геофизик и астроном С. Чепмен. Он описал фотохимический цикл озона в чисто кислородной атмосфере, характерный главным образом для тропической стратосферы [88, 89]:

$$\mathrm{I}\begin{cases} O_2 + h\nu\ (\lambda < 242{,}3\ \text{нм}) \rightarrow O(^1D) + O(^3P), & (1.12)\\ O(^1D) + M \rightarrow O(^3P) + M^*, & (1.13)\\ O(^3P) + O_2 + M \rightarrow O_3 + M^*; & (1.14)\end{cases}$$

$$\mathrm{II}\begin{cases} O_3 + h\nu\ (\lambda < 1100\ \text{нм}) \rightarrow O_2 + O, & (1.15)\\ O_3 + O \rightarrow 2O_2; & (1.16)\end{cases}$$

$$\mathrm{III}\quad O + O + M \rightarrow O_2 + M^*, \qquad (1.17)$$

где $O(^1D)$ и $O(^3P)$ – атомы кислорода (свободные радикалы) соответственно в возбужденном и основном состояниях (далее обобщенно обозначены O), M – некоторый третий атом или молекула, для отвода энергии (M^* – атом или

молекула в возбужденном состоянии); $h\nu$ ($\nu = c/\lambda$) – энергия кванта света – фотона, h – постоянная Планка, c – скорость света, λ – длина волны. Здесь в I группу объединены реакции образования озона, во II – разрушения и реакция III – препятствующая образованию озона. При взаимодействии с излучением длиной волны менее 242,3 нм молекула кислорода диссоциирует с образованием двух атомов кислорода (радикалов), при этом один или оба, в зависимости от величины энергии поглощенного кванта, могут находиться в возбужденном состоянии. Возбужденные атомы кислорода, образующиеся в реакциях (1.12) и (1.15), в условиях стратосферы быстро стабилизируются до основного состояния и могут участвовать в реакции синтеза (1.14). Реакция (1.16), так называемая реакция с участием "нечетного кислорода", значительно медленнее, чем реакция (1.15). Правда ее скорость согласно [89] может значительно возрастать при повышении температуры:

$$k = 2 \cdot 10^{11} \exp\left(\frac{-2280}{T}\right), \qquad (1.18)$$

где k – температурный коэффициент константы реакции (см^3/молек.·с). Однако основное количество озона в атмосфере разлагается в результате поглощения излучения длиной волны ниже 1100 нм по реакции (1.15). Реакции (1.12)–(1.17) также называют нулевым циклом озона. Теория Чепмена позволяет качественно описать вертикальное распределение озона с выраженным стратосферным максимумом. На рис. 1.12 приведены многолетние средние вертикальные профили распределения озона, соответствующие разным широтам СП, построенные на основе работы [90]. Средний ход высоты стратосферных максимумов озонового слоя по широте отслеживает ход тропопаузы и меняется от 23–25 км в тропической зоне до 17–18 км в полярной. При этом, как видно из рис. 1.12, среднегодовой вертикальный профиль парциального давления озона характеризуется более высоким содержанием озона в стратосфере высоких широт СП, чем в стратосфере тропических широт СП, что, вероятно, объясняется влиянием циркуляции Брюера–Добсона (БД) [91–94].

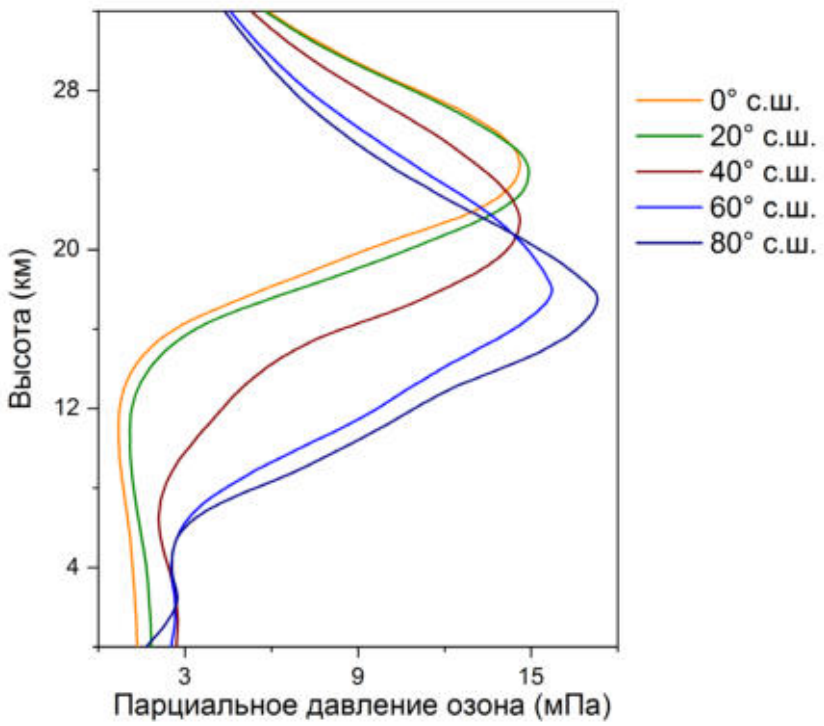

Рис. 1.12. Среднегодовые вертикальные профили парциального давления озона на 0°, 20°, 40°, 60° и 80° с.ш.

Если в тропических широтах доминирует фотохимический цикл озона, то с переходом в средние широты важную роль в балансе озона начинают играть каталитические циклы разрушения озона [95]. К ним, прежде всего, относятся цепные реакции разрушения озона, которые можно представить в виде трех основных циклов [96, 97]:

$$\begin{aligned} &X + O_3 \rightarrow XO + O_2, \\ &\underline{XO + O \rightarrow X + O_2.} \\ &\text{Итог: } O_3 + O \rightarrow 2O_2. \end{aligned} \tag{1.19}$$

$$\begin{aligned} &X + O_3 \rightarrow XO + O_2, \\ &\underline{XO + O_3 \rightarrow X + 2O_2.} \\ &\text{Итог: } O_3 + O_3 \rightarrow 3O_2. \end{aligned} \tag{1.20}$$

$$\begin{aligned} &X + O_3 \rightarrow XO + O_2, \\ &XO + O_3 \rightarrow XO_2 + O_2, \\ &\underline{XO_2 + h\nu \rightarrow X + O_2.} \\ &\text{Итог: } 2O_3 + h\nu \rightarrow 3O_2. \end{aligned} \tag{1.21}$$

Катализаторами в этих циклах выступают атомы хлора и брома, гидроксильный радикал и оксиды азота. В цепных процессах "активные" частицы не расходуются, каждая из них может многократно (до 10^7 раз) инициировать цикл разрушения озона, пока не будет выведена из зоны максимума озона в результате динамических процессов [97].

Озоновые аномалии характеризуются понижением общего содержания озона (ОСО) ниже 220 ед. Д. Масштабы и интенсивность разрушения стратосферного озона над полярной областью зависят от силы и устойчивости полярного вихря в весенний период [98–101]. Усиление полярного вихря в период с поздней зимы по раннюю весну приводит к формированию в полярной стратосфере условий, способствующих образованию весенней озоновой аномалии [102–110]. Внутри вихря при экстремально низких температурах (ниже –78 °С) в результате абсорбции и кристаллизации происходит формирование устойчивых аэрозольных частиц, ПСО [111–118]. Они образуются в результате совместной конденсации паров воды и азотной кислоты на сернокислотном аэрозоле. Существует 2 типа ПСО. ПСО типа II формируются при температуре ниже –85 °С и состоят из водяного льда. ПСО типа I, образующиеся в температурном интервале от –78 до –85 °С, подразделяются на 2 основных подтипа: Ia и Ib. ПСО Ia состоят в основном из кристаллогидратов азотной кислоты $HNO_3 \cdot 3H_2O$ (или $HNO_3 \cdot 2H_2O$), а более мелкие ПСО Ib представляют собой переохлажденный трёхкомпонентный раствор $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$. Радиус частиц ПСО I находится в диапазоне от 0,1 до 5 мкм (ПСО Ia > 1 мкм, ПСО Ib ~ 0,5 мкм), а радиус частиц ПСО II может достигать от 2 до 25 мкм [13]. В тонком верхнем слое частиц ПСО протекают гетерогенные реакции взаимодействия устойчивых соединений хлора, хлороводорода HCl и хлорнитрата $ClONO_2$ (и их радикалов), с высвобождением фотохимическиактивного молекулярного хлора Cl_2 [119–121]. В конце зимы, с появлением над полярной областью солнечного излучения запускается хлорный цикл разрушения озона.

Эффективный каталитический хлорный цикл

$$Cl + O_3 \rightarrow ClO + O_2, \qquad (1.22)$$

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \quad (1.23)$$

в условиях полярной ночи блокируется реакцией

$$ClO + NO_2 \rightarrow ClONO_2, \quad (1.24)$$

превращающей химически активный монооксид хлора в инертную молекулу-резервуар – хлорнитрат $ClONO_2$. В этот период хлор в антарктической стратосфере в основном находится в виде резервуаров хлорнитрата $ClONO_2$ и хлороводорода HCl. Реакция между ними в газовой фазе практически не протекает ($k < 1 \cdot 10^{-20}$ см^3/молек.·с [122]). Считается [10], что в условиях полярной стратосферы в весенний период хлор может высвободиться из резервуара $ClONO_2$ благодаря гетерогенным реакциям на поверхности частиц ПСО:

$$ClONO_2 + \mathbf{HCl} \rightarrow Cl_2 + \mathbf{HNO_3} \quad (1.25)$$

или

$$ClONO_2 + \mathbf{H_2O} \rightarrow HOCl + \mathbf{HNO_3}, \quad (1.26)$$

$$HOCl + \mathbf{HCl} \rightarrow Cl_2 + \mathbf{H_2O}. \quad (1.27)$$

Обязательным условием протекания реакций (1.23)–(1.25) является диссоциация реагентов, выделенных жирным шрифтом (**HCl** и $\mathbf{H_2O}$), в поверхностном слое ПСО. В результате реакций продукты, выделенные жирным шрифтом ($\mathbf{H_2O}$ и $\mathbf{HNO_3}$), накапливаются на поверхности частиц ПСО. Высвобождаемая в реакциях (1.25) и (1.27) молекула хлора Cl_2 легко фотодиссоциирует на атомы в условиях даже слабого поля солнечной радиации, появляющегося в конце зимы после полярной ночи,

$$Cl_2 + h\nu \rightarrow 2Cl, \quad (1.28)$$

где $h\nu$ – квант солнечной радиации. В результате, восстановленные активные атомы Cl вновь вступают в реакцию разрушения озона (1.22). Реакции каталитического хлорного цикла, которые характерны для экваториальных и средних широт,

$$ClO + O \rightarrow Cl + O_2 \quad (1.29)$$

$$ClO + ClO + M \rightarrow Cl_2O_2 + M^* \quad (1.30)$$

$$Cl_2O_2 + h\nu \rightarrow Cl + ClOO \quad (1.31)$$

$$ClOO + M \rightarrow Cl + O_2 + M^* \quad (1.32)$$

практически не протекают в условиях низкой солнечной радиации полярной весны [123]. Характерной особенностью протекания гетерогенных реакций (1.25)–(1.27) является денитрификация стратосферного воздуха за счет вымораживания азотной кислоты, что и наблюдается в период максимального развития озоновой аномалии [13]. Существенное отличие скорости реакции (1.23), протекающей на поверхности ПСО, от скорости этой реакции в газовой фазе объясняется диссоциацией реагентов. Адсорбируясь на поверхности ПСО, HCl, как сильная кислота, диссоциирует с образованием иона хлора Cl^-. При поглощении газообразного $ClONO_2$ поверхностным слоем ПСО происходит взаимодействие хлорнитрата с ионом хлора Cl^-, протекающее с образованием молекулярного хлора Cl_2. Выделяющаяся при этом азотная кислота HNO_3 остается на поверхности ПСО.

В [13] рассмотрена диссоциация HCl на ледяной поверхности ПСО II. При попадании HCl на поверхность ПСО между хлором и водородом молекулы воды (или между водородом молекулы HCl и кислородом) образуется водородная связь (рис. 1.13 [13]). В условиях стратосферы на поверхности льда происходит непрерывное испарение и реконденсация молекул воды. При температуре в диапазоне от –93 до –63 °C скорость конденсации и испарения составляет $10–10^3$ монослоев молекул в секунду [13]. Образование водородных связей и процессы испарения и реконденсации H_2O приводят к диссоциации HCl. Бромоводород HBr, находясь в тех же условиях, при попадании на поверхность льда образует с молекулами воды гидраты $HBr{\cdot}3H_2O$ [124], что делает невозможным дальнейшее протекание реакции с $BrONO_2$.

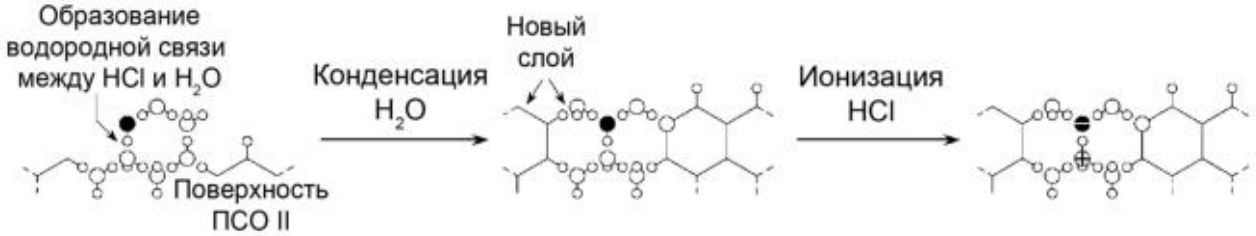

Рис. 1.13. Процесс диссоциации HCl на поверхности ПСО II.

В реакции (1.25) не только HCl диссоциирует на поверхности ПСО до иона Cl^-, но и $ClONO_2$, попадая на поверхность ПСО, образует ионы $[H_2OCl]^+$, ускоряя реакцию. Таким образом, реакцию (1.25) можно расписать на следующие ионные реакции:

$$H_2O + HCl \rightarrow [H_2O\text{---}H\text{---}Cl] \rightarrow H_3O^+ + Cl^-, \quad (1.33)$$

$$H_2O + ClONO_2 \rightarrow [H_2O\text{---}Cl\text{---}ONO_2] \rightarrow H_2OCl^+ + ONO_2^-, \quad (1.34)$$

$$Cl^- + H_2OCl^+ \rightarrow Cl_2 + H_2O, \quad (1.35)$$

или

$$Cl^- + ClONO_2 \rightarrow [Cl\text{---}Cl\text{---}ONO_2] \rightarrow Cl_2 + ONO_2^-. \quad (1.36)$$

В зависимости от фазового состояния поверхности, с которой происходит взаимодействие молекул газа, для описания гетерогенных реакций используют две разновидности коэффициентов: коэффициент аккомодации α (mass accommodation coefficients) в случае взаимодействия газа с жидкой поверхностью и вероятность реакции γ (surface reaction probabilities) при взаимодействии с твердой поверхностью [122]. Первый коэффициент отражает эффективность абсорбции молекулы газа, второй – вероятность распада газовой молекулы при столкновениях с поверхностью. Оба коэффициента варьируют в диапазоне от 0 до 1 и сопоставимы по величине.

Коэффициент аккомодации HCl на поверхности ПСО II (лед), как и на поверхности ПСО Ia ($HNO_3 \cdot 3H_2O$ тв.), при температуре от –82 до –62 °C достаточно высок и составляет $\alpha = 0{,}3$ [122]. Коэффициент аккомодации HCl на поверхности ПСО Ib (переохл. р-р $H_2SO_4/HNO_3/H_2O$) при температуре –55 °C принимает значения $\alpha > 0{,}005$, которые, хоть и ниже этого коэффициента на ПСО II и Ia, но также являются достаточно высокими [122]. Вероятность реакции (1.25) на разных типах аэрозолей представлена в табл. 1.5 по данным [13]. Как видно из табл. 1.5, вероятность протекания реакции (1.25) на ПСО II и ПСО Ia близки и имеют достаточно высокие значения, а осуществление этой реакции на ПСО Ib или на каплях сернокислотного аэрозоля немного ниже и больше зависит от температуры, чем в случае протекания этой реакции на ПСО Ia и ПСО II [13].

Таблица 1.5. Вероятность реакции γ $ClONO_2 + HCl \rightarrow Cl_2 + HNO_3$ на разных типах аэрозолей в условиях зимней антарктической стратосферы.

Поверхность	ПСО II (H_2O тв.)	ПСО Ia ($HNO_3 \cdot 3H_2O$)	ПСО Ib ($H_2SO_4/HNO_3/H_2O$ р-р)	$H_2SO_4 \cdot 4H_2O$	H_2SO_4/H_2O р-р
γ	0,2	0,1	0,02–0,2	0,001–0,1	0,01–0,5

Устойчивый полярный вихрь в весенний период не пропускает богатые озоном теплые воздушные массы в полярную область и за его пределами происходит накопление озона. С разрушением полярного вихря поздней весной богатые озоном воздушные массы распространяются в полярную область, реакции формирования озона начинают преобладать над реакциями его разрушения, озоновая аномалия затягивается [9]. Между элементами механизма формирования озоновой аномалии прослеживается высокая корреляционная связь [125–127]. Антарктические весенние озоновые аномалии формируются ежегодно, накрывая большую площадь в течение длительного периода (~ 4 мес.). Арктические озоновые аномалии – эпизодическое явление и, в отличие от антарктических, имеют небольшую площадь, непродолжительное время жизни, как правило, смещены относительно полюса и постоянно перемещаются вместе с северным полярным вихрем в пределах полярной области [128–132].

На рис. 1.14 представлен 40-летний средний сезонный ход скорости зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. и минимальной температуры на уровне 50 гПа, а также объем ПСО и минимум ОСО над Арктикой и Антарктикой, полученные на основе данных NASA GSFC [35]. Максимум скорости антарктического полярного вихря в нижней стратосфере наблюдается в весенний период, в то время как арктического вихря – в зимний. Впоследствии над Антарктикой, по сравнению с Арктикой, период низких температур, при которых возможно формирование и сохранение ПСО, в среднем на 2 месяца продолжительнее в весенний период, что проявляется во временных изменениях объема ПСО и ОСО над полярными регионами. Над Арктикой 40-летний средний минимум ОСО наблюдается осенью, отражая его сезонное понижение (рис. 1.14). В то время как над Антарктикой помимо осеннего понижения озона (в марте) проявляется

интенсивное разрушение озона в весенний период с минимумом в начале октября. В некоторых случаях разрушение озона над Арктикой регистрировалось уже в январе, в частности в 1987, 1992 и 2003 гг., каталитический цикл разрушения озона протекал в присутствии слабого солнечного излучения при смещении полярного вихря в субполярную область. При этом около половины арктических озоновых аномалий регистрировалось в конце зимы, в феврале [133], что связанно с неустойчивостью северного полярного вихря, который весной в большинстве случаев разрушается [134, 135]. Антарктические озоновые аномалии тоже начинают формироваться в конце зимы, с начала августа, но максимальная площадь озоновой дыры наблюдается во второй половине сентября, благодаря высокой устойчивости южного вихря, который весной не разрушается как северный, а усиливается (в сентябре), при этом разрушение антарктического вихря происходит с конца весны по начало лета (с конца ноября по начало декабря).

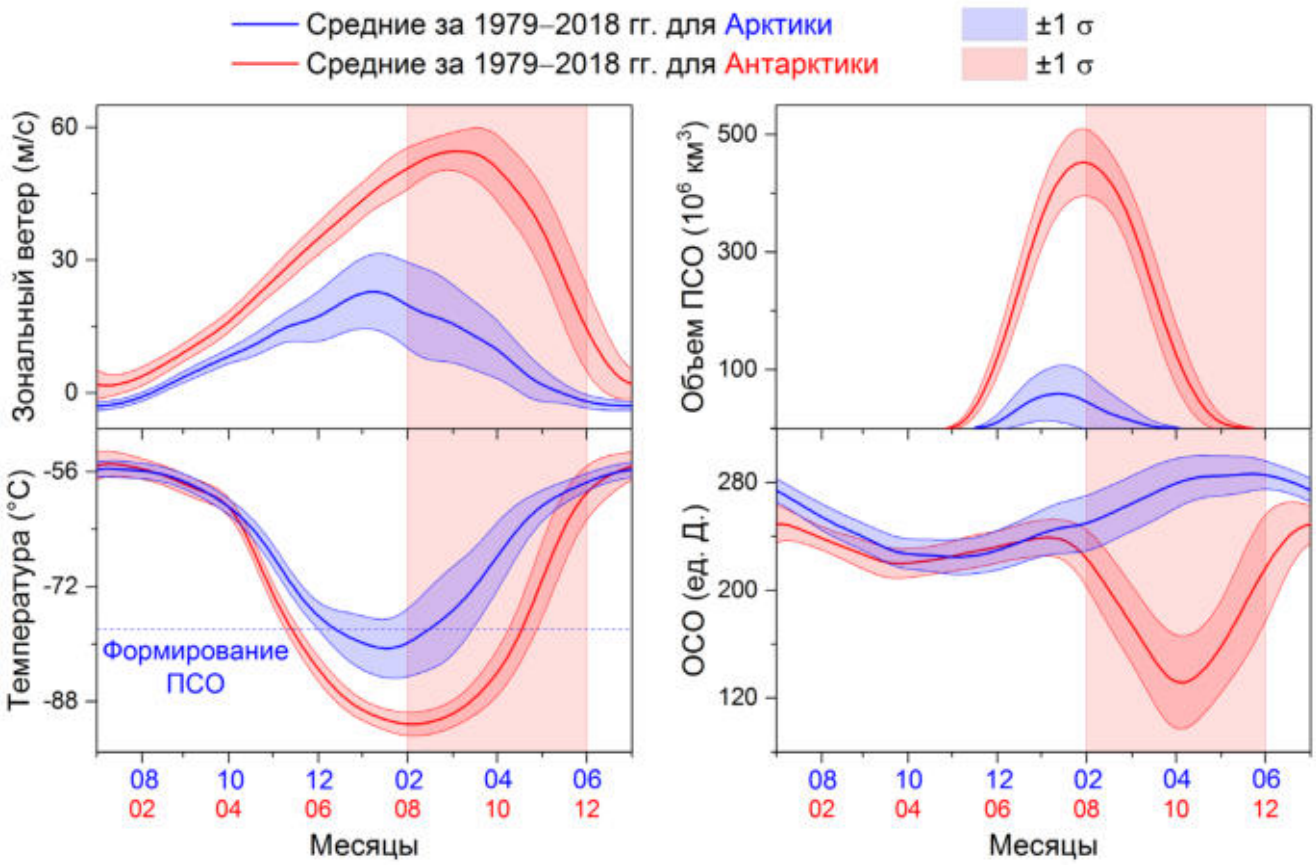

Рис. 1.14. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш./ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш./ю.ш. и минимума ОСО в области 40°–90° с.ш./ю.ш. в среднем за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Южный полярный вихрь превышает северный в 2,5 раза по времени существования, в 1,7 раза – по площади и более чем в 2,5 раза – по скорости. В результате процессы, протекающие в зимний период над Антарктикой, носят значительно более продолжительный и глубокий характер, по сравнению с аналогичными явлениями над Арктикой [136–139]. Период критически низких стратосферных температур (< –78 °С), необходимых для формирования ПСО, в Антарктике в среднем более чем в 2 раза продолжительнее, чем в Арктике, а площадь антарктического ПСО в 5 раз больше арктического. При этом объем ПСО в антарктической стратосфере практически в 8 раз выше, чем в арктической, учитывая, что ПСО II (лед) над Арктикой в большинстве случаев не образуются. Средняя продолжительность существования антарктической озоновой дыры составляет почти 4 месяца, со средним значением площади в месяц максимума – 21 млн. км^2. Поскольку ПСО над Антарктикой регулярно сохраняются весной, то при появлении в полярной стратосфере солнечной радиации становится возможным протекание реакции фотодиссоциации Cl_2 (1.28). Тогда в результате всего комплекса реакций (1.22), (1.24)–(1.28) в весенний период над Антарктикой обеспечиваются все необходимые условия для активного разрушения стратосферного озона.

Таким образом, в параграфе описан хлорный цикл разрушения озона в полярной стратосфере, включающий в себя гетерогенные реакции, протекающие в тонком верхнем слое частиц ПСО с высвобождением молекулярного хлора, и последующие фотохимические и каталитические реакции, протекающие с появлением солнечного излучения над полярной областью. Процессы, наблюдаемые зимой в антарктической стратосфере, носят значительно более продолжительный и глубокий характер, по сравнению с аналогичными явлениями в арктической стратосфере. Арктические озоновые аномалии – явление эпизодическое и, в отличие от антарктических, имеют небольшую площадь и непродолжительное время жизни (от нескольких дней до двух месяцев). В свою очередь продолжительность существования антарктической озоновой дыры составляет около 4 месяцев.

1.5. Арктические озоновые аномалии как индикатор усиления северного полярного вихря

Весной 2011 г. над Арктикой наблюдалась одна из крупнейших озоновых аномалий за период с 1979 по 2019 гг. [69, 70, 140–142]. Понижение ОСО относительно средних значений за 1979–2016 гг. в области 63°–90° с.ш. в феврале и марте 2011 г. составило 14,0 % и 23,9 %, приблизившись к соответствующим значениям арктической озоновой аномалии 1997 г. (15,3 % и 24,6 %). Интенсивное разрушение стратосферного озона над Арктикой в марте 2011 г. наблюдалось после аномального усиления северного полярного вихря в феврале 2011 г. [143, 144]. В работе [145] рассмотрены химические реакции, протекающие в пределах арктического полярного вихря в зимне-весенний период 2010/2011 гг. В марте 2011 г. более 70 % озона регионально было разрушено в высотном диапазоне около 16–20 км, и ОСО над Арктикой было аномально низким (близким к 220 ед. Д.) [145]. На рис. 1.15 приведены вертикальные профили озона над станцией Summit (Гренландия; 72,3° с.ш., 38,3° з.д.) за 28 марта 2011 г., в среднем за март 2011 г. и в среднем для марта за 2005–2016 гг., полученные по данным NDACC [146]. Станция Summit находилась в области озоновой аномалии с момента ее формирования, 4 марта, по 28 марта. Как видно из рис. 1.15, основное разрушение озона происходило на высотах 18–20 км. На рис. 1.16 приведен временной ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровнях 70 и 50 гПа в период с августа 2010 г. по июль 2011 г. на фоне средних за 1979–2018 гг. с СКО, полученные на основе данных NASA GSFC [35]. Аномальное усиление полярного вихря наблюдалось с 16 февраля по 8 апреля 2011 г. Изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. хорошо согласуются с изменениями температуры нижней арктической стратосферы. В феврале–марте 2011 г. наблюдались аномально низкие температуры, что проявилось во временном ходе объема ПСО и ОСО над Арктикой (рис. 1.16). Основное разрушение озона наблюдалось в марте вплоть до разрушения арктического полярного вихря в первой половине апреля.

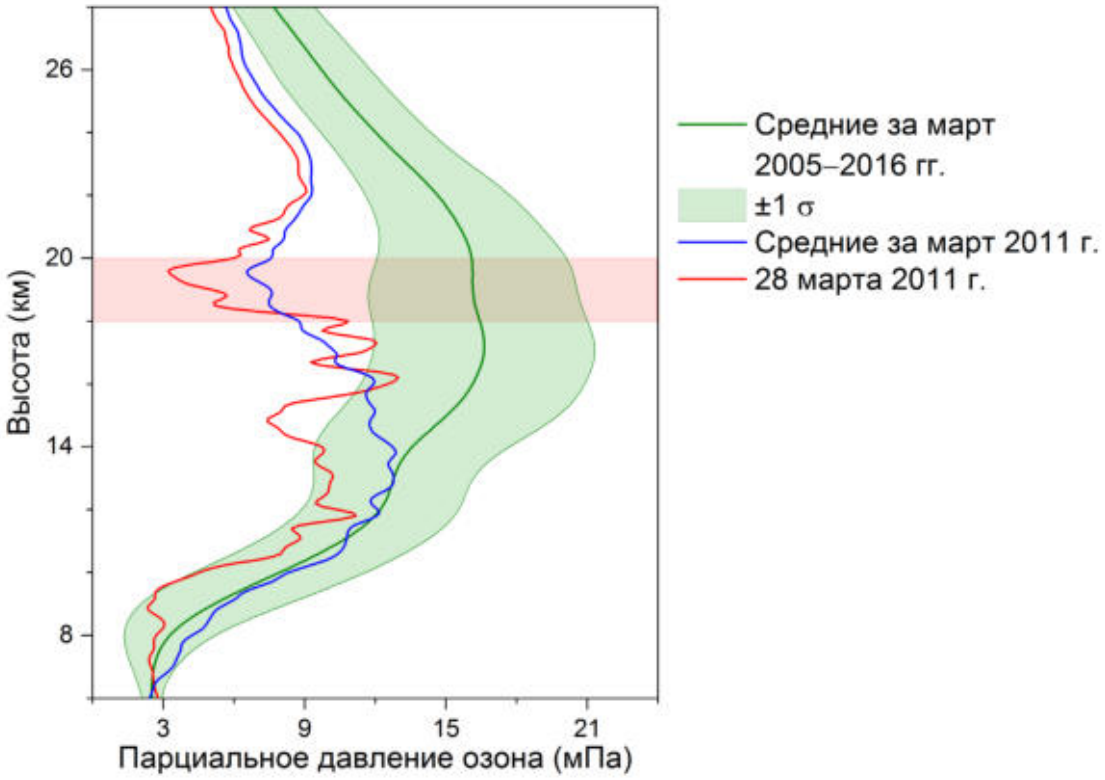

Рис. 1.15. Вертикальные профили парциального давления озона над гренландской станцией Summit (72,3° с.ш., 38,3° з.д.) в среднем за март 2011 г. и за 28 марта 2011 г. на фоне средних значений за март 2005–2016 гг. с СКО (±1 σ).

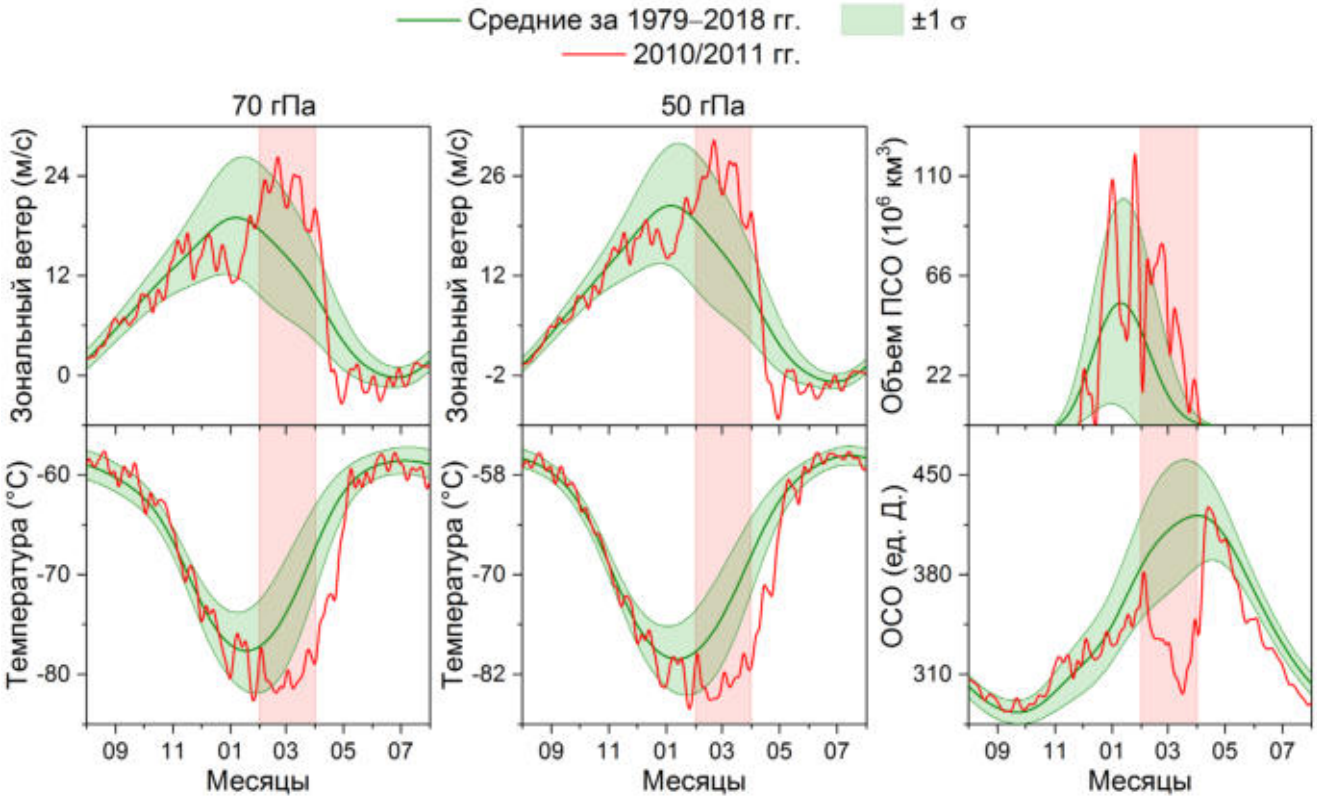

Рис. 1.16. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровнях 70 и 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. с августа 2010 г. по июль 2011 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

В большинстве случаев, усиление и, особенно, ослабление стратосферного полярного вихря изначально проявляется в средней стратосфере и затем в течение нескольких дней распространяются в нижнюю стратосферу [2]. Однако в зимне-весенний период 2011 г. наблюдалась другая ситуация. На рис. 1.17 приведены внутригодовые изменения максимальной потенциальной завихренности на уровнях 850, 600 и 460 K (~ 32, 25 и 20 км). Видно, что со второй половины февраля и в марте основное усиление арктического полярного вихря происходило в нижней стратосфере, в районе 20 км. В то время как в районе 32 км полярный вихрь имел максимальную активность в январе, несмотря на значительное повышение в марте.

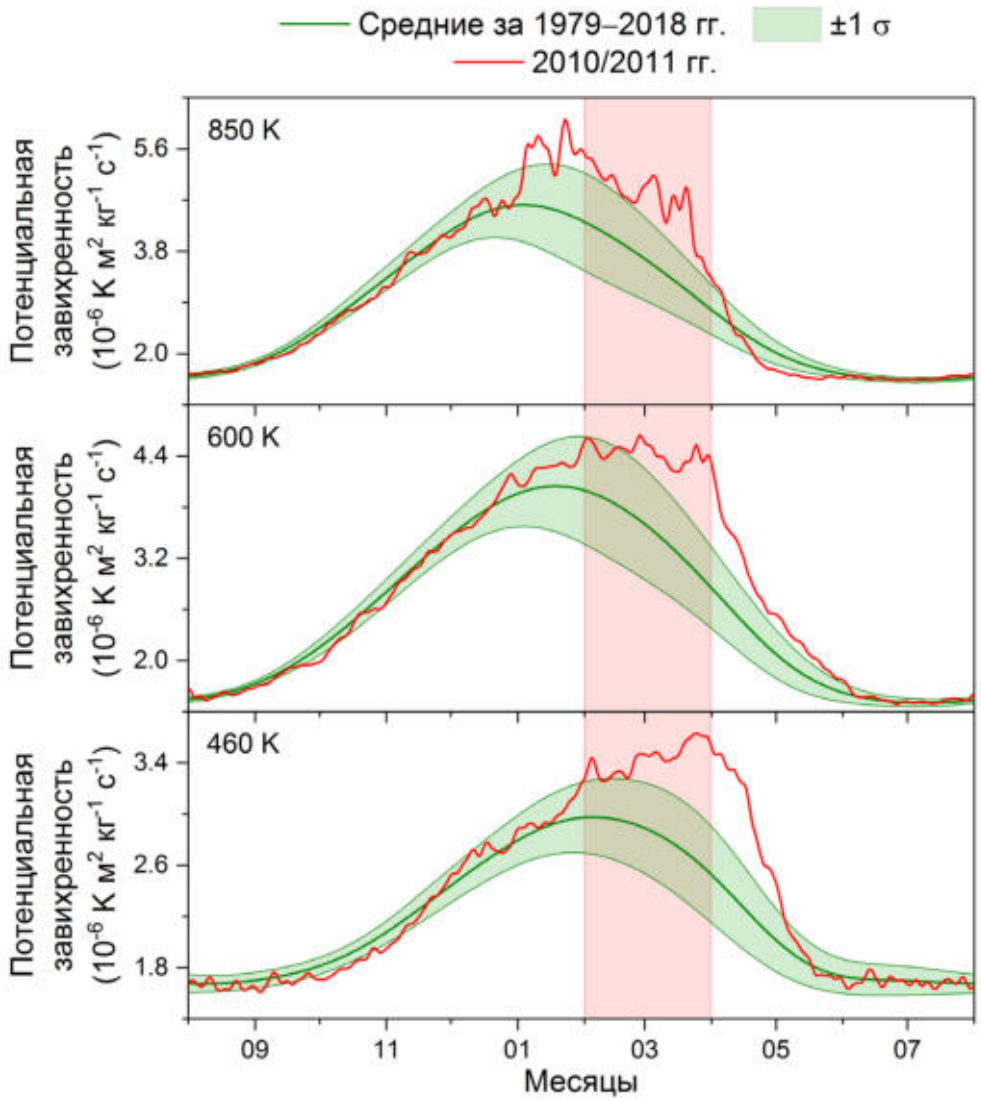

Рис. 1.17. Внутригодовой ход максимальной потенциальной завихренности в Арктике на уровнях 850, 600 и 460 K с августа 2010 г. по июль 2011 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

В табл. 1.6 приведен хронологический список арктических озоновых аномалий с 1979 по 2018 гг. (в качестве озоновых аномалий рассматривались случаи, когда понижение ОСО внутри вихря в течение более 5 дней составляло менее 220 ед. Д. по данным NASA GSFC [35]) [133, 147]. В правой части табл. 1.6 приведены ссылки на источники, в которых рассмотрены эти случаи разрушения озона над Арктикой, и отмечены соответствующие периодам озоновых аномалий фазы КДЦ (W – западная, E – восточная) [147, 148]. Фазы КДЦ определялись по скорости зонального ветра на уровне 30 гПа в районе экватора по данным Института метеорологии, Берлин (http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/qbo.dat) [149]. Как видно из табл. 1.6, большинство арктических озоновых аномалий широко освещены в публикациях. Исключение составляют озоновые аномалии, наблюдавшиеся зимой 1983, 1986 и 1987 гг. На рис. 1.18, 1.19 и 1.20 приведены поля зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой для 4 выборочных дат в феврале 1983 г., 1986 г. и январе 1987 г., по данным реанализа ERA-Interim [34].

Таблица 1.6. Список арктических озоновых аномалий, зарегистрированных с 1979 по 2018 гг.

№	Арктические озоновые аномалии*	Источники	КДЦ
1	февраль 1983 г.	–	W
2	февраль 1986 г.	–	W
3	январь 1987 г.	–	E
4	январь 1992 г.	[150–152]	E
5	февраль 1993 г.	[153–155]	W
6	февраль 1995 г.	[156–161]	W
7	март 1996 г.	[162–168]	E
8	март–апрель 1997 г.	[169–178]	W
9	март 2000 г.	[179–188]	W
10	январь 2003 г.	[189–196]	E
11	февраль–март 2005 г.	[197–203]	W
12	март 2011 г.	[204–212]	W
13	февраль 2016 г.	[213–215]	W

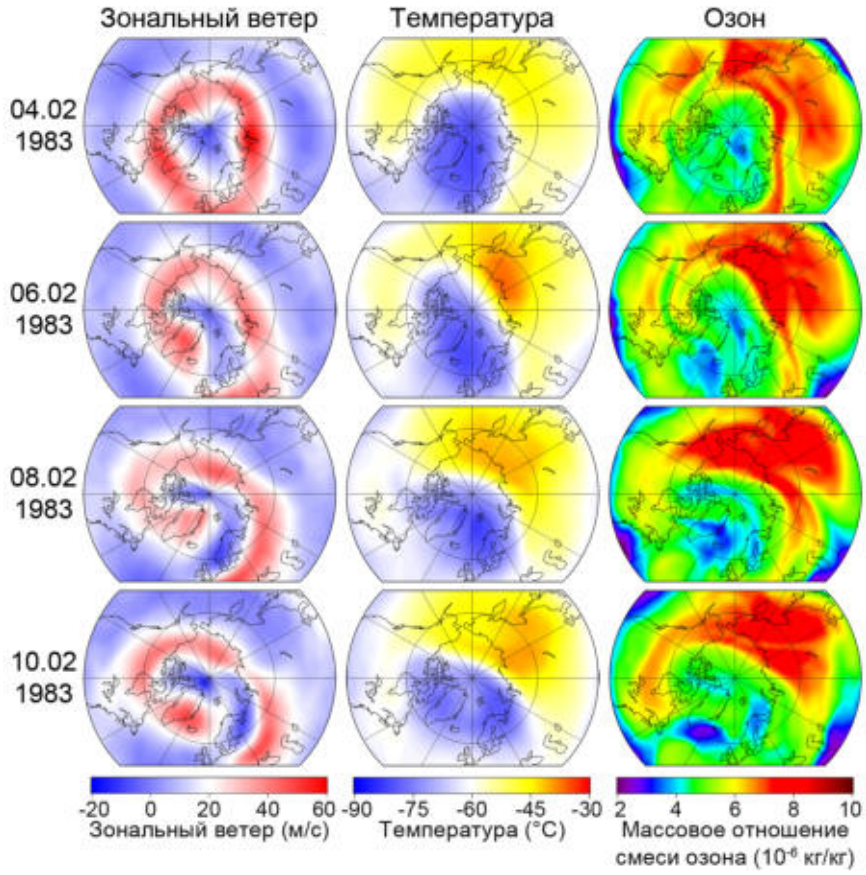

Рис. 1.18. Поля зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с 4 по 10 февраля 1983 г.

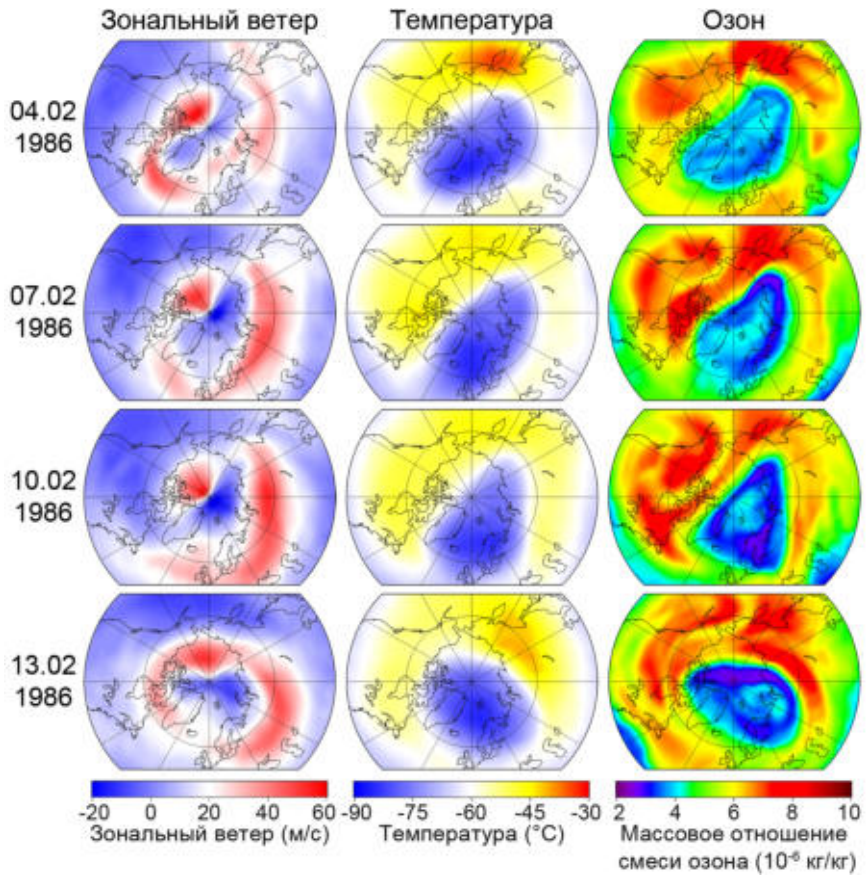

Рис. 1.19. Поля зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с 4 по 13 февраля 1986 г.

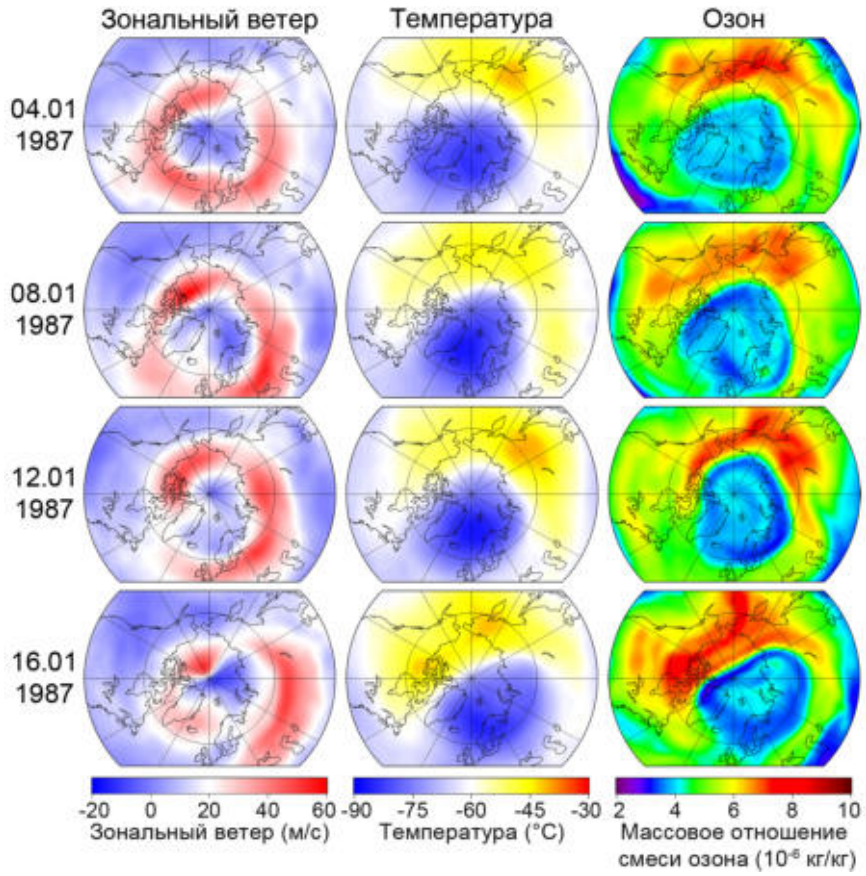

Рис. 1.20. Поля зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с 4 по 16 января 1987 г.

Во все рассматриваемые годы (рис. 1.18, 1.19 и 1.20) полярный вихрь был достаточно устойчивым, что прослеживается в высокой скорости зонального ветра и низких температурах внутри вихря [148]. В феврале 1983 г. разрушение стратосферного озона внутри вихря не носило такой масштабный характер как в последующие годы, но по интенсивности соответствовало критериям озоновой дыры (локально регистрировалось понижение ОСО ниже 220 ед. Д.). В свою очередь, в феврале 1986 г. и январе 1987 г. озоновые аномалии проявлялись достаточно явно, заполняя всю площадь внутри полярного вихря (рис. 1.19, 1.20).

В тех случаях, когда в зимне-весенний период наблюдалась восточная фаза КДЦ (за исключением 1996 г.), аномалии регистрировались в январе, после чего происходило разрушение арктического полярного вихря (табл. 1.6) [148]. Впервые механизм влияния КДЦ на полярные вихри был предложен американскими учеными Holton J.R. и Tan H.-C. в 1980 г. [14] в итоге получив название механизм (гипотеза) Холтона–Тана («the Holton-Tan mechanism»). Они предположили, что КДЦ модулирует расположение субтропической критической линии ветра (линия,

где среднезональное значение скорости ветра переходит через 0), тем самым влияя на распространение планетарных волн в стратосферу [14]. В результате во время восточной фазы КДЦ наблюдается ослабление полярного вихря, а во время западной его усиление [14]. В дальнейшем влияние КДЦ на полярные вихри было рассмотрено в ряде работ [216–225]. Арктический полярный вихрь существенно более подвержен воздействию КДЦ, чем антарктический [226–232]. В Арктике влияние КДЦ на динамику полярного вихря проявляется с зимы по весну, в то время как в Антарктике – только поздней весной (с октября по декабрь) [233–235]. Было выявлено, что происходящее в западной фазе КДЦ смещение критической линии ветра способствует расширению пояса ветров, господствующих в нижней тропической стратосфере и последующему повышению температуры нижней субтропической стратосферы [236]. Потепление субтропической стратосферы приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента в весенний период, способствующему усилению полярного вихря [237, 238].

В работах [239–242] рассмотрено влияние осцилляции Маддена–Джулиана (ОМД) на динамику арктического полярного вихря. ОМД – это тропическое колебание с периодом 30–60 дней, проявляющееся в осциллирующем движении конвективной облачности в восточном направлении со средней скоростью 5 м/с [239]. Явление было открыто американскими учеными Madden R.A. и Julian P.R. в 1994 г. [243]. Цикл ОМД разделяется на 8 фаз, где каждой фазе соответствует определенное положение конвективной обласчности вдоль экваториального пояса от западной части Индийского океана до центральной части Тихого океана (средняя продолжительность фазы ~ 6 дней) [239]. В работе [242] показано, что ОМД в 7-ой фазе (когда облачная ячейка перемещается на восток по направлению к центральной части Тихого океана [239]) способствует понижению температуры в Северной части Тихого океана, усилению вихревого потока тепла в тропосфере и стратосфере и ослаблению стратосферного полярного вихря. В то время как, ОМД в 3-ей фазе (когда облачная ячейка перемещается на восток над Индийским океаном [239]) приводит к противоположным эффектам [242].

Аномальное разрушение озона в Арктике с января по апрель 2020 г.: динамика полярного вихря под влиянием планетарных волн

Разрушение стратосферного озона над Арктикой весной 2020 г. рассмотрено в работах [244–253]. В работе [254] арктическая озоновая аномалия 2020 г. описывается как беспрецедентное атмосферное явление в стратосфере над Арктикой, сопоставимое с антарктическими озоновыми дырами. В качестве одной из причин рассматривается необычная устойчивость и центрированность относительно полюса арктического полярного вихря в зимне-весенний период 2020 г. Озоновая аномалия 2020 г. сравнивается с аномалией 2011 г. по площади полярного вихря, периоду низких температур и объему ПСО [254]. В работе [255] арктическая аномалия 2020 г. рассматривается с использованием данных прибора Microwave Limb Sounder (MLS), установленного на спутнике Aura. Согласно данным MLS разрушение озона в Арктике весной 2020 г. было рекордно низким. Денитрификация и дегидратация в полярной области в зимний период 2019/2020 гг. (протекающая при экстремально низких температурах в процессе формирования частиц ПСО) также была рекордной за исключением зимы 2015/2016 гг. Переход хлора из его резервуаров (HCl и $ClONO_2$) в радикалы хлора (через гетерогенные и фотохимические реакции) и последующий каталитический цикл разрушения озона начались раньше, чем когда-либо за весь период наблюдений [255].

Несмотря на действительно рекордную, сопоставимую с антарктическими озоновыми дырами, продолжительность арктической озоновой аномалии 2020 г. (неполных 4 месяца), однако по масштабу и интенсивности разрушения озона она сравнима лишь с ранними антарктическими аномалиями (до 1985 г.). В свою очередь, в Арктике ближайшее по продолжительности и степени разрушения озона явление наблюдалось весной 1997 г. [256]. Над Арктикой с 1979 по 2020 гг. ВСП не регистрировалось лишь единожды, в зимне-весенний период 1996/1997 гг. На рис. 1.21 приведены среднемесячные поля геопотенциала, зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне

50 гПа над Арктикой с января по апрель 1997 и 2020 гг., полученные по данным реанализа ERA5 [257]. Граница арктического полярного вихря на уровне 50 гПа определяется значениями геопотенциала ~ $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (Глава 4) (на рис. 1.21 выделены контуром). На полях зонального ветра выделены контуром значения 20 м/с, при которых граница полярного вихря становится динамическим барьером (Глава 5) [258]. Как видно из рис. 1.21, в 1997 г. разрушение озона наблюдалось с марта по апрель, в то время как в 2020 г. с января по апрель. В январе 1997 г. происходило ослабление полярного вихря (без регистрации ВСП), проявившееся в его вытягивании и, как следствие, более высоких температурах внутри вихря, чем в феврале 1997 г. Затем в феврале 1997 г. наблюдалось восстановление вихря, после чего в марте и апреле регистрировалось разрушение озона, в марте – до значений ниже 220 ед. Д. (по данным NASA GSFC [35]). При этом в марте и апреле 1997 г. полярный вихрь был даже масштабнее, чем в эти же месяцы в 2020 г. С января по апрель 2020 г. над Арктикой существовал устойчивый, хорошо центрированный относительно полюса, сильный полярный вихрь, небольшое ослабление которого наблюдалось лишь в апреле (в конце апреля произошло его разрушение). Разрушение озона внутри полярного вихря в 2020 г. усиливалось с января по март (рис. 1.21). Интенсивное разрушение озона в период с марта по апрель 2020 г. можно объяснить не только как результат сильного и устойчивого полярного вихря (несмотря на то, что это основное условие), но и как результат пролонгации озоноразрушающих процессов, начавшихся с января.

На рис. 1.22 приведены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры на уровне 50 гПа, объема ПСО и ОСО над Арктикой с декабря по апрель 1996/1997, 2008/2009 и 2019/2020 гг. в сравнении со средними значениями за 1979–2020 гг., полученные на основе данных NASA GSFC [35]. Зимой 2008/2009 гг., 24 января, наблюдалось одно из крупнейших ВСП в результате расщепления полярного вихря под действием вертикально распространяющихся планетарных волн [259]. На рис. 1.22 внутригодовые изменения исследуемых параметров в зимне-весенний период 2008/2009 гг. приведены для сравнения и демонстрируют обратную динамику по

сравнению с ходом исследуемых параметров в зимне-весенние периоды 1996/1997 и 2019/2020 гг.

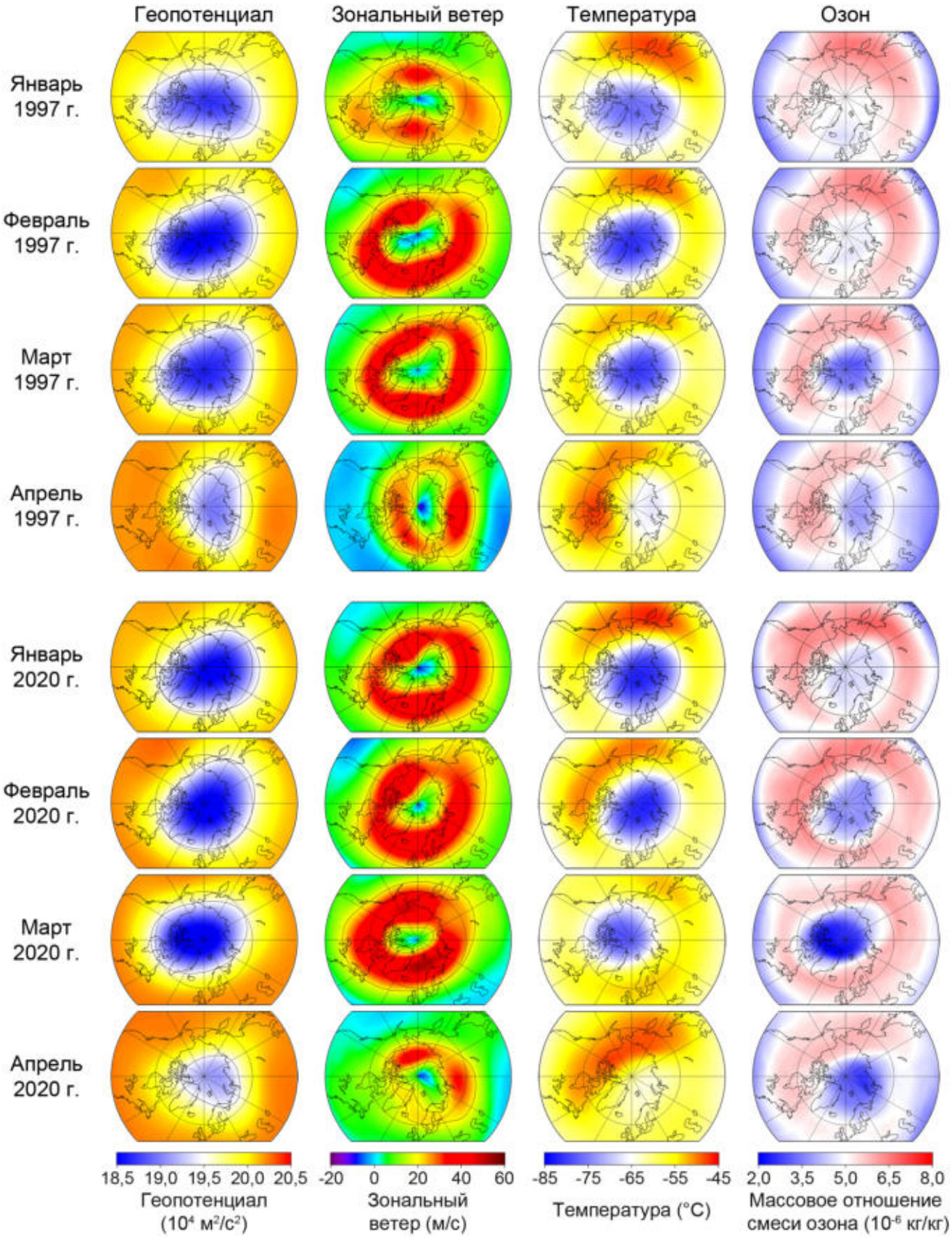

Рис. 1.21. Среднемесячные поля геопотенциала, зонального ветра, температуры и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с января по апрель 1997 и 2020 гг.

В 2009 г., после расщепления полярного вихря 24 января и его последующего разрушения до конца января, ход зонального ветра, температуры и ОСО начиная с февраля иллюстрируют их динамику в отсутствии полярного вихря. После внезапного разрушения полярного вихря и заполнения полярной области теплыми, богатыми озоном воздушными массами в феврале произошла временная смена знака стратосферного меридионального температурного градиента и, в результате, восточное направление зонального ветра стало преобладающим. В марте 2009 г. восстановилось западное течение, при относительно низких значениях скорости зонального ветра, характерных для нижней стратосферы в летний период. Обратная ситуация наблюдалась в зимне-весенние периоды 1997 и 2020 гг. Значительное усиление полярного вихря наблюдалось в феврале и марте, с неизбежным ослаблением в апреле. В результате в полярной области произошло существенное понижение температуры, ПСО в оба года существовали вплоть до апреля, интенсивное разрушение озона регистрировалось до конца апреля. В период с января по апрель 2020 г. ОСО достигало минимальных значений в течение 57 % времени по сравнению с соответствующими значениями для каждого дня за 1979–2020 гг. Более высокие скорости зонального ветра с декабря по январь 2019/2020 гг. по сравнению с 1996/1997 гг. способствовали формированию более низких температур внутри полярного вихря и большему объему ПСО, что привело к увеличению периода разрушения озона на два месяца в 2020 г. по сравнению с 1997 г.

Ослабление арктического полярного вихря, как правило, происходит под влиянием вертикально распространяющихся планетарных волн Россби. Одной из основных характеристик, используемых при оценке активности планетарных волн, является вихревой поток тепла [28]. Повышенная активность вихревого потока тепла приводит к расщеплению полярного вихря и возникновению ВСП [29, 260]. На рис. 1.23 приведены изменения вихревого потока тепла в области 45°–75° с.ш. на уровне 100 гПа с декабря по апрель 1996/1997, 2008/2009 и 2019/2020 гг. в сравнении со средними значениями за 1979–2020 гг., полученные по данным NASA GSFC [35].

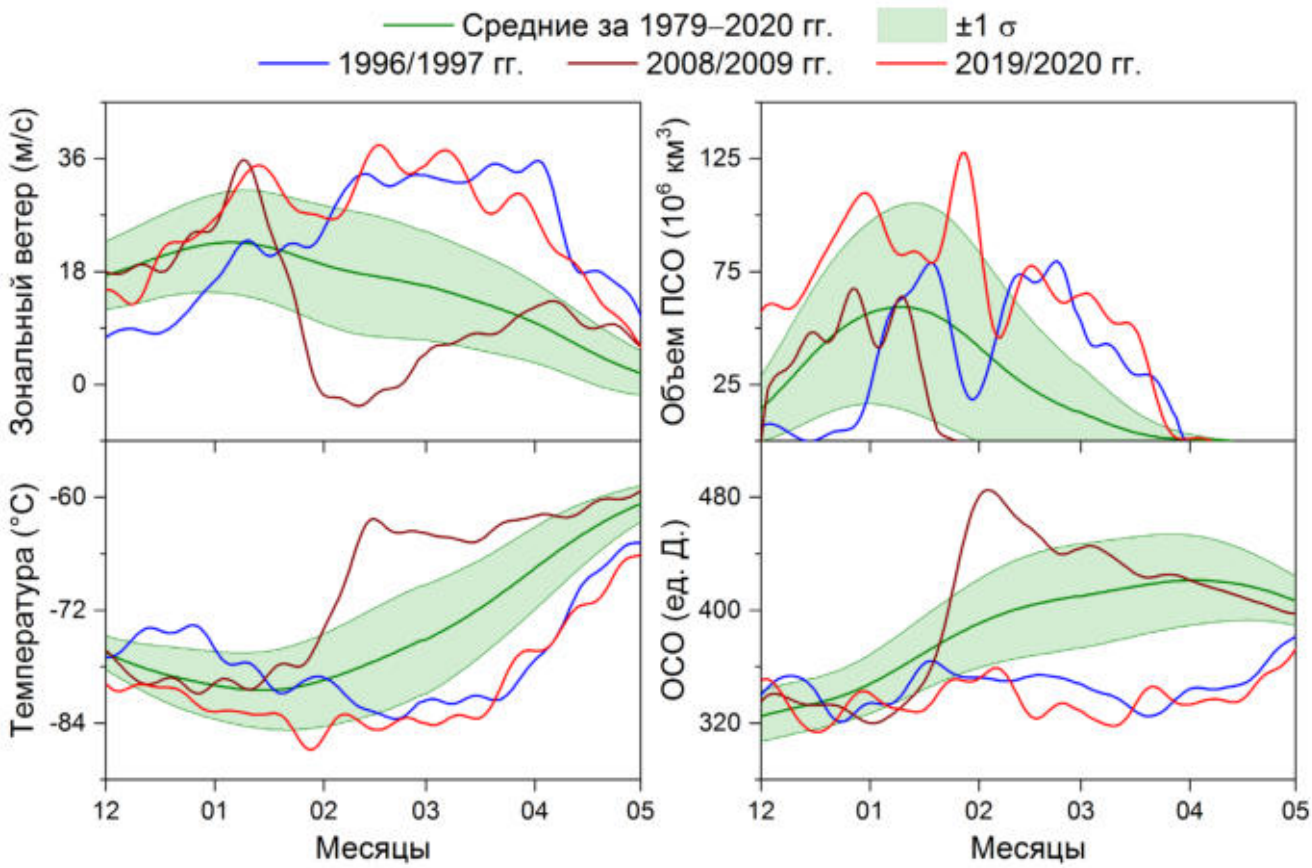

Рис. 1.22. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. с декабря по апрель 1996/1997, 2008/2009 и 2019/2020 гг. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

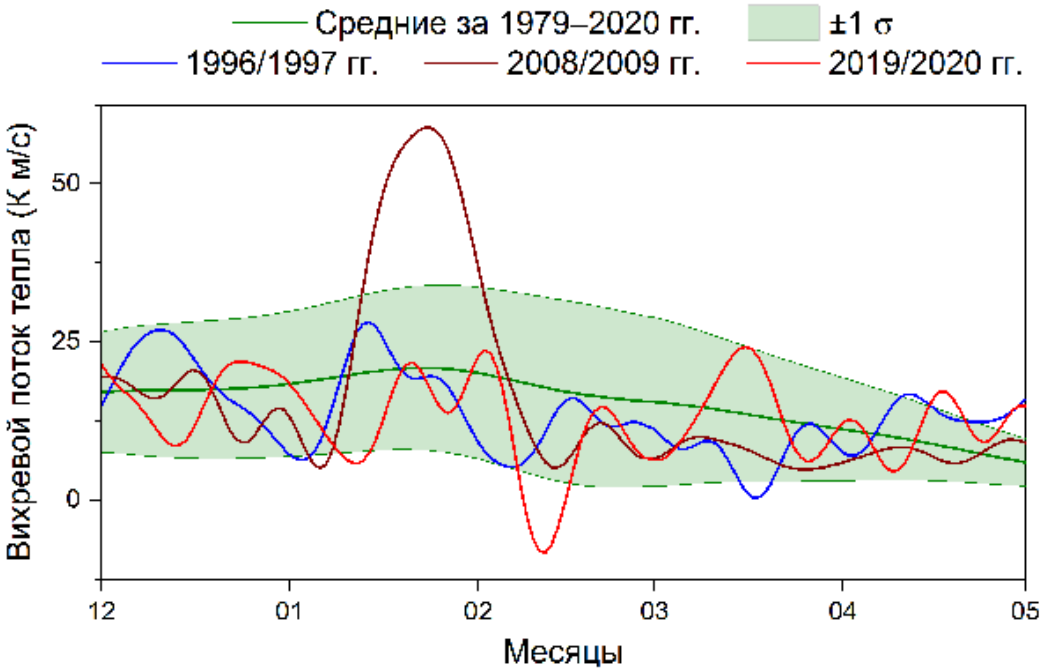

Рис. 1.23. Внутригодовой ход вихревого потока тепла в области 45°–75° с.ш. на уровне 100 гПа с декабря по апрель 1996/1997, 2008/2009 и 2019/2020 гг. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

Как видно из рис. 1.23, в январе 2009 г. наблюдалось аномальное усиление вихревого потока тепла в нижней стратосфере, что привело к расщеплению полярного вихря 24 января и возникновению ВСП. В период с января по апрель 1997 и 2020 гг. небольшое усиление активности наблюдалось в первой половине января 1997 г., в марте 2020 г., а также в апреле 1997 и 2020 гг. На рис. 1.24 приведены векторные представления усредненных за 30 дней потоков ЭП с января по апрель 1997, 2009 и 2020 гг., по данным NOAA ESRL PSD [261]. Как видно из рис. 1.24, изменения активности потока ЭП хорошо согласуются с вариациями вихревого потока тепла. Аномально высокая активность потока ЭП наблюдалась в январе 2009 г. Кроме того, небольшое усиление активности проявляется в марте 2020 г. (рис. 1.24), которое, вероятно, повлияло на динамику полярного вихря с марта по апрель 2020 г., когда он был слабее, чем в этот же период 1997 г. (рис. 1.21) [262].

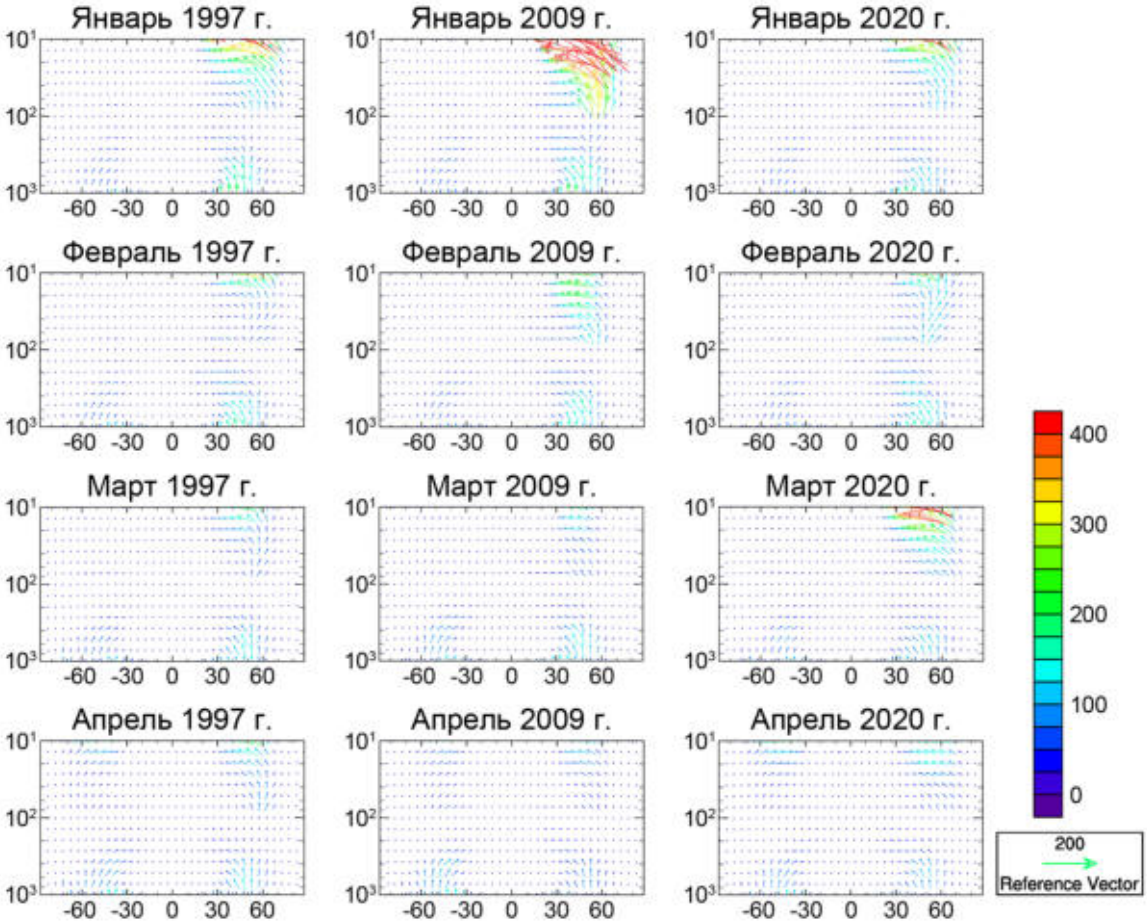

Рис. 1.24. Поток ЭП с января по апрель 1997, 2009 и 2020 гг.
(по оси Y: уровень, гПа; по оси X: широта, град.).

Для рассмотрения влияния планетарных волн на динамику полярного вихря в зимне-весенний период 2020 г. на рис. 1.25 приведены векторные представления усредненных за 1 день потоков ЭП в период с 1 января по 23 апреля 2020 г. для выборочных дат с шагом 8–15 дней по данным NOAA ESRL PSD [261]. На рис. 1.26 приведены поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с 1 января по 23 апреля 2020 г. для тех же дат, что и на рис. 1.25, по данным реанализа ERA5 [257]. На рис. 1.25 выделены контуром значения геопотенциала $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (граница полярного вихря, Глава 4), а также значения зонального ветра 20 м/с и меридионального ветра ±20 м/с (за пределами которых граница вихря перестает быть динамическим барьером, Глава 5). Между активностью планетарных волн и динамикой полярного вихря наблюдается высокая согласованность (рис. 1.25, 1.26). Усиление потока ЭП 1 января, 1 февраля, 15 марта и 15 апреля способствовало ослаблению полярного вихря, сопровождающемуся его смещением или вытягиванием. В периоды уменьшения потока ЭП 15 января, 15 февраля, 1 марта и 1 апреля наблюдалось восстановление вихря (рис. 1.25, 1.26). Небольшое увеличение потока ЭП с 20 по 23 апреля привело к расщеплению полярного вихря (рис. 1.26), произошло ВСП [262].

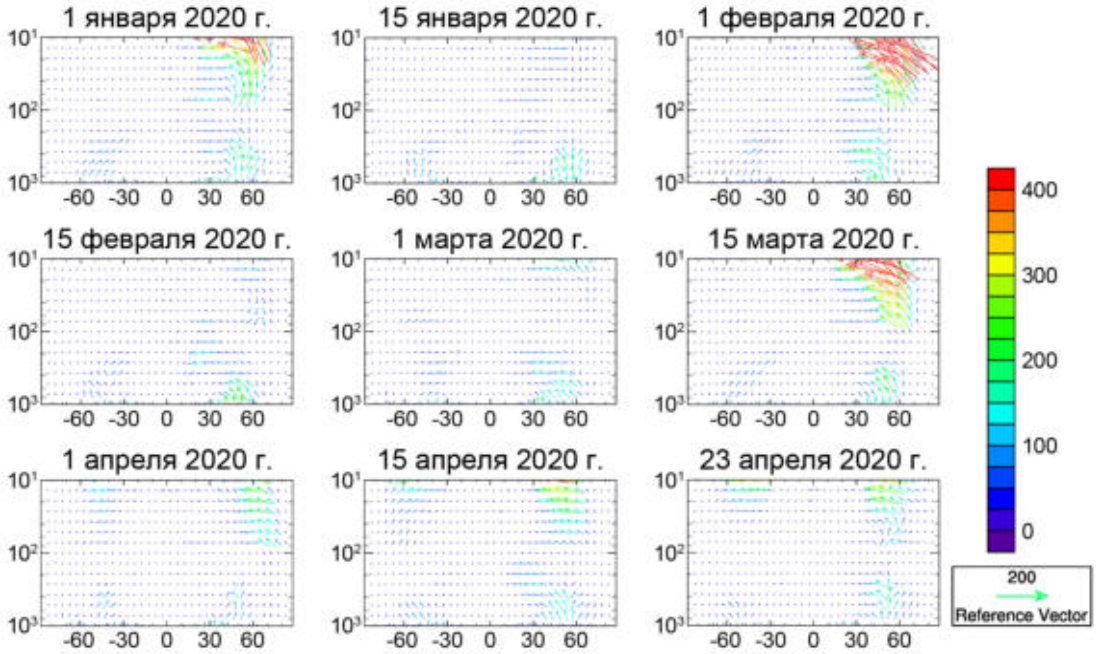

Рис. 1.25. Поток ЭП для выборочных дат в период с января по апрель 2020 г. (по оси Y: уровень, гПа; по оси X: широта, град.).

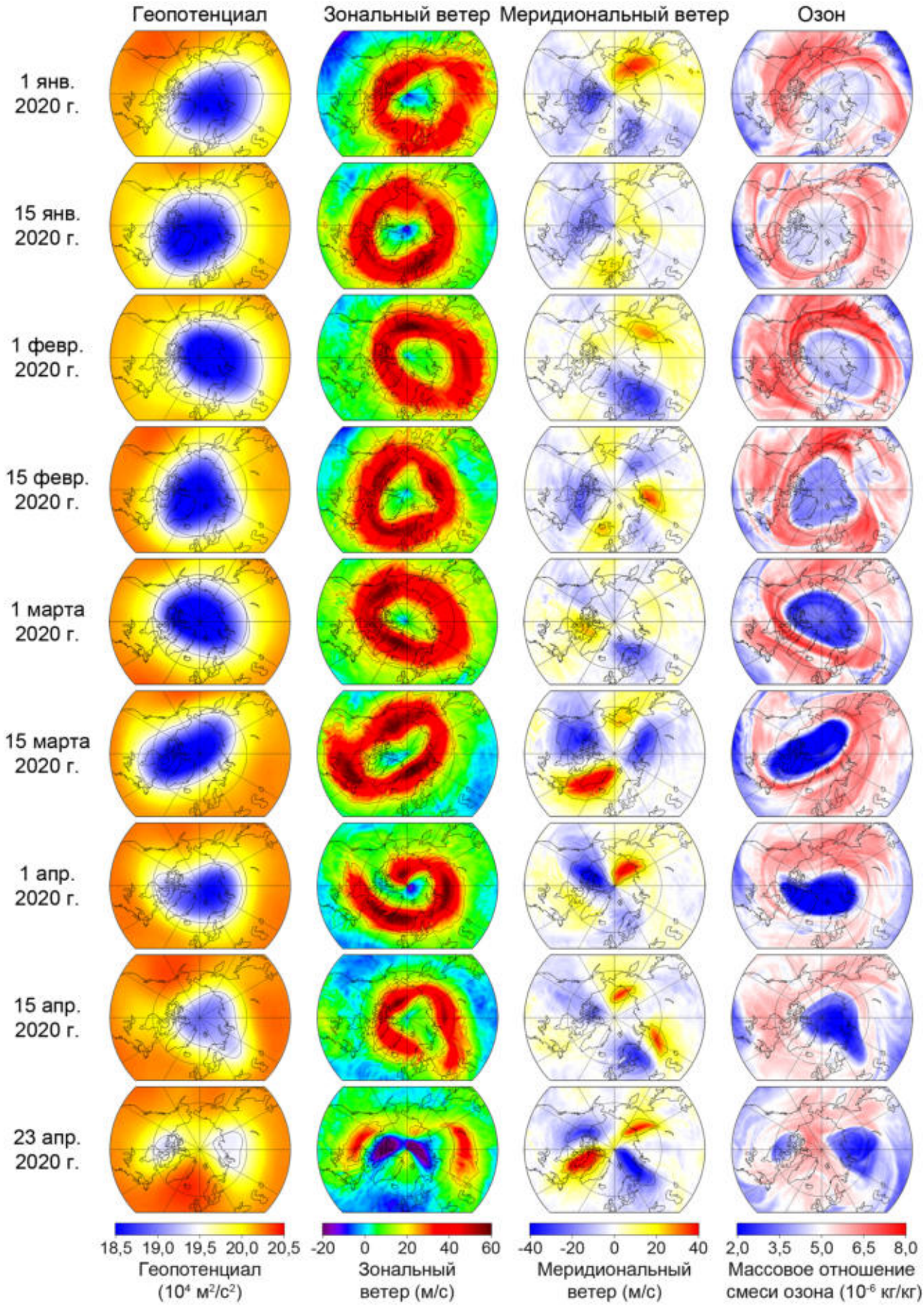

Рис. 1.26. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с января по апрель 2020 г.

Как видно из рис. 1.25 и 1.26, в середине зимы значительное увеличение потока ЭП (например, 1 февраля) способствовало небольшому смещению или вытягиванию полярного вихря, в то время как весной (и, особенно, в апреле) при существенно меньшем увеличении потока ЭП наблюдалось заметное ослабление полярного вихря, вплоть до его расщепления. Несмотря на периодические ослабления полярного вихря с января по апрель 2020 г., ОСО внутри вихря понижалось вплоть до середины апреля и сохранялось низким до полного разрушения вихря в конце апреля (рис. 1.26).

Таким образом, в параграфе рассмотрена арктическая озоновая аномалия 2020 г. в сравнении с аномалией 1997 г., наиболее крупной за период с 1979 по 2019 гг. В 1997 г. разрушение озона наблюдалось с марта по апрель, в то время как в 2020 г. с января по апрель, впервые над Арктикой в течение практически 4-х месячного периода. В 2020 г., как и в 1997 г., наблюдалась необычная устойчивость и центрированность относительно полюса полярного вихря (за исключением января 1997 г.). При этом в марте и апреле 1997 г. вихрь был даже масштабнее, чем в эти же месяцы 2020 г. Разрушение озона внутри полярного вихря в 2020 г. усиливалось с начала января до середины апреля, несмотря на небольшое ослабление полярного вихря в марте и апреле по сравнению с февралем. Значительное понижение ОСО в период с марта по апрель 2020 г. объясняется, в частности, длительным периодом продолжительности озоновой аномалии, при этом основным условием разрушения озона было существование устойчивого вихря. Показано, что устойчивость полярного вихря в значительной степени зависит от активности планетарных волн, и даже кратковременные небольшие увеличения потока ЭП откликаются ослаблением полярного вихря (проявляющемся в его смещении или вытягивании). С началом весны и, особенно, в апреле совсем небольшое увеличение потока ЭП способствовало существенному ослаблению и даже расщеплению полярного вихря, как это наблюдалось с 20 по 23 апреля 2020 г. (произошло ВСП). В то время как, в середине зимы, значительное увеличение потока ЭП не приводило к таким серьезным изменениям в динамике полярного вихря и проявлялось лишь в его небольшом смещении и вытягивании.

1.6. Выводы

В первой главе рассмотрены особенности сезонных изменений стратосферных полярных вихрей. В параграфе 1.1 описаны основные физические величины, характеризующие динамику полярных вихрей. В параграфе 1.2 приведена сравнительная характеристика арктического и антарктического полярных вихрей, рассмотрена межгодовая изменчивость арктического вихря. В параграфе 1.3 описаны вариации температуры нижней, средней и верхней полярной стратосферы в зависимости от динамики полярного вихря. В параграфе 1.4 описан каталитический хлорный цикл разрушения озона, протекающий в нижней стратосфере внутри полярного вихря. В параграфе 1.5 рассмотрены арктические озоновые аномалии как индикатор усиления северного полярного вихря, охарактеризовано влияние КДЦ на силу и устойчивость северного полярного вихря с конца зимы по весну.

Основные выводы:

1) Арктический и антарктический полярные вихри начинают формироваться в середине осени, при этом антарктический вихрь изначально имеет существенно более высокие скорости. Северный полярный вихрь достигает максимальных скоростей в середине зимы и ослабляется весной, в то время как южный полярный вихрь весной усиливается и разрушается в период с конца весны по начало лета.
2) Арктический полярный вихрь, в отличие от антарктического вихря, характеризуется высокой межгодовой изменчивостью, особенно в период с декабря по март.
3) Весеннее усиление антарктического полярного вихря происходит только в нижней стратосфере, а в средней и верхней стратосфере максимальные скорости зонального ветра наблюдаются зимой, в июле и августе, соответственно. При этом ослабление и разрушение антарктического полярного вихря проявляется последовательно в верхней, средней и нижней

стратосфере в сентябре, октябре и ноябре, соответственно. В свою очередь, в сезонном ходе арктического полярного вихря на всех стратосферных высотах проявляется практически единовременный пик активности вихря в декабре и его разрушение в марте.

4) Усиление полярного вихря приводит не только к понижению температуры в нижней стратосфере, но и к ее повышению в верхней стратосфере в пределах вихря, что над Антарктикой проявляется на протяжении всего сезонного хода южного полярного вихря, а над Арктикой – в случае усиления северного вихря. В верхней стратосфере прослеживается обратная зависимость температуры от содержания озона (по сравнению с нижней и средней стратосферой): в период с конца зимы по весну повышение температуры внутри полярного вихря наблюдается в условиях понижения содержания озона, а при разрушении вихря полярная область заполняется более холодными и богатыми озоном воздушными массами.
5) Арктические озоновые аномалии, формирующиеся во время восточной фазы КДЦ, наблюдались в январе (после чего происходило разрушение полярного вихря), а во время западной – в период с февраля по апрель.

По результатам первой главы сформулирован ключевой вывод (который лег в основу первого защищаемого положения): антарктический полярный вихрь, кроме того, что характеризуется существенно большей силой и устойчивостью, чем арктический вихрь, имеет смещенный в весенний период пик активности в нижней стратосфере [237].

Глава 2. Влияние внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей

Как показано в главе 1, пик активности антарктического полярного вихря в нижней стратосфере, как правило, наблюдается в начале весны (в сентябре), в то время как арктического – в середине зимы (в январе). Весеннее усиление антарктического полярного вихря происходит только в нижней стратосфере, а в средней и верхней стратосфере максимальные скорости зонального ветра наблюдаются зимой, в июле и августе, соответственно. При этом замедление и разрушение антарктического полярного вихря проявляется последовательно в верхней, средней и нижней стратосфере в сентябре, октябре и ноябре, соответственно. В свою очередь, в сезонном ходе арктического полярного вихря на всех стратосферных высотах проявляется практически единовременный максимум скорости вихря в декабре и его разрушение в марте.

В результате над Антарктикой, по сравнению с Арктикой, период низких температур, при которых возможно формирование ПСО, более чем на 3 месяца продолжительнее. В многолетнем среднем сезонном ходе ОСО над Арктикой минимум наблюдается в конце осени, отражая сезонное понижение озона, в то время как над Антарктикой проявляется интенсивное разрушение озона весной [139]. Арктические озоновые аномалии носят кратковременный характер (от нескольких недель до 2 месяцев) [263, 264]. Разрушение стратосферного озона над Арктикой регистрировалось только в годы с наблюдаемым усилением северного полярного вихря в зимне-весенний период [147]. Разрушение озона над Антарктикой регистрируется ежегодно и наблюдается, как правило, с августа по ноябрь [19]. Максимум площади озоновой дыры, как правило, регистрируется во второй половине сентября, после чего в течение последующих 2-х месяцев наблюдается ее постепенное уменьшение [9]. Однако в некоторые годы максимум площади озоновой дыры наблюдался в октябре. В частности, в 2015 г. аномально высокие значения площади озоновой дыры наблюдались с конца сентября по начало декабря, достигшие в октябре максимума ~ 28 млн. км^2 [265].

2.1. Влияние температуры тропической и субтропической стратосферы на динамику полярных вихрей

Исходя из естественного хода стратосферных температур в полярной области, обусловленных не только существованием вихря, но и полярной ночью, можно заключить, что зимний пик активности полярного вихря и его ослабление в конце зимы с появлением солнечного излучения являются более обоснованным с точки зрения законов термодинамики. Зимне-весеннее усиление северного полярного вихря, как правило, связано с вулканогенным потеплением в тропической стратосфере [147]. В свою очередь, южный полярный вихрь ежегодно достигает пика интенсивности в начале весны, обуславливая образование озоновой аномалии [127]. Усиление антарктического полярного вихря в весенний период может происходить под влиянием внеполярной стратосферы [238, 266]. На рис. 2.1 приведены 40-летние средние внутригодовые изменения среднеширотных значений температуры и зонального ветра на уровне 50 гПа в диапазоне от 75° с.ш. до 75° ю.ш., полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Красные и синие линии соответствуют максимальным и минимальным значениям во внутригодовых изменениях на каждой широте.

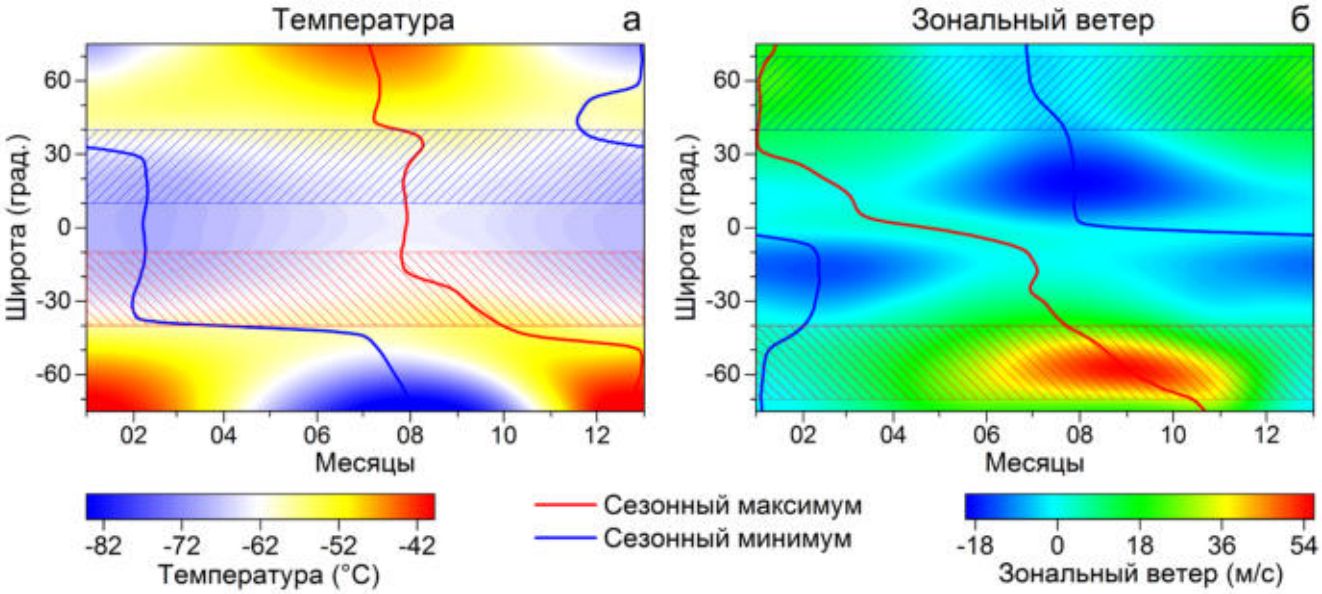

Рис. 2.1. Внутригодовые изменения температуры (*а*) и зонального ветра (*б*) на уровне 50 гПа в широтном диапазоне от 75° с.ш. до 75° ю.ш. в среднем за 1979–2018 гг. Выделены диапазоны 10°–40° ш. и 40°–70° ш.

Как видно из рис. 2.1*а*, в нижней тропической стратосфере, а именно в диапазоне от 25° с.ш. до 18° ю.ш., внутригодовой максимум температуры колеблется в районе 26–30 июля в среднем за 40 лет. Затем в субтропических и средних широтах ЮП наблюдается временное смещение максимума температуры с 1 августа по 30 сентября в диапазоне с 19° ю.ш. до 40° ю.ш. и затем с 1 октября по 30 декабря в диапазоне 40°–50° ю.ш. В свою очередь, в СП сезонный максимум температуры нижней стратосферы перемещается практически в пределах месяца, с 5 июля по 10 августа. Как видно из рис. 2.1*б*, сезонный максимум скорости зонального ветра в ЮП с июля по октябрь перемещается примерно от 30° ю.ш. до 75° ю.ш., проходя максимальные значения скорости ветра на 60° ю.ш. в начале сентября. При этом в СП сезонный максимум скорости зонального ветра во всем широтном диапазоне 30°–75° с.ш. наблюдается в начале января с максимальными значениями в районе 60° с.ш. Таким образом, в обоих полушариях в районе 30° ш. сезонный максимум скорости зонального ветра наблюдается в середине зимы (в начале января – в СП и в начале июля – в ЮП). Но если в СП он наблюдается в середине зимы одновременно в средних и высоких широтах, то в ЮП по направлению к высоким широтам происходит существенное увеличение значений скорости зонального ветра и значительное смещение сезонного максимума во времени, практически на 4 месяца. В результате, максимальные значения зонального ветра на 75° ю.ш. наблюдаются во второй половине октября (рис. 2.1*б*).

На рис. 2.1*а* можно выделить диапазон 10°–40° ю.ш., в котором по направлению к высоким широтам наблюдается временное смещение сезонного максимума значений температуры с начала августа по конец сентября. Такое широтно-временное расположение сезонного максимума, хорошо согласуется, с расположением сезонного максимума скорости зонального ветра в диапазоне 40°–70° ю.ш. (выделенным на рис. 2.1*б*). В свою очередь, в СП соответствующей согласованности между расположением сезонного максимума значений температуры в области 10°–40° с.ш. и скорости зонального ветра в области 40°–70° с.ш. не наблюдается (рис. 2.1*а*,*б*). Таким образом, можно предположить, что усиление антарктического полярного вихря в весенний период обусловлено

влиянием естественного хода температур тропической и субтропической нижней стратосферы, где происходит временное смещение сезонного максимума по направлению к высоким широтам, способствующее увеличению стратосферного меридионального температурного градиента.

На рис. 2.2 приведен 40-летний средний сезонный ход значений температуры в диапазоне 10°–40° ш. с шагом 10° и скорости зонального ветра в диапазоне 40°–70° ш. с шагом 10° на уровне 50 гПа для СП и ЮП. Как видно из рис. 2.2, в ЮП проявляется согласованность сезонных максимумов температуры нижней субтропической стратосферы и скорости зонального ветра в нижней субполярной стратосфере [238, 266]. В СП проявляется рассогласованность сезонных максимумов исследуемых величин. Как видно из рис. 2.2, постепенный рост температуры нижней субтропической стратосферы (широтные диапазоны 20°–30° и 30°–40° ю.ш.), наблюдаемый с марта по сентябрь, формирует благоприятные условия для усиления антарктического полярного вихря (широтные диапазоны 50°–60° и 60°–70° ю.ш.) с апреля по сентябрь, с образованием пика интенсивности весной.

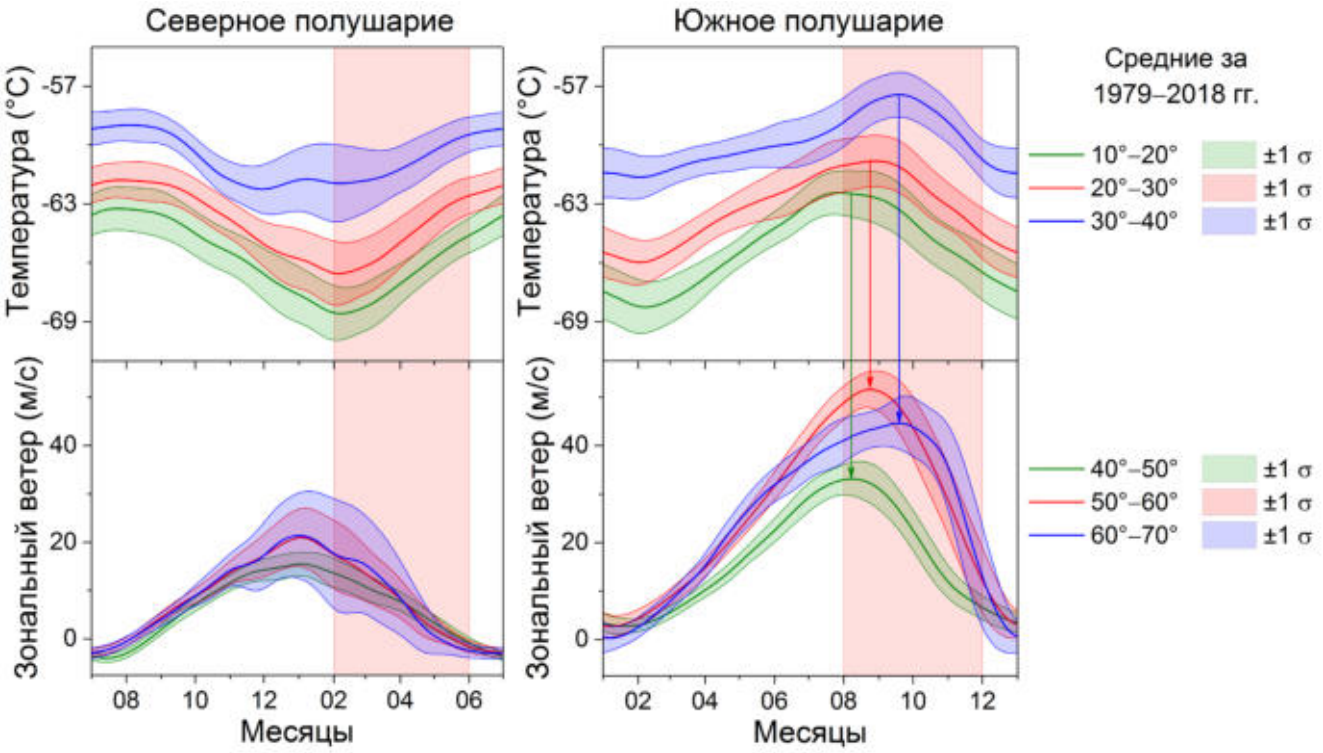

Рис. 2.2. Внутригодовой ход температуры и зонального ветра на уровне 50 гПа в СП и ЮП в широтных диапазонах 10°–20°, 20°–30°, 30°–40° для температуры и 40°–50°, 50°–60°, 60°–70° для зонального ветра в среднем за 1979–2018 гг.

Как известно, формирование полярного вихря происходит благодаря увеличению стратосферного меридионального температурного градиента в осенний период [2, 3]. Увеличение температурного градиента приводит к усилению термического ветра, проявляющемуся в последовательном ускорении зональных ветров по направлению к полярной области и усилении западного стратосферного зонального течения в районе 60° широт, формируется полярный вихрь [1, 15]. Увеличение температуры нижней тропической стратосферы после крупных вулканических извержений способствует увеличению температурного градиента, проявляющемуся в усилении полярного вихря [16, 267, 268]. При этом, как правило, усиление полярного вихря после крупных извержений тропических вулканов наблюдалось в СП [15, 267, 269–273]. В ЮП усиление вихря при вулканогенном потеплении нижней тропической стратосферы если и проявляется, то практически не заметно на фоне традиционно высоких скоростей зонального ветра. Однако, тот факт, что зимне-весеннее усиление арктического полярного вихря в большинстве случаев обусловлено потеплением в тропической области после крупных вулканических извержений [147] является подтверждением механизма весеннего усиления антарктического вихря. Сезонное увеличение температуры нижней субтропической стратосферы ЮП, где значения температуры, как правило, более чем на 3 °С выше, чем в тропических широтах, способствует увеличению температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря [237]. Поскольку рассматривается многолетний сезонный ход температуры субтропической стратосферы, то и весеннее усиление полярного вихря, должно носить ежегодный характер, что и наблюдается в ЮП. При этом сезонный ход антарктического полярного вихря практически повторяет внутригодовые изменения температуры нижней субтропической стратосферы, где наблюдается постепенный рост температуры начиная с февраля–марта (увеличивается температурный градиент, в апреле формируется полярный вихрь) вплоть до сентября (наблюдается пик интенсивности полярного вихря).

В свою очередь, внутригодовой ход температуры нижней субтропической стратосферы объясняется происходящей полной компенсацией между

температурными изменениями в тропических и внетропических широтах, протекающей в пределах месяца с небольшими изменениями среднегодового значения в разных широтных поясах [274]. Сезонный максимум в нижней стратосфере тропических и антарктических широт наблюдается соответственно в конце июля и в конце декабря. Сезонные максимумы в тропической и полярной стратосфере сглаживаются, в частности, благодаря формированию максимума температуры в нижней субтропической стратосфере в сентябре. Внутригодовые изменения температуры нижней тропической стратосферы полностью согласуются с внутригодовым ходом стратосферного озона в тропиках: максимум температуры наблюдается примерно спустя 2–3 недели после формирования максимума содержания озона [274–276]. Внутригодовые изменения температуры в нижней стратосфере СП определяются, в частности, сложной орографией и влиянием планетарных волн [274].

Таким образом, в параграфе рассмотрены причины отличительных особенностей сезонного хода арктического и антарктического стратосферных полярных вихрей. Арктический полярный вихрь, как правило, имеет максимум скорости в середине зимы и разрушается с конца зимы по весну, в то время как, антарктический полярный вихрь в весенний период усиливается. Существование сильного полярного вихря в весенний период обусловливает масштабное разрушение стратосферного озона над Антарктикой. Поведение арктического полярного вихря с максимумом скорости в середине зимы и постепенным ослаблением весной является более термодинамически обоснованным. Соответственно в сезонных изменениях антарктического полярного вихря проявляется влияние внеполярной стратосферы. Показано, что высокая устойчивость и сила антарктического полярного вихря зимой и его ежегодное весеннее усиление обусловлено сезонным ходом температуры нижней субтропической стратосферы, где наблюдаются постепенный рост начиная с марта и максимум в сентябре. Сезонный рост температуры субтропической стратосферы приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента, проявляющемуся в усилении антарктического вихря.

2.2. Динамика южного полярного вихря в условиях весеннего повышения температуры субтропической стратосферы

Одним из основных факторов, определяющих длительность существования и масштабы озоновой дыры, является устойчивость полярного вихря в весенний период [277–279]. Основное разрушение озона, как правило, наблюдается в нижней стратосфере, на уровне ~ 50 гПа. На рис. 2.3 приведены диаграммы рассеяния среднемесячных значений скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и площади озоновой дыры за октябрь и ноябрь. Влияние полярного вихря особенно проявляется поздней весной: корреляция между скоростью зонального ветра и площадью озоновой дыры в октябре и ноябре достигает соответственно R = 0,83 (при $P = 3{,}5 \cdot 10^{-9}$) и R = 0,90 (при $P = 1{,}4 \cdot 10^{-12}$), при этом в сентябре значение корреляции составляет всего R = 0,30 (при P = 0,1). Как видно из рис. 2.3, аномально высокие значения скорости полярного вихря и площади озоновой дыры в октябре и ноябре наблюдались в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 гг. и, особенно, в 2015 г. В эти годы значения скорости полярного вихря на уровне 50 гПа в октябре приближались к соответствующим значениям в сентябре или даже превышали их, как это наблюдалось в 1987, 2011 и 2015 гг.

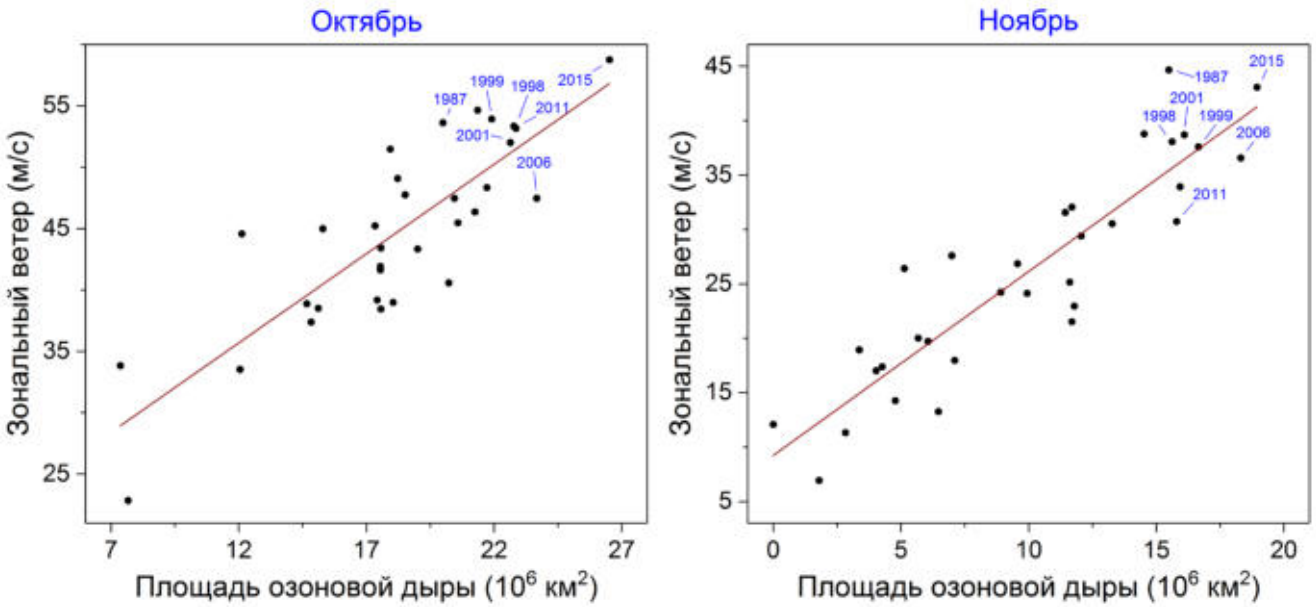

Рис. 2.3. Диаграммы рассеяния среднемесячных значений зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и площади озоновой дыры за октябрь и ноябрь с 1985 по 2018 гг.

В 2000 году, 9 сентября, была зарегистрирована максимальная площадь антарктической озоновой дыры – 29,86 млн. км^2 согласно данным NASA GSFC [35]. Следующее по величине максимальное значение, 29,62 млн. км^2, было зафиксировано 26 сентября 2006 г. [35, 280]. При этом максимальные значения за октябрь и ноябрь были зарегистрированы в 2015 г. и составили 28,21 млн. км^2 (2 октября) и 24,75 млн. км^2 (2 ноября). Как было отмечено выше, корреляция между скоростью полярного вихря и площадью озоновой дыры значительно усиливается в октябре и, особенно, в ноябре. Для детального рассмотрения динамики антарктического полярного вихря было выделено 7 лет (1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг.), в которые в октябре и ноябре регистрировались высокие значения площади озоновой дыры. На рис. 2.4 представлен временной ход значений скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры в среднем за 7 исследуемых лет в сравнении со средними значениями за период 1979–2018 гг., полученными по данным NASA GSFC [35]. Видно, что в исследуемые годы усиление полярного вихря наблюдалось, главным образом, в октябре и ноябре. В результате это привело к понижению температуры, росту объема ПСО и увеличению площади озоновой дыры в этот период (рис. 2.4).

Значения скорости антарктического полярного вихря в нижней стратосфере в октябре и ноябре в исследуемые 7 лет выходят за пределы СКО и, соответственно, являются аномальными. Такое нехарактерное поведение полярного вихря, способствовавшее интенсивному разрушению озона над Антарктикой в исследуемые годы, могло быть вызвано влиянием внеполярной стратосферы. Стратосферные полярные вихри формируются благодаря осенне-зимнему увеличению стратосферного меридионального температурного градиента [1–3]. При этом зимне-весеннее увеличение температурного градиента способно приводить к усилению стратосферного полярного вихря, что, в частности, наблюдалось в СП после крупных извержений тропических вулканов [16, 147, 267].

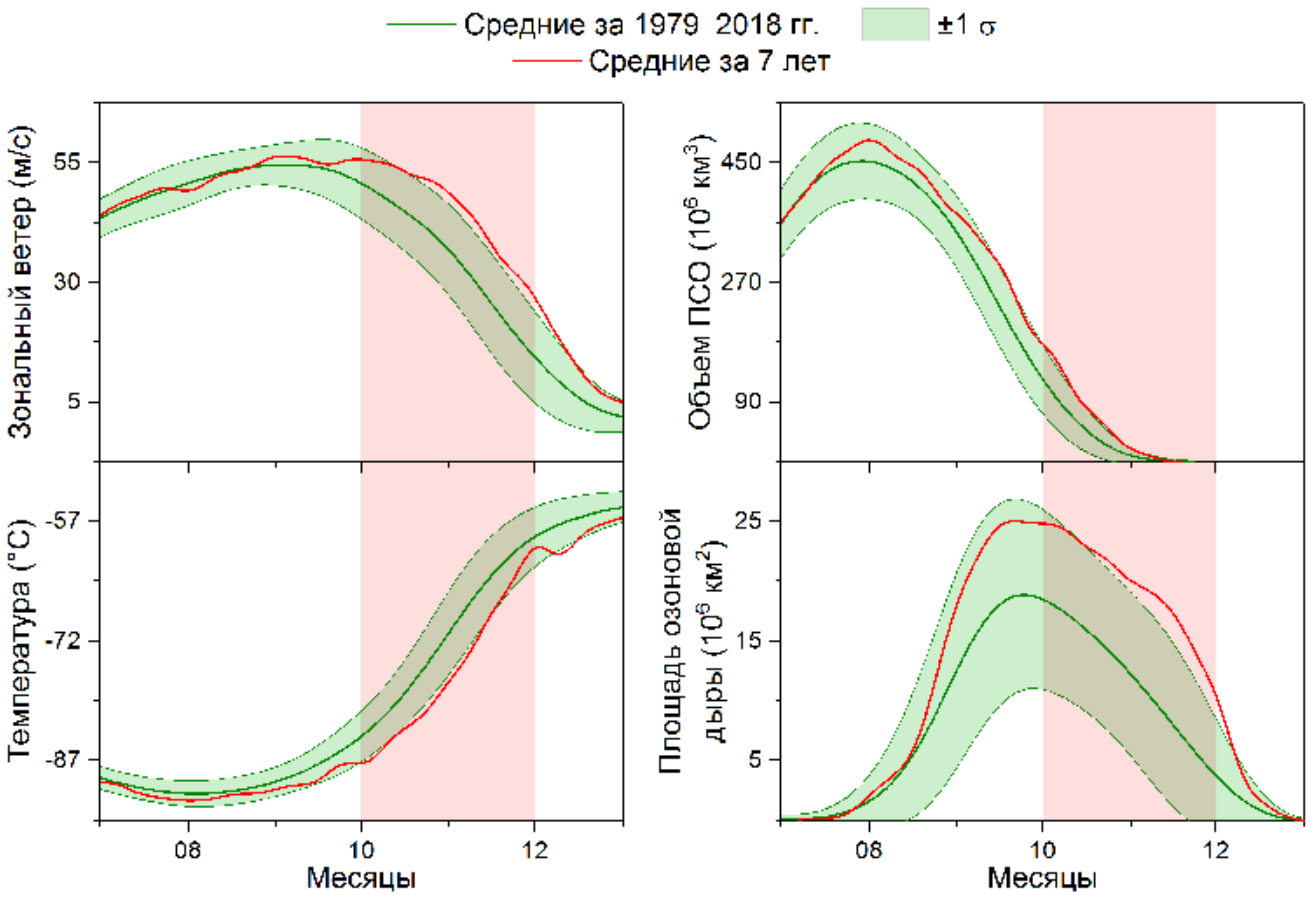

Рис. 2.4. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры в среднем за 7 исследуемых лет (1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг.) на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Максимальная скорость антарктического полярного вихря в нижней стратосфере, как правило, регистрируется в начале сентября (рис. 2.4). Зимой и в начале весны он достаточно сильный и слабо подвержен влиянию внешних факторов. В то время как, поздней весной (октябрь–ноябрь), когда вихрь ослабевает, может проявляться влияние среднеширотной и тропической стратосферы. В табл. 2.1 представлены коэффициенты корреляции R между среднемесячными значениями скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температуры в широтных поясах 0°–10°, 10°–20°, 20°–30°, 30°–40°, 20°–40° и 40°–50° ю.ш. на уровнях 70 и 50 гПа с августа по ноябрь за период 1979–2018 гг., полученные на основе данных реанализа ERA-Interim [34]. В табл. 2.2 приведены значения вероятности P для полученных коэффициентов корреляции (при $P < 10^{-4}$ корреляция считается статистически значимой). С целью

фильтрации значительных межгодовых изменений температуры тропической и субтропической стратосферы, а также для выявления ее кратковременных вариаций, из среднемесячных значений за август–ноябрь вычитались среднегодовые значения за соответствующий год.

Таблица 2.1. Коэффициенты корреляции между среднемесячными значениями скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и стратосферной температуры (широтные диапазоны и высоты (уровни) приведены в «шапке») с августа по ноябрь за 1979–2018 гг.

	Температура в области											
	0°–10° ю.ш.		10°–20° ю.ш.		20°–30° ю.ш.		30°–40° ю.ш.		40°–50° ю.ш.		20°–40° ю.ш.	
	на уровне											
	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа
Авг.	–0,15	–0,03	0,16	0,04	0,08	–0,10	0,03	–0,06	0,25	0,25	0,10	–0,12
Сент.	0,20	0,30	0,41	0,40	0,45	0,32	0,21	0,08	–0,20	–0,20	0,38	0,24
Окт.	0,40	0,40	**0,60**	**0,66**	**0,68**	**0,71**	0,43	0,52	–0,10	0,10	**0,71**	**0,68**
Нояб.	0,51	0,41	**0,64**	0,53	**0,76**	**0,65**	**0,73**	**0,68**	0,44	0,44	**0,82**	**0,71**

Таблица 2.2. Вероятность P для коэффициентов корреляции между среднемесячными значениями скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и стратосферной температуры с августа по ноябрь за 1979–2018 гг.

	Температура											
	0°–10° ю.ш.		10°–20° ю.ш.		20°–30° ю.ш.		30°–40° ю.ш.		40°–50° ю.ш.		20°–40° ю.ш.	
	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа	70 гПа	50 гПа
Авг.	0,73	0,50	0,96	0,52	0,48	0,57	0,18	0,77	0,17	0,58	0,48	0,82
Сент.	0,23	0,07	0,01	0,01	$4{,}9\cdot10^{-3}$	0,05	0,21	0,61	0,24	0,22	0,02	0,15
Окт.	0,01	0,01	$\mathbf{6{,}6\cdot10^{-5}}$	$\mathbf{6{,}8\cdot10^{-6}}$	$\mathbf{2{,}8\cdot10^{-6}}$	$\mathbf{5{,}6\cdot10^{-7}}$	$7{,}5\cdot10^{-3}$	$7{,}0\cdot10^{-4}$	0,56	0,54	$\mathbf{7{,}4\cdot10^{-7}}$	$\mathbf{2{,}0\cdot10^{-6}}$
Нояб.	$1{,}1\cdot10^{-3}$	0,01	$\mathbf{1{,}2\cdot10^{-5}}$	$5{,}8\cdot10^{-4}$	$\mathbf{3{,}3\cdot10^{-8}}$	$\mathbf{1{,}2\cdot10^{-5}}$	$\mathbf{1{,}8\cdot10^{-7}}$	$\mathbf{2{,}5\cdot10^{-6}}$	$6{,}1\cdot10^{-3}$	$5{,}7\cdot10^{-3}$	$\mathbf{3{,}7\cdot10^{-10}}$	$\mathbf{5{,}8\cdot10^{-7}}$

В табл. 2.1 коэффициенты корреляции со значениями $R < 0{,}4$ (при $P < 1$) и $0{,}4 \le R < 0{,}6$ (при $P < 0{,}01$) показаны серым и черным цветом, со значениями $0{,}6 \le R < 0{,}7$ (при $P < 10^{-4}$) и $R \ge 0{,}7$ (при $P < 10^{-6}$) выделены жирным черным и красным цветом. Достаточно высокая корреляция наблюдается между значениями скорости зонального ветра и температуры нижней стратосферы в широтных областях 10°–20° и 20°–30° ю.ш. в октябре и в областях 20°–30° и 30°–40° ю.ш. в

ноябре. Выделение субтропической области (за счет объединения широтных диапазонов 20°–30° и 30°–40° ю.ш.) позволило получить наиболее высокие коэффициенты корреляции скорости вихря с температурой на уровне 70 гПа, одновременно за октябрь и ноябрь (табл. 2.1). На рис. 2.5 приведены соответствующие диаграммы рассеяния среднемесячных значений скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа за октябрь и ноябрь. Наиболее высокие значения субтропической температуры проявляются в 7 исследуемых годах (за исключением октября 2006 г., когда потепление в большей степени проявлялось в области 10°–20° ю.ш. на уровне 100 гПа).

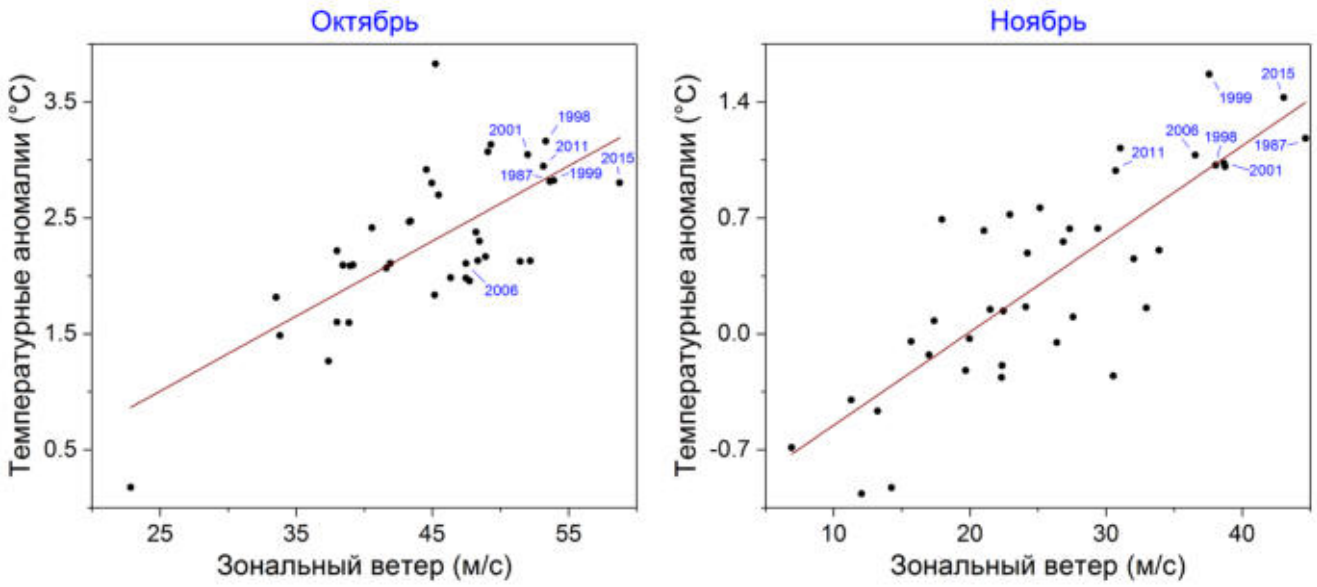

Рис. 2.5. Диаграммы рассеяния среднемесячных значений зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа за октябрь и ноябрь с 1979 по 2018 гг.

Такое усиление корреляции между субтропическими температурами нижней стратосферы и скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. в октябре и, особенно, в ноябре может объяснить случаи аномального усиления антарктического полярного вихря в этот период, когда он подвержен влиянию внеполярной стратосферы. На рис. 2.6 представлен временной ход значений температуры в области 20°–40° ю.ш. в нижней стратосфере, на уровне 70 гПа, в среднем за 7 аномальных лет и отдельно за 2015 г. в сравнении с многолетним средним за 1979–2018 гг. При нахождении климатической нормы и усредненных

значений за 7 исследуемых лет из ежедневных температурных данных вычитались среднегодовые значения за соответствующий год. Как видно из рис. 2.6 в годы с усилением антарктического полярного вихря в октябре–ноябре проявляется явно выраженное повышение температуры нижней субтропической стратосферы относительно нормы в этот же временной период (при усреднении был исключен октябрь 2006 г.). В 2015 г. увеличение температуры нижней субтропической стратосферы относительно нормы наблюдалось со второй половины октября до середины декабря на 70 гПа. Таким образом, можно заключить, что именно потепление нижней субтропической стратосферы в поздневесенний период способствовало усилению антарктического полярного вихря и формированию продолжительных по времени, масштабных озоновых аномалий в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и, особенно, 2015 гг.

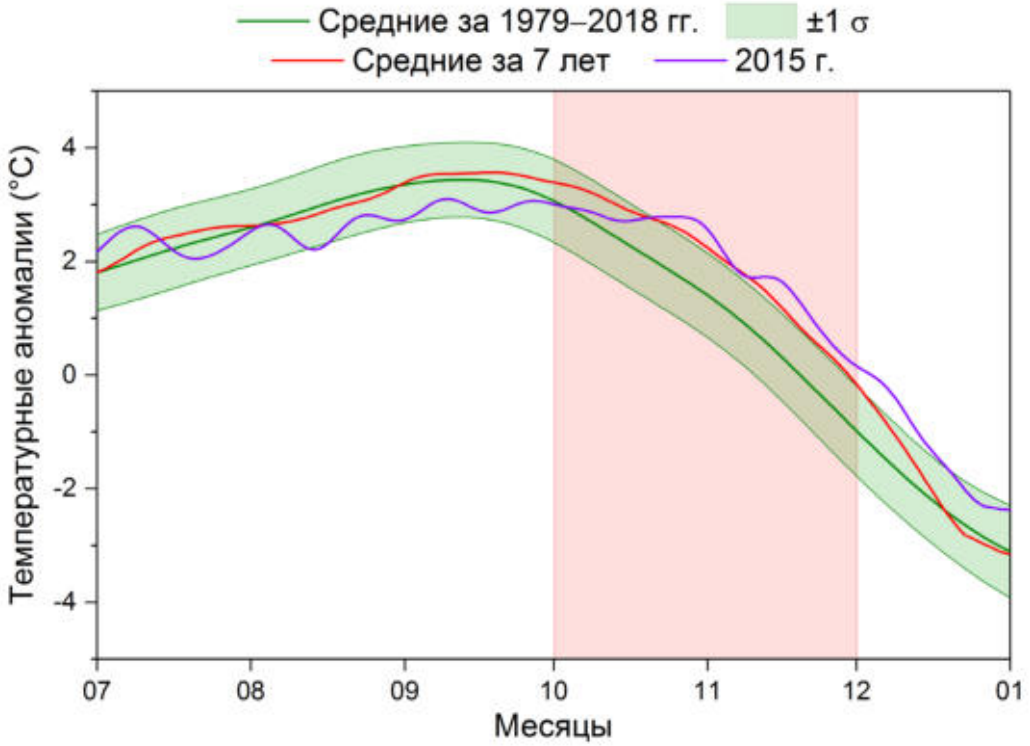

Рис. 2.6. Внутригодовой ход температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа в среднем за 7 исследуемых лет (1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг.) и отдельно за 2015 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Повышение температуры нижней субтропической стратосферы способствует увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря. В

период с октября по ноябрь антарктический полярный вихрь становится подверженным влиянию субтропической стратосферы и более чувствительным к вариациям ее температуры. В работах [281–284] показано, что сильное Эль-Ниньо, как например в 2015 г., способно приводить к увеличению температуры нижней тропической стратосферы, в частности, благодаря увеличению количества водяного пара в нижней стратосфере. Можно ожидать, что существенное потепление в тропической стратосфере может откликаться повышением температуры в субтропической стратосфере. Важно отметить, что в 1987, 2006 и, особенно, 2015 гг. (т.е. в течение 3-х лет из рассматриваемых 7-ми) увеличение температуры нижней субтропической стратосферы происходило на фоне регистрируемого в октябре–ноябре Эль-Ниньо.

Таким образом, в параграфе рассмотрены причины аномального усиления антарктического полярного вихря в октябре–ноябре, сопровождающегося масштабным разрушением озона в этот период. Показано, что в октябре и ноябре коэффициенты корреляции между скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и площадью антарктической озоновой дыры значительно увеличиваются и достигают, соответственно, 0,83 и 0,90 (при $P < 3{,}5 \cdot 10^{-9}$). В этот период скорость южного полярного вихря практически полностью определяет масштабы разрушения стратосферного озона над Антарктикой. При этом полярный вихрь ослабевает и становится подверженным влиянию внеполярной стратосферы. В это время также значительно усиливается корреляция между скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температурой нижней стратосферы в области 20°–40° ю.ш., коэффициенты корреляции составляют 0,71 и 0,82 (при $P < 7{,}4 \cdot 10^{-7}$) в октябре и ноябре, соответственно. Показано, что в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг., когда регистрировалось масштабное разрушение озона в октябре и ноябре, наблюдалось аномальное увеличение температуры нижней субтропической стратосферы. Потепление в субтропической стратосфере с октября по ноябрь в эти годы привело к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента, способствовавшего усилению антарктического полярного вихря и масштабному разрушению озона.

2.3. Динамика южного полярного вихря в условиях весеннего понижения температуры субтропической стратосферы

Раннее разрушение стратосферного полярного вихря происходит, как правило, в результате проникновения в стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн Россби и сопровождается возникновением ВСП [285–294]. Над Арктикой ВСП наблюдаются практически ежегодно [54], в то время как над Антарктикой большое ВСП регистрировалось единожды, в сентябре 2002 г. [295–304]. Считается, что СП, по сравнению с ЮП, характеризуется значительно более высокой активностью вертикально распространяющихся планетарных волн по причине существенных отличий в орографии [305].

В § 2.1 и 2.2 рассмотрена роль температуры нижней субтропической стратосферы в усилении полярного вихря. Показано, что в ЮП сезонный ход температуры нижней субтропической стратосферы с апреля по сентябрь создает благоприятные условия для усиления антарктического полярного вихря [237], при этом повышение температуры субтропической стратосферы в период с октября по ноябрь приводит к поздневесеннему усилению вихря [238]. Повышение температуры нижней субтропической стратосферы в период с осени по весну приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря. Зимне-весеннее усиление полярного вихря приводит к формированию в полярной стратосфере условий, способствующих образованию полярной озоновой аномалии.

Антарктический полярный вихрь, как правило, усиливается в сентябре. При этом ВСП в результате расщепления полярного вихря в конце сентября в ЮП регистрировалось единожды, в 2002 г. [306–309]. В этот же период в нижней субтропической стратосфере наблюдалось аномальное понижение температуры. В качестве возможной причины ослабления вихря, предшествовавшего его расщеплению под действием планетарных волн, рассмотрено аномальное

понижение температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшее уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента.

Основными параметрами, характеризующими ВСП, являются потенциальная завихренность[2] и температура. На рис. 2.7 приведены поля этих величин на уровнях 50 и 10 гПа над Антарктикой за период с сентября по ноябрь 2002 г. по данным реанализа ERA-Interim [34]. Как видно из рис. 2.7, в середине сентября 2002 г. полярный вихрь в нижней и средней стратосфере был немного смещен относительно полюса, но при этом имел круглую форму. Последующие 10 дней характеризовались постепенным вытягиванием полярного вихря. В результате, 25 сентября произошло расщепление вихря, более явно проявившееся в средней стратосфере. В нижней стратосфере максимальные значения потенциальной завихренности 25–26 сентября образовали форму "восьмерки". Однако факт расщепления полярного вихря в нижней стратосфере на два небольших вихря проявился в распределении значений температуры, которые характеризуются наличием двух овальных областей пониженных температур с выраженными границами и повышенными температурами за их пределами (рис. 2.7). В первой половине октября антарктический полярный вихрь частично восстановился, но был существенно меньше и слабее, чем обычно. В начале ноября произошло окончательное разрушение вихря, более чем на месяц раньше, чем за период с 1989 по 2018 гг. [35], что видно из распределения температуры на рис. 2.7 в середине ноября 2002 г.

Временную динамику полярного вихря можно охарактеризовать скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. в нижней и средней стратосфере, при этом объем ПСО и площадь озоновой дыры являются косвенными характеристиками активности вихря с конца зимы по весну. На рис. 2.8 приведены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровнях 50 и 10 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш.

---

[2]В ЮП потенциальная завихренность принимает отрицательные значения, поэтому при описании полей потенциальной завихренности в этом параграфе подразумеваются значения в абсолютной величине.

и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2002 г. в сравнении со средними за 1979–2018 гг. с СКО, полученные по данным NASA GSFC [35].

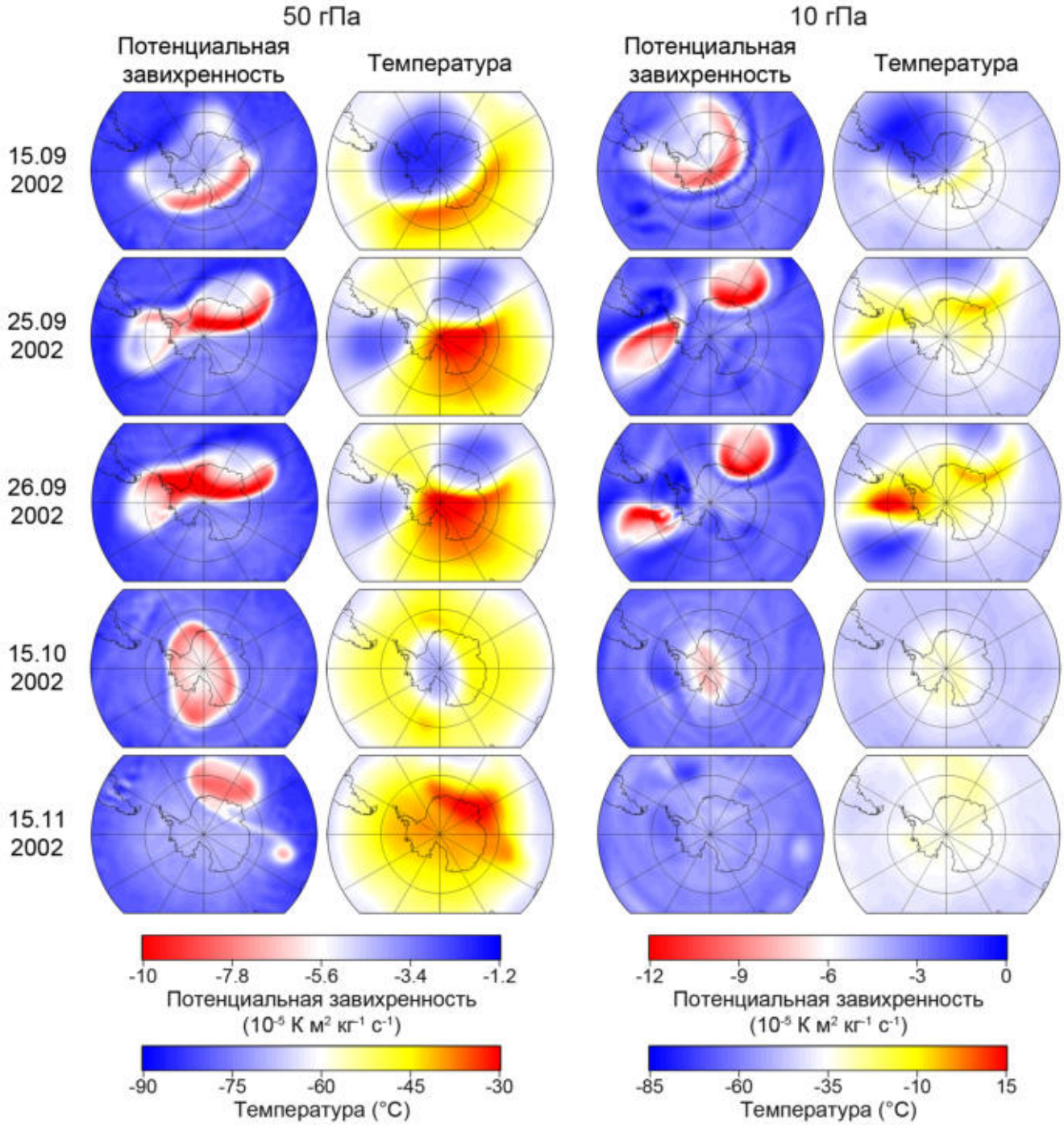

Рис. 2.7. Поля потенциальной завихренности и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Антарктикой с сентября по ноябрь 2002 г.

Как видно из рис. 2.8, начиная с августа 2002 г. происходило стремительное уменьшение скорости зонального ветра в нижней и средней стратосфере, а с сентября наблюдалось повышение температуры в полярной стратосфере. Объем ПСО был ниже климатической нормы еще в середине зимы и стремительно

снижался с августа по сентябрь, в октябре ПСО отсутствовали. Временные изменения площади озоновой дыры также хорошо отражают динамику полярного вихря: во второй половине сентября 2002 г. наблюдалось ее стремительное сокращение, после чего небольшой рост в первой половине октября и последующее затягивание в начале ноября (рис. 2.8). Таким образом, аномальный и необратимый характер наблюдался в динамических изменениях полярного вихря со второй половины сентября, при этом первые признаки последующих изменений проявились в некоторых параметрах уже начиная со второй половины августа [310].

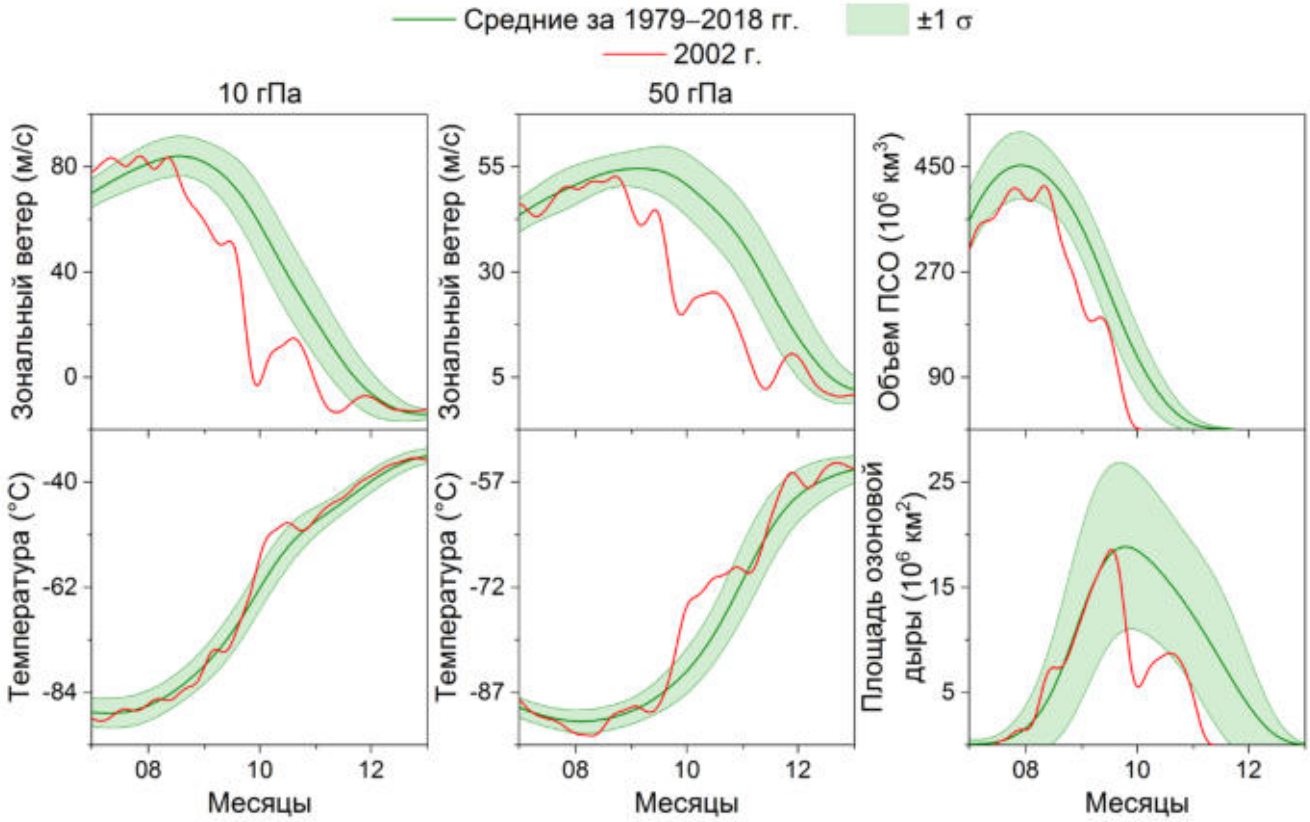

Рис. 2.8. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровнях 50 и 10 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2002 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Причиной раннего разрушения антарктического полярного вихря весной 2002 г. было проникновение в нижнюю стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн [292, 310, 311]. На рис. 2.9 приведены временные изменения вихревого потока тепла в области 45°–75° ю.ш. на уровнях

100 и 50 гПа с мая по октябрь 2002 г. в сравнении со средними значениями за 1979–2018 гг., полученными по данным NASA GSFC [35]. Поскольку в ЮП вихревой поток тепла принимает отрицательные значения, то для него этот параметр принято представлять с обратным знаком [292] (на рис. 2.9 знак «–» внесен в единицы измерения). Как видно из рис. 2.9, аномальное усиление вихревого потока тепла наблюдалось в августе и во второй половине сентября 2002 г. При этом наибольшая интенсивность регистрировалась 22 сентября, т.е. за 3 дня до расщепления полярного вихря.

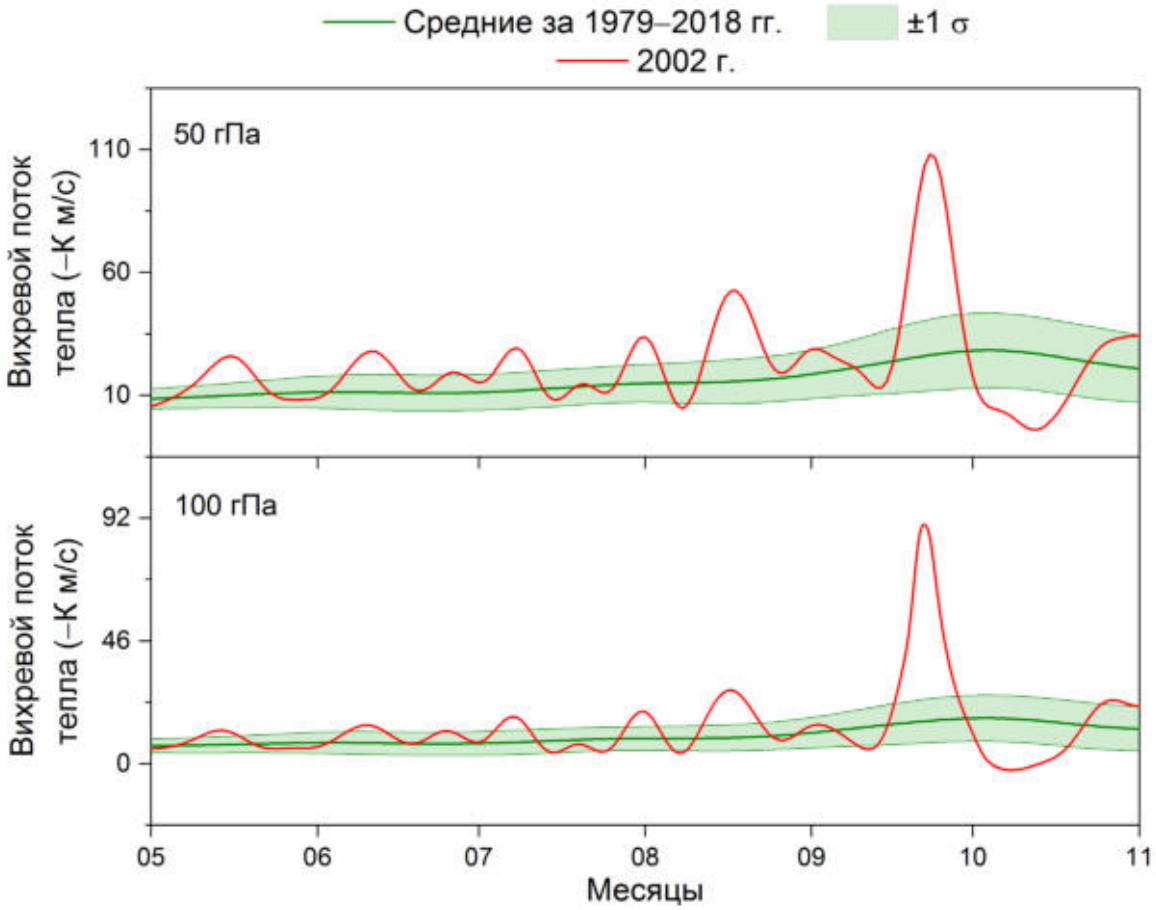

Рис. 2.9. Внутригодовой ход вихревого потока тепла в области 45°–75° ю.ш. на уровнях 50 и 100 гПа с мая по октябрь 2002 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Ослабление полярного вихря, при котором он становится подверженным влиянию планетарных волн, происходит при уменьшении стратосферного меридионального температурного градиента [312, 313]. В 2002 г. уменьшение температурного градиента, вероятно, происходило в результате аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы. На рис. 2.10

представлен временной ход значений температуры в области 20°–40° ю.ш. в нижней стратосфере, на уровне 70 гПа, с июля по декабрь 2002 г. в сравнении со средними значениями за 1979–2018 гг., полученными по данным реанализа ERA-Interim [34]. Для получения температурных аномалий из ежедневных данных вычитались среднегодовые значения за соответствующий год. Как видно из рис. 2.10, начиная с августа значения температуры нижней субтропической стратосферы были ниже климатической нормы, а с середины сентября наблюдалось аномальное понижение температуры. В частности, 22 сентября температура снизилась на 60 % относительно нормы, в то время как 17 сентября значения температуры еще находились в пределах СКО. Такое резкое понижение температуры (в течение 5 дней) совпадает со стремительным усилением вихревого потока тепла, наблюдавшимся в тот же временной период (рис. 2.9). При этом оба параметра достигли беспрецедентно аномальных значений за период с 1979 по 2018 гг. [133].

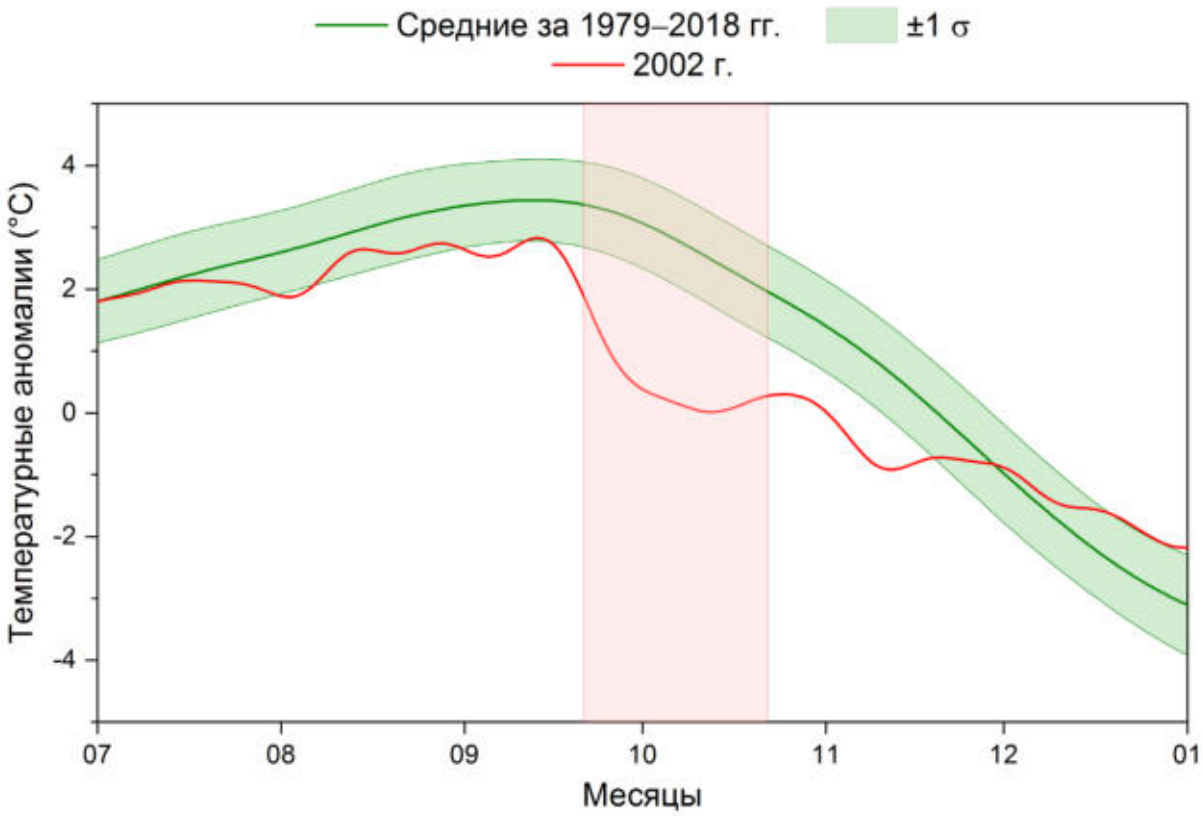

Рис. 2.10. Внутригодовой ход температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа с июля по декабрь 2002 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ). Светло-розовой областью выделен временной период с 21 сентября по 22 октября.

Наиболее значительное понижение температуры относительно климатической нормы наблюдалось с 21 сентября по 22 октября 2002 г. (на рис. 2.10 этот период выделен закрашенным прямоугольником). На рис. 2.11 приведена диаграмма рассеяния усредненных за период с 21 сентября по 22 октября значений скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа с 1979 по 2018 гг. Для получения температурных аномалий из усредненных за исследуемый период значений вычитались среднегодовые значения за соответствующий год.

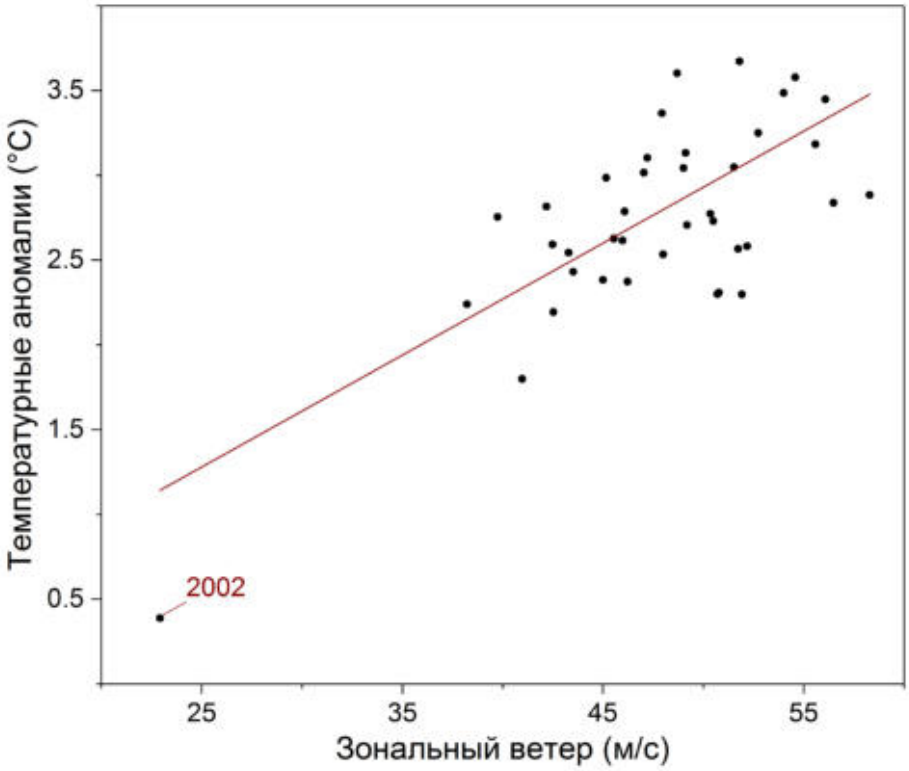

Рис. 2.11. Диаграмма рассеяния усредненных за период с 21 сентября по 22 октября значений зонального ветра на 60° ю.ш. на уровне 50 гПа и температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 70 гПа с 1979 по 2018 гг.

Как видно из рис. 2.11, между температурой нижней субтропической стратосферы и активностью полярного вихря наблюдается высокая корреляционная связь. Коэффициент корреляции R между исследуемыми величинами составил $R = 0{,}72$ при $P = 2{,}15 \cdot 10^{-7}$ (при $P < 10^{-4}$ корреляция считается статистически значимой). При получении R был исключен 1991 г., когда после извержения вулкана Пинатубо наблюдалось аномальное потепление. Как было показано в параграфах 2.1 и 2.2, потепление нижней субтропической

стратосферы в весенний период способно приводить к усилению антарктического полярного вихря в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента. В свою очередь, уменьшение температурного градиента приводит к ослаблению полярного вихря [312, 313]. Как видно из рис. 2.11, в 2002 г. ослабление полярного вихря могло происходить в результате аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшего уменьшению температурного градиента и, вероятно, увеличению вихревого потока тепла в нижней стратосфере. При этом понижение температуры нижней субтропической стратосферы и увеличение вихревого потока тепла до аномальных значений наблюдалось синхронно с 17 по 22 сентября, после чего 25 сентября регистрировалось расщепление антарктического стратосферного полярного вихря, ставшее беспрецедентным в ЮП.

Аномальное ослабление антарктического полярного вихря в условиях уменьшения стратосферного меридионального температурного градиента также наблюдалось весной 2019 г. [314]. Как правило, разрушение антарктического полярного вихря происходит с конца ноября по начало декабря, а его пик активности наблюдается в первой половине сентября. Весной 2019 г. наблюдалось аномальное ослабление антарктического полярного вихря в сентябре и октябре [315], его разрушение произошло примерно на месяц раньше, чем в среднем за 40 лет. За дату начала разрушения антарктического полярного вихря можно принять момент, когда значение усредненной по широте скорости зонального ветра на 60° ю.ш. в нижней стратосфере, на уровне 50 гПа, опускается ниже 20 м/с (в работе [49] за дату разрушения арктического полярного вихря принималась дата, когда значение средней скорости зонального ветра в диапазоне 60°–70° с.ш. в нижней стратосфере опускалось ниже 10 м/с, другие параметры для антарктического вихря обусловлены тем, что он более масштабный и более сильный, чем арктический). В 2019 г. уменьшение средней скорости зонального ветра на 60° ю.ш. ниже 20 м/с произошло 25 октября, для сравнения в 2002 г. это наблюдалось с 23 по 27 сентября и окончательно с 24 октября, в 2015 г. – 9 декабря, а в среднем за период с 1979 по 2019 гг. – 23 ноября по данным NASA

GSFC [35]. На рис. 2.12 приведены поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Антарктикой для выборочных дат за период с августа по декабрь 2019 и 2015 гг. по данным реанализа ERA5 [257]. На полях зонального ветра выделены контуром значения 20 м/с, при которых граница полярного вихря становится динамическим барьером (Глава 5).

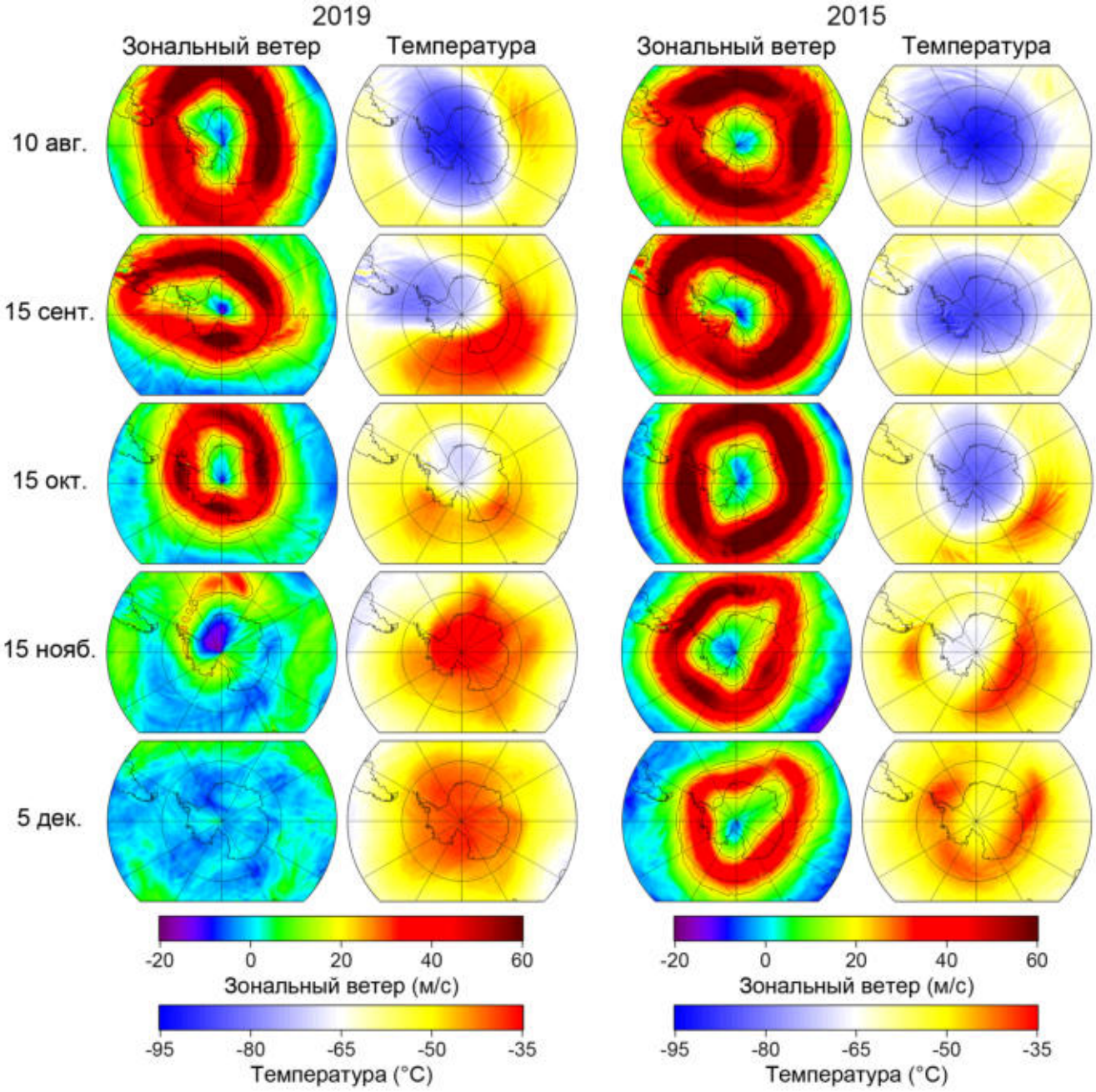

Рис. 2.12. Поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Антарктикой с августа по декабрь 2019 и 2015 гг.

В 2015 г. наблюдалось усиление полярного вихря в октябре–ноябре в условиях увеличения температуры нижней субтропической стратосферы (§ 2.2).

Как видно из рис. 2.12, в 2019 г. антарктический полярный вихрь был значительно слабее, чем в 2015 г., начиная с августа и, особенно, в сентябре и октябре. Уже в середине августа 2019 г. наблюдалось нетипичное вытягивание полярного вихря, в сентябре произошло его смешение, что хорошо прослеживается как на полях зонального ветра, так и на полях температуры (рис. 2.12). В октябре наблюдалось значительное уменьшение полярного вихря, а в первой половине ноября – его разрушение. В свою очередь, в 2015 г. полярный вихрь существовал вплоть до середины декабря.

Ослабление антарктического полярного вихря весной 2019 г. происходило в результате проникновения в нижнюю стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн [311]. На рис. 2.13 приведены временные изменения вихревого потока тепла в области 45°–75° ю.ш. на уровне 100 гПа с июля по декабрь 2019 г. в сравнении со средними значениями за 1979–2019 гг., полученными по данным NASA GSFC [35]. Как видно из рис. 2.13, аномальное увеличение вихревого потока тепла в нижней стратосфере (превышение верхнего порога СКО) наблюдалось с 20 августа по 18 сентября 2019 г., при этом пиковые значения регистрировались с 4 по 14 сентября.

На рис. 2.13 также приведены внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровнях 10 и 50 гПа, минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2019 г. в сравнении со средними за 1979–2019 гг., полученными по данным NASA GSFC [35]. Как видно из рис. 2.13, в сентябре 2019 г. наблюдалось стремительное уменьшение скорости зонального ветра на 60° ю.ш. в средней и нижней стратосфере (начиная с 28 и 31 августа, соответственно), а также повышение температуры (значения выходили за пределы СКО с 9 сентября по 26 октября) и сокращение объема ПСО (с 5 по 25 сентября) в нижней антарктической стратосфере. Также достаточно хорошо отражают динамику полярного вихря временные изменения площади антарктической озоновой дыры: в сентябре 2019 г. происходило ее уменьшение вплоть до 21 сентября, после чего наблюдался небольшой рост в конце сентября и первой

половине октября и, наконец, стремительное затягивание в период с 27 октября по 10 ноября (рис. 2.13).

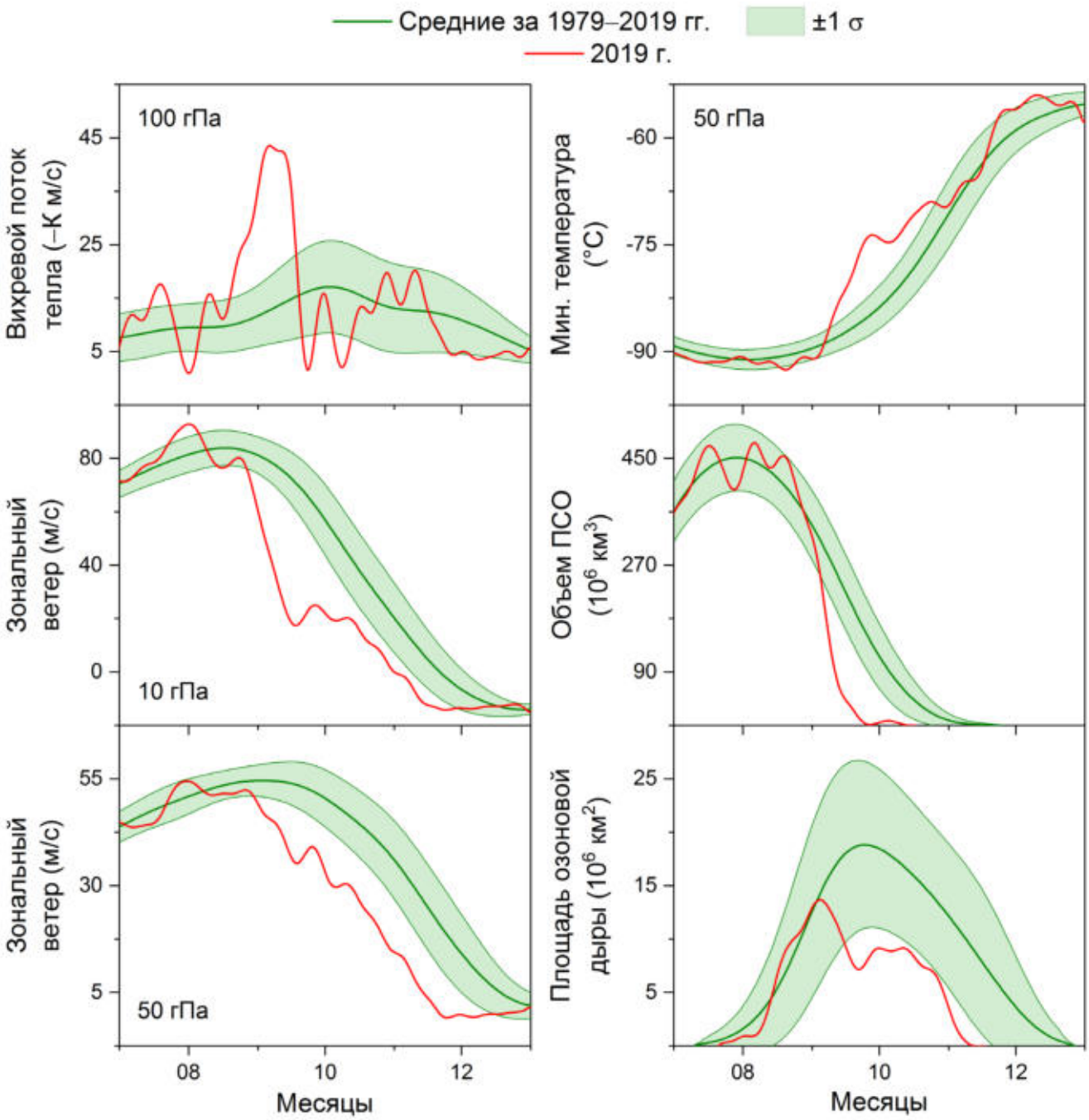

Рис. 2.13. Внутригодовой ход вихревого потока тепла в области 45°–75° ю.ш. на уровне 100 гПа, скорости зонального ветра на 60° ю.ш. на уровнях 10 и 50 гПа, минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2019 г. на фоне средних значений за 1979–2019 гг. с СКО (±1 σ).

Весной 2019 г. уменьшение стратосферного меридионального температурного градиента, способствующее ослаблению полярного вихря, при котором он

становится более подверженным влиянию планетарных волн, вероятно, происходило в результате аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы. На рис. 2.14 приведен временной ход значений температуры в области 20°–40° ю.ш. в нижней стратосфере, на уровне 50 гПа, с июня по ноябрь 2019 г. в сравнении со средними значениями за 1979–2019 гг., полученными по данным реанализа ERA5 [257]. Для получения температурных аномалий из ежедневных данных вычитались среднегодовые значения за соответствующий год. Как видно из рис. 2.14, в сентябре 2019 г. наблюдалось аномальное понижение температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшее уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему ослаблению антарктического полярного вихря в этот период.

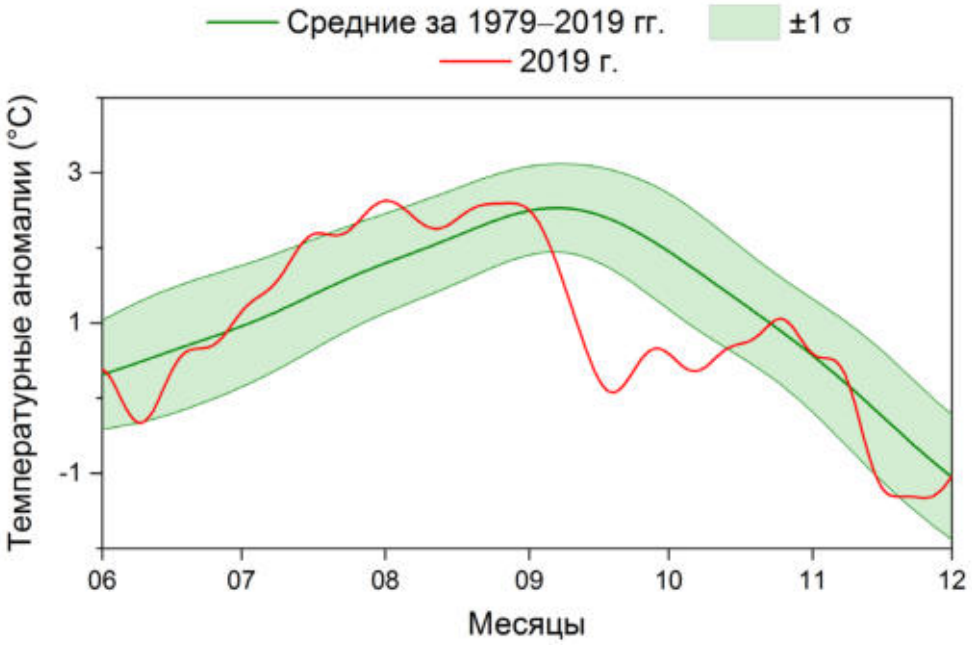

Рис. 2.14. Внутригодовой ход температурных аномалий в области 20°–40° ю.ш. на уровне 50 гПа с июня по ноябрь 2019 г. на фоне средних значений за 1979–2019 гг. с СКО (±1 σ).

Ослабление полярного вихря в 2019 г. наблюдалось с сентября по октябрь, после чего произошло его разрушение в первой половине ноября. Раннее разрушение антарктического полярного вихря весной 2019 г. наблюдалось в результате проникновения в нижнюю стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн. Аномальное увеличение вихревого

потока тепла в нижней стратосфере регистрировалось в сентябре 2019 г. В этот же период наблюдалось аномальное понижение температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшее уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента.

Таким образом, в параграфе рассмотрена динамика антарктического полярного вихря в период его расщепления 25 сентября 2002 г., а также во время аномального ослабления в сентябре–октябре 2019 г. Необратимый характер в динамических изменениях полярного вихря весной 2002 г. наблюдался со второй половины сентября, при этом первые признаки последующих изменений прослеживались уже с конца августа. Несмотря на то, что полное разрушение полярного вихря произошло в начале ноября, однако ПСО отсутствовали уже с начала октября, что характеризует частично восстановившийся в октябре полярный вихрь как достаточно слабый. Раннее разрушение антарктического полярного вихря весной 2002 г. наблюдалось в результате проникновения в нижнюю стратосферу вертикально распространяющихся планетарных волн. Аномальное увеличение вихревого потока тепла в нижней стратосфере наблюдалось, главным образом, в конце сентября 2002 г. с пиком интенсивности, зарегистрированным за 3 дня до расщепления полярного вихря. Весной 2002 г. наблюдалось аномальное (рекордное за 40 лет) понижение температуры нижней субтропической стратосферы. Аномальное похолодание в субтропической стратосфере способствовало уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему ослаблению антарктического полярного вихря, после которого произошло его расщепление под действием планетарных волн. В сентябре 2019 г. наблюдалось вытягивание и необычное смещение полярного вихря относительно полюса. В этот же период наблюдалось аномальное понижение температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшее уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему ослаблению антарктического полярного вихря, при котором он стал более подверженным влиянию планетарных волн.

2.4. Выводы

Во второй главе рассмотрено влияние внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей. В параграфе 2.1 рассмотрено влияние температуры тропической и субтропической стратосферы на динамику полярных вихрей как основной причины отличительных особенностей сезонных изменений северного и южного вихрей. Арктический полярный вихрь, как правило, имеет пик активности в середине зимы, а весной ослабляется и разрушается, в то время как, антарктический полярный вихрь усиливается в начале весны. Существование сильного полярного вихря в весенний период над Антарктикой обусловливает ежегодное формирование антарктической озоновой дыры. В параграфе 2.2 исследована динамика антарктического полярного вихря в условиях весеннего повышения температуры нижней субтропической стратосферы. Рассмотрены случаи аномального усиления южного полярного вихря в октябре–ноябре, сопровождающиеся масштабным разрушением озона в поздневесенний период. Как правило, пик активности антарктического полярного вихря наблюдается в начале сентября, а сезонный максимум площади озоновой дыры – во второй половине сентября. Однако в некоторые годы максимум площади озоновой дыры наблюдался в октябре после аномального усиления полярного вихря в условиях увеличения стратосферного меридионального температурного градиента в результате повышения температуры нижней субтропической стратосферы. В параграфе 2.3 исследована динамика антарктического полярного вихря в условиях весеннего понижения температуры субтропической стратосферы. Рассмотрены основные случаи аномального ослабления антарктического полярного вихря: весной 2002 г., когда (единожды за весь период наблюдений) произошло расщепление южного вихря, и весной 2019 г., когда наблюдалось значительное смещение вихря. Ослабление антарктического полярного вихря в рассматриваемые годы происходило в условиях уменьшения стратосферного меридионального градиента в результате аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы

Основные выводы:

1) Высокая устойчивость и сила антарктического полярного вихря зимой и его ежегодное весеннее усиление обусловлены влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, где наблюдаются постепенный рост начиная с марта и максимум в сентябре.
2) Сезонные изменения температуры нижней тропической стратосферы обусловлены сезонным ходом содержания озона (с задержкой между пиками на 2–3 недели) и влияют на сезонные изменения температуры нижней субтропической стратосферы, которые определяются происходящей полной компенсацией между температурными изменениями в тропических, средних и высоких широтах (обусловленые существованием полярного вихря и полярной ночи). В результате максимум температуры в нижней субтропической стратосфере СП наблюдается в июле–августе, а минимум – в январе. Рассогласованность в сезонных изменениях температуры субтропической стратосферы и скорости зонального ветра на 60° с.ш. объясняют относительную неустойчивость и высокую изменчивость арктического полярного вихря, по сравнению с антарктическим вихрем.
3) Влияние изменений температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря существенно усиливается в весенний период. В октябре и ноябре коэффициенты корреляции между температурой в области 20°–40° ю.ш. и скоростью зонального ветра на 60° ю.ш. в нижней стратосфере достигают соответственно 0,71 и 0,82. Повышение температуры нижней субтропической стратосферы относительно климатической нормы с октября по ноябрь приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря, сопровождающемуся аномальным разрушением озона, что, в частности, наблюдалось в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг.
4) Весной 2002 и 2019 гг. ослабление и разрушение антарктического полярного вихря происходило в условиях аномального понижения

температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшего уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента.

Ключевой результат:

Показана определяющая роль изменений температуры нижней субтропической стратосферы в формировании, усилении и ослаблении антарктического полярного вихря, который характеризуется смещенным в весенний период пиком активности в нижней стратосфере.

По результатам первой и второй глав сформулированы первое и второе защищаемые положения: «Высокая устойчивость и сила антарктического полярного вихря зимой, по сравнению с динамикой арктического вихря, и его ежегодное весеннее усиление обусловлены влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, где в ЮП наблюдается постепенный рост начиная с марта и максимум в сентябре, способствующие увеличению стратосферного меридионального температурного градиента. В свою очередь, в СП наблюдается рассогласованность в сезонных изменениях температуры субтропической стратосферы и скорости зонального ветра на 60° с.ш.» [237] и «Влияние вариаций температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря существенно усиливается в весенний период. Потепления/похолодания в нижней субтропической стратосфере способствуют увеличению/уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента и приводят к усилению/ослаблению полярного вихря. Увеличение температуры нижней субтропической стратосферы относительно климатической нормы с октября по ноябрь, сопровождающееся усилением полярного вихря и аномальным разрушением озона в этот период, наблюдалось в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг. Ее аномальное уменьшение, сопровождающееся ослаблением и более ранним разрушением полярного вихря, наблюдалось весной 2002 и 2019 гг.» [238, 310].

Глава 3. Влияние вулканических извержений на динамику полярных вихрей

Формирование полярного вихря происходит вследствие увеличения стратосферного меридионального температурного градиента в осенне-зимний период [2, 3]. Увеличение температурного градиента приводит к усилению термического ветра, проявляющемуся в последовательном ускорении зональных ветров по направлению к полярной области [316, 317] и усилении западного стратосферного зонального течения в районе 60° широт, формируется полярный вихрь [1, 15]. В ряде работ [267, 269–272] рассмотрена роль очень крупных вулканических извержений, таких как Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6) и Эль-Чичон (апрель 1982 г., VEI = 5), в усилении северного полярного вихря и последующем формировании арктической озоновой аномалии. В результате таких извержений в стратосферу выбрасывается большое количество вулканогенного аэрозоля, способствующего формированию аэрозольного нагрева в нижней тропической стратосфере и охлаждению у поверхности Земли. На рис. 3.1 приведена схема, описывающая механизм влияния крупных извержений тропических вулканов на динамику арктического полярного вихря [16]. Согласно [16] одним из основных факторов, способствующих усилению арктического полярного вихря весной, является увеличение стратосферного меридионального температурного градиента в результате повышения температуры нижней тропической стратосферы после крупных извержений тропических вулканов (с выбросом продуктов в стратосферу). Особую роль играет зимне-весеннее увеличение температурного градиента, приводящее в последствии к разрушению стратосферного озона в пределах устойчивого полярного вихря [147]. Кроме того, согласно [16], уменьшение меридионального температурного градиента в нижней тропосфере вследствие понижения температуры у поверхности Земли в тропической области приводит к ослаблению вертикально распространяющихся планетарных волн Россби, что способствует дополнительному усилению арктического стратосферного полярного вихря (рис. 3.1).

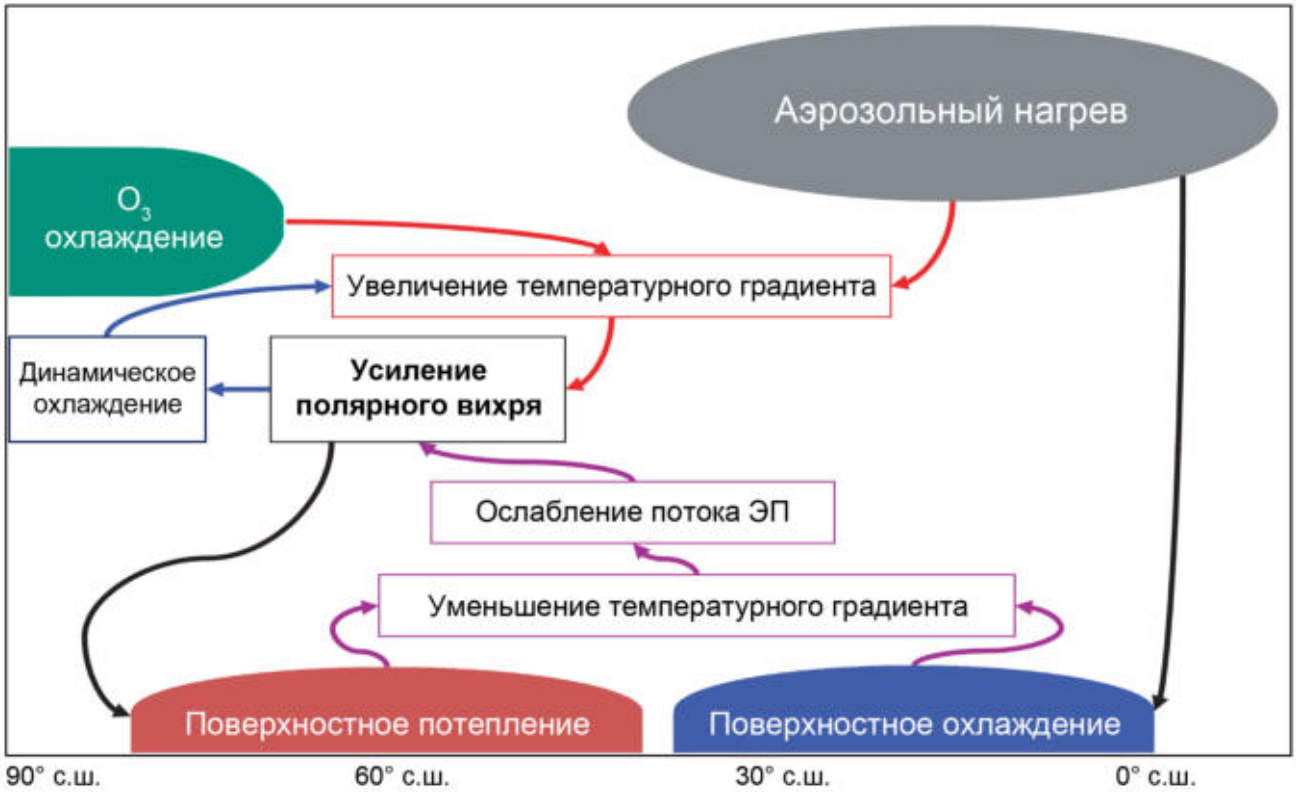

Рис. 3.1. Механизм влияния вулканогенного разогрева тропической стратосферы на динамику арктического полярного вихря [16].

Как было показано в § 1.4 и 1.5, решающую роль в образовании полярной весенней озоновой аномалии играет активность стратосферного полярного вихря в зимне-весенний период. Арктический полярный вихрь, как правило, имеет максимальную скорость в середине зимы и разрушается весной. Разрушение полярного вихря в весенний период приводит к притоку в полярную область теплых, богатых озоном воздушных масс, способствующих разрушению частиц ПСО и накоплению стратосферного озона в арктической области. В свою очередь, при весеннем усилении полярного вихря в его пределах при низких температурах сохраняются ПСО, необходимые для эффективного протекания всего цикла гетерогенных и фотохимических реакций разрушения стратосферного озона с появлением в полярном регионе солнечного излучения в конце зимы [318]. Таким образом, полярные озоновые аномалии являются одним из индикаторов, отражающих силу полярного вихря. Антарктические озоновые аномалии наблюдаются ежегодно с августа по ноябрь, свидетельствуя о высокой силе и устойчивости южного полярного вихря [237, 238]. В свою очередь, арктические озоновые аномалии – явление эпизодическое [133].

3.1. Вулканогенный разогрев тропической стратосферы как свидетельство увеличения стратосферного меридионального температурного градиента

Стратосферный аэрозольный слой в основном составляют частицы сернокислотного аэрозоля, представляющие собой микрокапли 75 %-го водного раствора серной кислоты H_2SO_4. Аэрозольный слой пополняется как сверху, так и снизу. Одним из источников стратосферного аэрозольного слоя сверху являются метеорные потоки. Опускаясь в стратосферу, метеорная пыль может наблюдаться там в течение нескольких недель. Одним из источников снизу являются мощные конвективные потоки во внутритропической зоне конвергенции, обеспечивающие подъем устойчивого (время жизни ~ 4,3 года [319]) карбонилсульфида COS, в стратосфере окисляющегося до H_2SO_4. Однако наиболее мощным источником стратосферного аэрозоля являются крупные вулканические извержения, поставляющие в стратосферу значительные количества диоксида серы SO_2, где из него в течение 1–2 недель при окислении и обводнении образуется сернокислотный аэрозоль [320]. В результате крупных вулканических извержений концентрация сернокислотного аэрозоля может увеличиваться на 1–2 порядка.

Наиболее сильное влияние на стратосферу способны оказывать вулканические извержения плинианского типа, характеризующиеся образованием эруптивной колонны, т.е. газопеплового столба, на вершине которого формируется эруптивная туча. Для количественного описания силы извержения и его воздействия на земную атмосферу вулканологи К. Ньюхолл и С. Селф в 1982 г. предложили шкалу вулканических извержений по индексу вулканической взрывчатости VEI (volcanic explosivity index) [321]. Их классификация учитывает объем выброшенных продуктов и высоту эруптивной колонны. Диапазон изменения VEI: от 0 – для извержений без взрыва, с объемом выбросов порядка 10^4 м^3, до 8, когда в стратосферу попадает свыше 10^{12} м^3 пепла на высоту более 25 км (табл. 3.1 [322]). Значимое воздействие на стратосферу способны оказывать извержения с $\mathrm{VEI} \geq 4$, в особенности тропических вулканов [323–325]. В

результате извержений, характеризующихся VEI = 3, разрушение стратосферного озона возможно в тех случаях, когда высота выброса превышает высоту тропопаузы [127]. Чаще это реализуется при извержениях вулканов Исландии, Камчатки и Аляски, где высота тропопаузы в зависимости от сезона составляет от 8 до 12 км, по сравнению с тропической тропопаузой, достигающей ~ 15–18 км.

Таблица 3.1. Шкала вулканических извержений [322].

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Общее описание	невзрывное	небольшое	умеренное	умеренно большое	большое	очень большое			
Объем тефры* ($м^3$)	$<10^4$	$10^4 \div 10^6$	$10^6 \div 10^7$	$10^7 \div 10^8$	$10^8 \div 10^9$	$10^9 \div 10^{10}$	$10^{10} \div 10^{11}$	$10^{11} \div 10^{12}$	$>10^{12}$
Высота колонны от кратера (км)	< 0,1	0,1–1	1–5						
от уровня моря (км)				3–15	10–25	> 25	> 25	> 25	> 25
Выброс в тропосферу	пренебрежимо мал	незначительный	умеренный	существенный	существенный	существенный	существенный	существенный	существенный
Выброс в стратосферу	нет	нет	нет	возможен	выраженный	значительный	значительный	значительный	значительный

*Вулканический материал, выброшенный в процессе извержения (в основном пепел, а также более крупные блоки пород, вулканические бомбы и т.п.).

На рис. 3.2 приведен временной ход стратосферной аэрозольной оптической толщи (по данным Goddard Institute for Space Studies NASA [326]), отражающей основные вулканогенные аэрозольные возмущения стратосферы. В табл. 3.2 приведен список вулканических извержений, продукты которых, вероятно, попали в стратосферу, полученный по данным работ [268, 322, 327, 328] и общедоступного сайта Global Volcanism Program [329]. VEI в основном характеризует объем выброшенного материала и поэтому не всегда точно отражает высоту выброса. Например, произошедшим в апреле–мае 2010 г. извержениям вулкана Эйяфьятлайёкудль при максимальной высоте выброса 9,3 км [330] был присвоен VEI = 4, а наблюдавшемуся в ноябре 1985 г. извержению вулкана Дель-Руиз с высотой выброса 31 км – VEI = 3 [329]. При этом при извержении вулкана Эйяфьятлайёкудль максимальный выброс хоть и был ниже тропопаузы, тем не менее, вулканогенный аэрозоль регистрировался в

стратосфере над Германией (Гармиш-Партенкирхен) на высоте до 14,3 км [331] и над Россией (Томск) на высоте до ~ 15 км [268]. Однако, известны случаи, когда и при более крупных извержениях высота выброса была ниже высоты тропопаузы. Например, при извержении вулкана Пуеуэ (Южное Чили) 4 июня 2011 г., охарактеризованного VEI = 5, максимальная высота выброса составила всего 12,2 км [329]. Таким образом, даже высокое значение VEI не является гарантией того, что вулканический выброс был выше тропопаузы и приведенные в табл. 3.2 извержения до 1950–1970-х гг. носят скорее вероятностный характер попадания продуктов стратосферу.

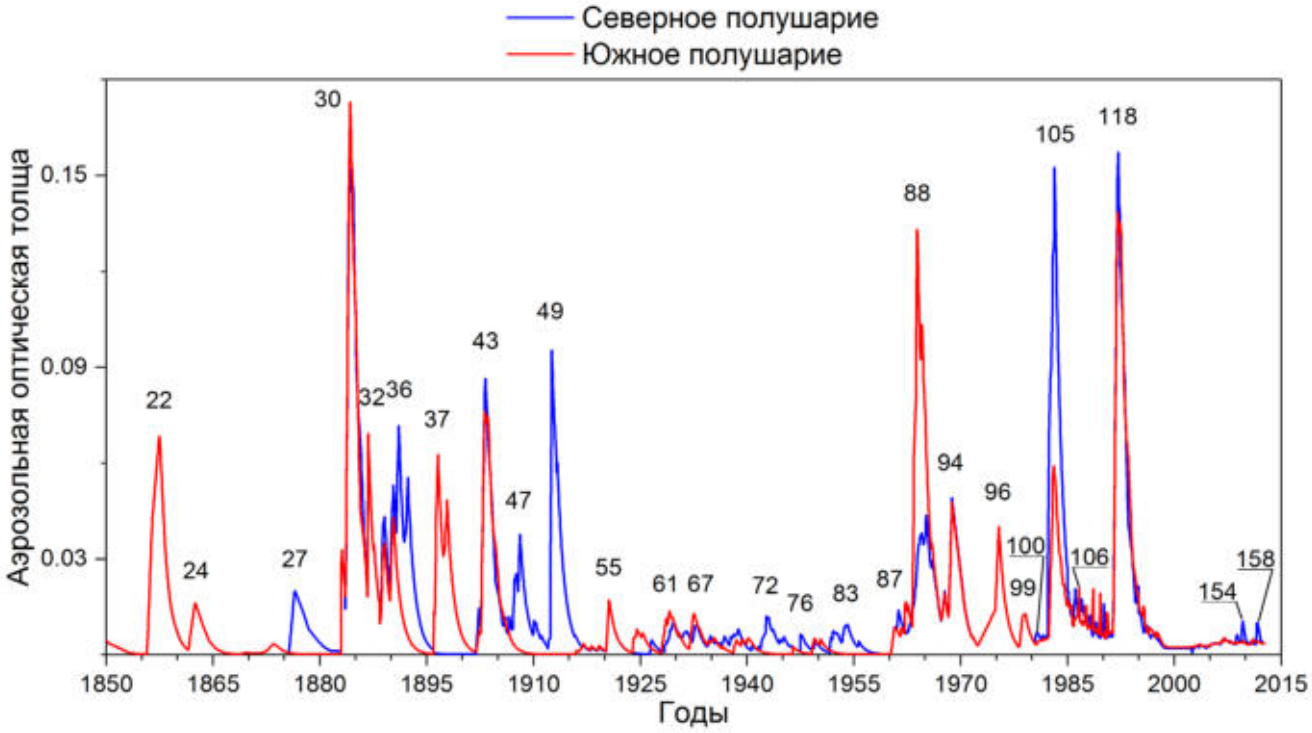

Рис. 3.2. Временной ход стратосферной аэрозольной оптической толщи на длине волны 0,55 мкм на высоте 15–35 км в среднем для СП и ЮП. Номерами отмечены крупные вулканические извержения (табл. 3.2).

Объем заброшенного в стратосферу вулканического пепла зависит не только от высоты выброса, но и от характера извержения. Например, при одинаковой высоте выброса, 31 км, извержения вулканов Эль-Чичон и Дель-Руиз, произошедшие в апреле 1982 г. и ноябре 1985 г., имели объем тефры соответственно $2{,}3 \cdot 10^9$ и $4{,}8 \cdot 10^7$ м^3 и, таким образом, охарактеризованы по шкале VEI значениями 5 и 3 (на рис. 3.2 отмечены номерами 105 и 106). Другим

примером являются извержения вулканов Фуэго (высота выброса – 24 км, объем тефры – $4{,}0 \cdot 10^8$ м^3) и Сент-Хеленс (высота выброса – 23 км, объем тефры $> 10^9$ м^3), произошедшие в октябре 1974 г. и мае 1980 г. Несмотря на то, что извержению вулкана Фуэго был присвоен VEI = 4, а извержению Сент-Хеленс – VEI = 5, тем не менее, первое значительно возмутило стратосферный аэрозольный слой (всплеск, отмеченный номером 96 на рис. 3.2), а второе практически не проявилось в его изменениях (на рис. 3.2 незначительный всплеск в СП, отмеченный номером 100).

Крупные извержения вулканов тропического пояса, как правило, вызывают глобальный всплеск аэрозольного содержания, наблюдающийся в стратосфере СП и ЮП. Вулканические извержения средних и высоких широт в основном проявляются только в средних и высоких широтах соответствующего полушария (рис. 3.2). Например, извержения вулканов Аскья (Исландия), Ксудач (п-ов Камчатка) и Новарупта (Аляска), наблюдавшиеся в марте 1875 г., 1907 г. и июне 1912 г., проявились только в СП (на рис. 3.2 номера 27, 47 и 49), а наблюдавшееся в январе 1893 г. извержение вулкана Кальбуко (Южное Чили) – только в ЮП (на рис. 3.2 номер 37). Степень проявления вулканов высоких широт зависит от мощности извержения. Например, охарактеризованные VEI = 5–6 извержения вулканов Аскья, Ксудач и Новарупта, проявились как в высоких, так и в средних широтах СП, при этом извержения вулканов высоких широт с VEI = 3–4 проявляются в основном в полярной области.

Таблица 3.2. Список вулканических извержений, продукты которых, вероятно, попали в стратосферу, за период с 1800 по 2020 гг.

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
1	15.01.1800	Сент-Хеленс	Вашингтон, США	46,20 / –122,18	**5**	
2	27.04.1812	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / –61,18	4	
3	06.08.1812	Аву	Индонезия	3,67 / 125,50	4	
4	01.02.1814	Майон	Филиппины	13,26 / 123,69	4	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
5	10.04.1815	Тамбора	Индонезия	–8,25 / 118,00	**7**	> 40
6	16.01.1817	Раунг	Индонезия	–8,13 / 114,04	4	
7	15.02.1818	Колима	Мексика	19,51 / –103,62	4	
8	12.03.1822	Усу	Япония	42,54 / 140,84	4	
9	08.10.1822	Галанггунг	Индонезия	–7,25 / 108,06	**5**	
10	10.03.1825	Исанотский	Алеутские о-ва	54,76 / –163,72	4	
11	11.10.1826	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	
12	27.06.1827	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
13	09.09.1829	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	
14	??.??.1831	Бабуян Кларо	Филиппины	19,52 / 121,94	4	
15	20.01.1835	Косигуана	Никарагуа	12,98 / –87,57	**5**	
16	02.09.1845	Гекла	Исландия	63,98 / –19,70	4	
17	11.06.1846	Фонуалей	Тонга	–18,02 / –174,33	4	
18	22.04.1853	Усу	Япония	42,54 / 140,84	4	
19	15.12.1853	Чикурачки	Курильские о-ва	50,33 / 155,46	3	13
20	18.02.1854	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	**5**	
21	25.09.1856	Комага-таке	Япония	42,06 / 140,68	4	
22	15.01.1857	Фуэго	Гватемала	14,47 / –90,88	4	
23	08.05.1860	Катла	Исландия	63,63 / –19,05	4	
24	28.12.1861	Макиан	Индонезия	0,32 / 127,4	4	
25	15.04.1872	Мерапи	о-в Ява, Индонезия	–7,54 / 110,44	4	
26	08.01.1873	Гримсвётн	Исландия	64,42 / –17,33	4	
27	29.03.1875	Аскья	Исландия	65,03 / –16,75	**5**	
28	26.06.1877	Котопакси	Эквадор	–0,68 / –78,44	4	
29	28.06.1880	Фуэго	Гватемала	14,47 / –90,88	4	
30	27.08.1883	Кракатау	Индонезия	–6,10 / 105,42	**6**	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
31	06.10.1883	Августин	Аляска	59,36 / –153,43	4	
32	11.01.1886	Тунгурауа	Эквадор	–1,47 / –78,44	4	
33	10.06.1886	Окатайна	Новая Зеландия	–38,12 / 176,50	**5**	
34	31.08.1886	Ниуафооу	Тонга	–15,60 / –175,63	4	
35	15.07.1888	Бандай	Япония	37,60 / 140,07	4	
36	16.02.1890	Колима	Мексика	19,51 / –103,62	4	
37	10.01.1893	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	4	
38	25.06.1897	Майон	Филиппины	13,26 / 123,69	4	
39	13.11.1899	Донья-Хуана	Колумбия	1,47 / –76,92	4	
40	02.05.1902	Пеле	Малые Антильские о-ва	14,81 / –61,17	4	
41	06.05.1902	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / –61,18	4	
42	08.05.1902	Пеле	Малые Антильские о-ва	14,81 / –61,17	4	
43	24.10.1902	Санта-Мария	Гватемала	14,76 / –91,55	**6**	
44	28.05.1903	Гримсвётн	Исландия	64,42 / –17,33	4	
45	??.01.1905	Лолобау	Новая Британия	–4,92 / 151,16	4	
46	08.04.1906	Везувий	Италия	40,82 / 14,43	4	
47	28.03.1907	Ксудач	п-ов Камчатка	51,80 / 157,53	**5**	
48	??.02.1911	Лолобау	Новая Британия	–4,92 / 151,16	4	
49	06.06.1912	Новарупта	Аляска	58,27 / –155,16	**6**	
50	20.01.1913	Колима	Мексика	19,51 / –103,62	**5**	
51	12.01.1914	Сакурадзима	Япония	31,58 / 130,66	4	
52	09.04.1917	Агриган	Марианские о-ва	18,77 / 145,67	4	
53	05.04.1918	Тунгурауа	Эквадор	–1,47 / –78,44	4	25
54	12.10.1918	Катла	Исландия	63,63 / –19,05	4+	
55	19.05.1919	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	
56	11.08.1919	Манам	Папуа – Новая Гвинея	–4,08 / 145,04	4	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
57	23.10.1923	Серро Негро	Никарагуа	12,51 / –86,70	3	
58	15.02.1924	Райкоке	Курильские о-ва	48,29 / 153,25	4	
59	31.10.1924	Ириомотэжима	Япония	24,56 / 124,00	4	
60	05.04.1926	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
61	06.01.1929	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	3	
62	17.06.1929	Комага-таке	Япония	42,06 / 140,68	4	
63	25.03.1931	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	
64	01.05.1931	Аниакчак	Аляска	56,88 / –158,17	4	
65	11.05.1931	Аниакчак	Аляска	56,88 / –158,17	4	
66	21.01.1932	Фуэго	Гватемала	14,47 / –90,88	4	
67	10.04.1932	Серро-Асуль	Южное Чили	–35,65 / –70,76	**5**	30
68	08.01.1933	Харимкотан	Курильские о-ва	49,12 / 154,51	**5**	
69	10.07.1933	Суо	Индонезия	–5,25 / 104,27	4	
70	03.04.1937	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	3	
71	29.05.1937	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	–4,27 / 152,20	4	
72	07.05.1941	Толбачик	п-ов Камчатка	55,83 / 160,33	3	
73	20.02.1943	Мичоокан	Мексика	19,85 / –101,75	4	
74	25.02.1945	Авачинский	п-ов Камчатка	53,26 / 158,83	4	
75	09.11.1946	Пик Сарычева	Курильские о-ва	48,09 / 153,20	4	
76	29.03.1947	Гекла	Исландия	63,98 / –19,70	4	
77	??.??.1949	Мичоокан	Мексика	19,85 / –101,75	3	
78	??.??.1950	Мичоокан	Мексика	19,85 / –101,75	3	
79	??.??.1951	Амбрим	Вануату	–16,25 / 168,12	4+	
80	21.01.1951	Ламингтон	Папуа – Новая Гвинея	–8,95 / 148,15	4	
81	31.08.1951	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	
82	29.02.1952	Багана	Папуа – Новая Гвинея	–6,14 / 155,20	4	

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
83	09.07.1953	Спурр	Аляска	61,30 / –152,25	4	
84	27.07.1955	Карран-Лос Венадос	Южное Чили	–40,35 / –72,07	4	
85	30.03.1956	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	**5**	> 30
86	28.09.1960	Серро Негро	Никарагуа	12,51 / –86,70	3	
87	15.10.1960	Окмок	Алеутские о-ва	53,43 / –168,13	3	
88	17.03.1963	Агунг	Малые Зондские о-ва	–8,34 / 115,51	**5**	25
89	16.05.1963	Агунг	Малые Зондские о-ва	–8,34 / 115,51	4	
90	12.11.1964	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	4	
91	28.09.1965	Таал	Филиппины	14,00 / 120,99	4	
92	26.04.1966	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	
93	12.08.1966	Аву	Индонезия	3,67 / 125,50	4	
94	11.06.1968	Фернандина	Галапагосские о-ва	–0,37 / –91,55	4	
95	14.07.1973	Тятя	Курильские о-ва	44,35 / 146,25	4	
96	17.10.1974	Фуэго	Гватемала	14,47 / –90,88	4	24
97	06.07.1975	Толбачик	п-ов Камчатка	55,83 / 160,33	4	
98	22.01.1976	Августин	Аляска	59,36 / –153,43	4	
99	17.04.1979	Сент-Винсент	Вест-Индия	13,33 / –61,18	3	18,7
100	18.05.1980	Сент-Хеленс	Вашингтон, США	46,20 / –122,18	**5**	23
101	17.08.1980	Гекла	Исландия	63,98 / –19,70	3	15
102	30.04.1981	Алаид	Курильские о-ва	50,86 / 155,55	4	15
103	15.05.1981	Паган	Марианские о-ва	18,13 / 145,80	4	20
104	28.03.1982	Эль-Чичон	Мексика	17,36 / –93,23	4+	24
105	03.04.1982	Эль-Чичон	Мексика	17,36 / –93,23	**5**	31
106	13.11.1985	Дель-Руиз	Колумбия	4,90 / –75,32	3	31
107	27.03.1986	Августин	Аляска	59,36 / –153,43	4	21

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
108	18.04.1986	Павлов	Аляска	55,42 / –161,89	3	15,2
109	16.09.1986	Ласкар	Северное Чили	–23,37 / –67,73	3	16
110	20.11.1986	Чикурачки	Курильские о-ва	50,33 / 155,46	4	14
111	23.02.1987	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	4	13,7
112	28.08.1987	Кливленд	Аляска	52,83 / –169,94	3	10,6
113	09.05.1988	Банда-Апи	Индонезия	–4,53 / 129,87	3	17,7
114	14.12.1989	Редубт	Аляска	60,49 / –152,74	3	12
115	02.01.1990	Редубт	Аляска	60,49 / –152,74	3	13,5
116	10.02.1990	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	20
117	17.01.1991	Гекла	Исландия	63,98 / –19,70	3	11,5
118	15.06.1991	Пинатубо	Филиппины	15,13 / 120,35	**6**	35–40
119	12.08.1991	Серро-Хадсон	Южное Чили	–45,90 / –72,97	**5+**	18
120	27.06.1992	Спурр	Аляска	61,30 / –152,25	4	18
121	17.08.1992	Спурр	Аляска	61,30 / –152,25	3	15
122	19.04.1993	Ласкар	Северное Чили	–23,37 / –67,73	4	> 25
123	22.04.1993	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	20
124	21.10.1993	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15
125	25.05.1994	Кливленд	Аляска	52,83 / –169,94	3	10,5
126	19.09.1994	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	–4,27 / 152,20	4	21
127	01.10.1994	Ключевской	п-ов Камчатка	56,06 / 160,64	3	18
128	05.12.1997	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
129	18.12.1998	Гримсвётн	Исландия	64,42 / –17,33	3	10
130	19.04.1999	Шишалдина	Алеутские о-ва	54,76 / –163,97	3	14
131	05.10.1999	Гуагуа-Пичинча	Эквадор	–0,17 / –78,60	3	20
132	26.02.2000	Гекла	Исландия	63,98 / –19,70	3	15

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
133	18.08.2000	Миякедзима	Япония	34,09 / 139,53	3	17,5
134	29.09.2000	Улаун	Папуа – Новая Гвинея	–5,05 / 151,33	4	17,3
135	22.05.2001	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	4	20
136	25.09.2002	Руанг	Индонезия	2,30 / 125,37	4	17
137	03.11.2002	Ревентадор	Эквадор	–0,08 / –77,66	4	20,5
138	26.07.2003	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	11
139	10.05.2004	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	11
140	01.11.2004	Гримсвётн	Исландия	64,42 / –17,33	3	14
141	24.11.2004	Манам	Папуа – Новая Гвинея	–4,08 / 145,04	4	18
142	27.01.2005	Манам	Папуа – Новая Гвинея	–4,08 / 145,04	4	24
143	27.01.2006	Августин	Аляска	59,36 / –153,43	3	12,2
144	27.02.2006	Манам	Папуа – Новая Гвинея	–4,08 / 145,04	4	19
145	09.05.2006	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15
146	20.05.2006	Суфриер-Хиллс	Вест-Индия	16,72 / –62,18	4	17
147	07.10.2006	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	–4,27 / 152,20	4	18
148	24.12.2006	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
149	24.12.2007	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	13
150	02.05.2008	Чайтен	Южное Чили	–42,83 / –72,65	4	30
151	12.07.2008	Окмок	Алеутские о-ва	53,43 / –168,13	4	15
152	07.08.2008	Касаточи	Алеутские о-ва	52,18 / –175,51	4	14
153	22.03.2009	Редубт	Аляска	60,49 / –152,74	3	18,2
154	26.03.2009	Редубт	Аляска	60,49 / –152,74	3	20
155	04.04.2009	Редубт	Аляска	60,49 / –152,74	3	15,2
156	16.06.2009	Пик Сарычева	Курильские о-ва	48,09 / 153,20	4	21
157	17.12.2009	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	3	15

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	Высота выброса, км
158	04.11.2010	Мерапи	Индонезия	–7,54 / 110,44	4	18,3
159	18.04.2011	Карымский	п-ов Камчатка	54,05 / 159,44	3	11,9
160	21.05.2011	Гримсвётн	Исландия	64,42 / –17,33	4	20
161	13.06.2011	Набро	Эритрея	13,37 / 41,70	4	13,7 / 18
162	13.02.2014	Келут	Индонезия	–7,93 / 112,31	4	17
163	29.08.2014	Рабаул	Папуа – Новая Гвинея	–4,27 / 152,20	3	18,3
164	22.04.2015	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	4	17
165	22.12.2016	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	10,7
166	20.01.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	11
167	24.01.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	10,7
168	17.02.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	11,6
169	28.05.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	13,7
170	23.07.2017	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	3	12
171	07.08.2017	Богослов	Алеутские о-ва	53,93 / –168,03	3	12,2
172	22.06.2019	Райкоке	Курильские о-ва	48,29 / 153,25	3	13
173	26.06.2019	Улаун	Папуа – Новая Гвинея	–5,05 / 151,33	4	19,2
174	20.01.2020	Шишалдина	Алеутские о-ва	54,76 / –163,97	3	9,1

Вулканогенными аэрозолями в стратосфере считаются довольно быстро оседающий пепел и долгоживущий сернокислотный аэрозоль. Пепел представляет собой твердые частицы размерами от 1 мкм до 2 мм и плотностью от 700 до 3300 кг/м^3, в зависимости от минерального состава. По химическому составу пепельный аэрозоль близок к наиболее распространенным магматическим породам, базальтам, андезито-базальтам и андезитам. В основном это окислы, где преобладают силикаты с включениями ионов Al, Ca, Mg, Fe, Na, K, Ti и Mn (табл. 3.3 [332]). Сернокислотный аэрозоль представляет собой микрокапли 75%-го водного раствора серной кислоты диаметром от 0,1 до 1 мкм,

формирующиеся в стратосфере в результате окисления и обводнения диоксида серы SO_2.

Таблица 3.3. Состав оксидов в пепле вулкана Эль-Чичон [332].

Оксид	SiO_2	**Al_2O_3**	K_2O	CaO	Na_2O	Fe_2O_3	MgO	TiO_2	MnO
Массовая доля, %	58,77	**18,29**	6,70	4,93	4,40	2,97	1,70	0,43	0,15

Высокое содержание в вулканическом пепле оксида алюминия Al_2O_3 (18,29 %) определяет его значимую роль в вулканогенной депрессии стратосферного озона из-за высокой константы взаимодействия озона с оксидом алюминия на поверхности пепельных частиц, $\gamma \approx 1{,}2 \cdot 10^{-4}$ [333], а высокий коэффициент "серости" пепельных частиц определяет их эффективную роль в радиационном нагреве стратосферы [324]. Таким образом, в течение первого полугодия после извержения вулкана озоновые и температурные аномалии в тропической стратосфере обусловлены присутствием пепельного аэрозоля [334]. В дальнейшем довольно тяжелые пепельные частицы высыпаются из стратосферы. Следовательно, сохраняющиеся в течение 1,5–2 лет после извержения температурные и озоновые аномалии в стратосфере не могут быть связаны с наличием пепельного аэрозоля [323].

Как правило, длительное истощение стратосферного озона после вулканических извержений связывают с присутствием в стратосфере высоких концентраций сернокислотного аэрозоля. Однако стратосферный сернокислотный аэрозоль эффективен в озоновых химических циклах только в высоких и средних широтах, где он может участвовать в гетерогенных реакциях активации хлора либо на поверхности частиц ПСО, ядрами конденсации которых он становится, либо на поверхности (и в объеме) самого сернокислотного аэрозоля [8, 335]. В обоих случаях активация хлора из пассивной молекулы-резервуара $ClONO_2$ осуществляется благодаря гетерогенным реакциям, протекающим при аномально низких температурах:

$$ClONO_2 + HCl \rightarrow Cl_2 + HNO_3, \qquad (3.1)$$

$$ClONO_2 + H_2O \rightarrow HOCl + HNO_3, \quad (3.2)$$

$$HOCl + HCl \rightarrow Cl_2 + H_2O. \quad (3.3)$$

Эффектам усиления каталитического хлорного цикла разрушения озона в присутствии вулканогенного сернокислотного аэрозоля в высоких и средних широтах посвящен ряд работ [336–345]. Показано, что эффективность реакций (3.1)–(3.3) усиливается с понижением температуры и уменьшением концентрации серной кислоты (H_2SO_4) в растворе [346–348]. Однако в присутствии большого количества частиц сернокислотного аэрозоля после мощных извержений вулканов эффективность реакций (3.1)–(3.3) становится значимой даже при относительно высоких температурах, ~ 210–215 K [349, 350]. В результате эти реакции способны усилить хлорный цикл разрушения озона в нижней стратосфере и верхней тропосфере средних широт за пределами полярных областей [351, 352]. Но на более низких широтах реакции (3.1)–(3.3) становятся неэффективными из-за усиления фотолиза HNO_3, приводящего к увеличению количества NO_2, который блокирует хлорный цикл разрушения озона, превращая химически активный монооксид хлора в пассивную молекулу-резервуар, $ClONO_2$. В работе [350] указано, что реакции (3.1)–(3.3) сохраняют свою значимость при температурах 210–215 K в нижней стратосфере в присутствии вулканогенного сернокислотного аэрозоля только на широтах выше 50°, где скорость фотолиза HNO_3 остается относительно низкой. Таким образом, в низких широтах, тем более в тропиках, следует рассматривать только прямое взаимодействие озона с сернокислотным аэрозолем, которое является ничтожно малым. Коэффициент аккомодации α, определяющий эффективность абсорбции молекул озона сернокислотным аэрозолем, не превышает 10^{-8} по данным [353, 354]. Это значение существенно ниже уровня значимых воздействий на озоносферу, который превышает 10^{-4} по оценкам авторов [355]. Поэтому присутствием одного только вулканогенного сернокислотного аэрозоля не представляется возможным объяснить наблюдаемые в течение 1,5–2 лет после извержений тропических вулканов аномальные истощения озона в тропической стратосфере [356–365]. Выше 30 км сульфатный аэрозоль представляет собой мелкие твердые частицы, в

том числе, с размерами менее 100 нм, состоящие в основном из сульфата аммония. Этот аэрозоль практически не взаимодействует с озоном [366], поэтому его присутствие не позволяет объяснить наблюдаемые озоновые аномалии на этих высотах.

Извержение вулкана Пинатубо 15 июня 1991 г. привело к одному из самых мощных аэрозольных возмущений стратосферы с начала XX в. Высота эруптивной колонны по разным оценкам составляла от 30 до 40 км [367, 368], а объем выброшенного материала ~ 5,5 км^3 [367, 369]. В ряде работ [320, 370–378] были отмечены озоновые и температурные аномалии, наблюдавшиеся в течение 1,5–3 лет после извержения вулкана Пинатубо 15 июня 1991 г. Понижение ОСО в среднем достигало 5–10 %, при наибольшем истощении в СП, особенно в средних и высоких широтах в зимне-весенний период 1992 и 1993 гг. [379, 380]. Над ЮП в высоких широтах весной 1993 г. наблюдалась одна из наиболее масштабных озоновых дыр [381] и небольшие аномалии эпизодически регистрировались в тропических широтах в течение 1991–1993 гг. [382–391]. Согласно оценкам [392], учитывающим КДЦ, потепление в экваториальной зоне после извержения вулкана Пинатубо достигало 3 °С на уровне 50 гПа и сохранялось в течение 1,5–2 лет.

Для анализа температурных и озоновых аномалий, регистрируемых в тропической стратосфере после извержения вулкана Пинатубо, были рассмотрены вертикальные профили температуры и озона над гавайской станцией Hilo (19,7° с.ш., 155,1° з.д.) по данным WOUDC [393]. На рис. 3.3 приведены вертикальные профили температуры и озона через 0,5–1,5 года после извержения вулкана Пинатубо на фоне 30-летних среднемесячных климатических средних за период с сентября 1982 г. по декабрь 2012 г. Как видно из рис. 3.3, даже спустя почти год после извержения положительные температурные и отрицательные озоновые аномалии существенно превышают уровень 2 σ от 30-летних средних. Очевидно, что со временем области аномалий опускаются вниз (на рис. 3.3 показано стрелками), отслеживая оседание вулканогенных аэрозольных слоев. На рис. 3.4 приведен временной ряд стратосферных температур на уровне 50 гПа, полученный на основе сглаживания и усреднения ежедневных данных

аэрологического радиозондирования атмосферы для 16 тропических станций, разнесенных в широтном поясе 20° ю.ш. – 20° с.ш. [36].

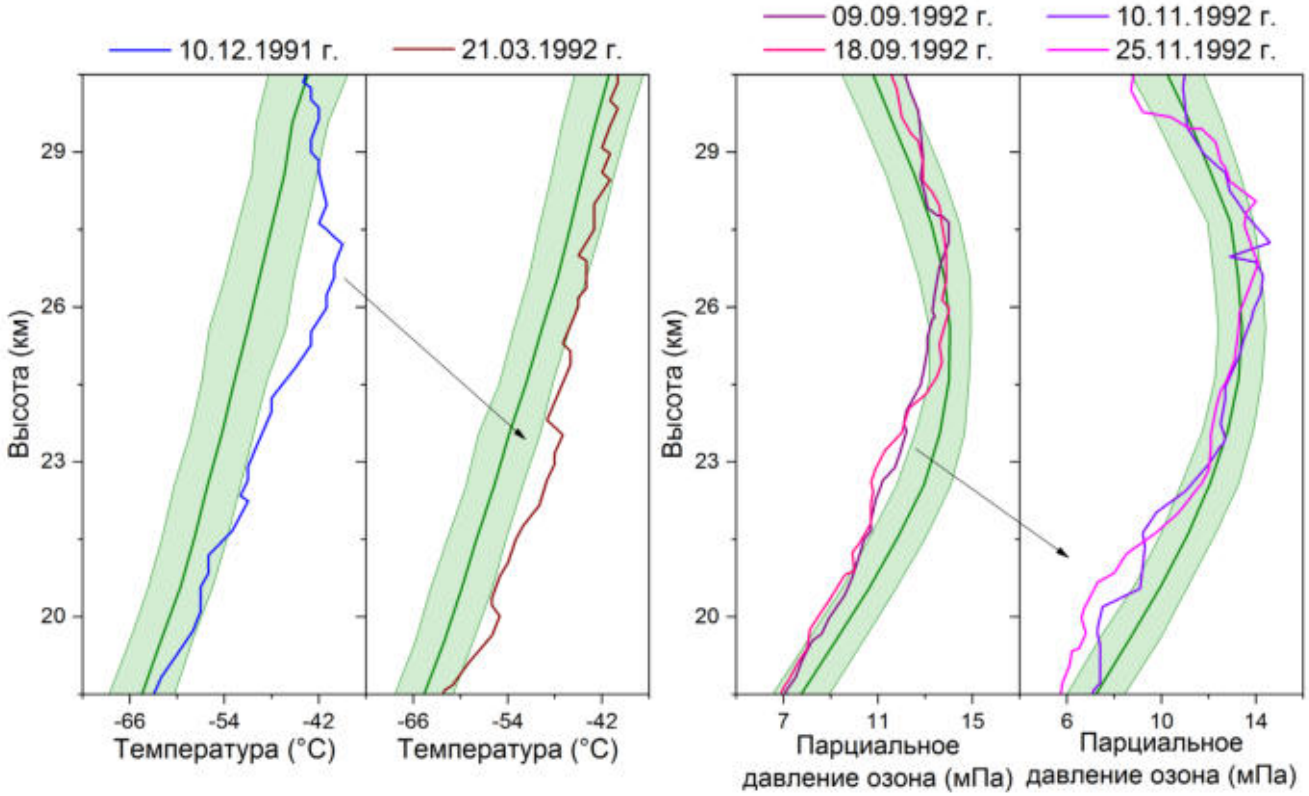

Рис. 3.3. Вертикальные профили температуры и парциального давления озона над гавайской станцией Hilo (19,7° с.ш., 155,1° з.д.) через 0,5–1,5 года после извержения вулкана Пинатубо на фоне средних значений за 1982–2012 гг. с СКО (±2 σ).

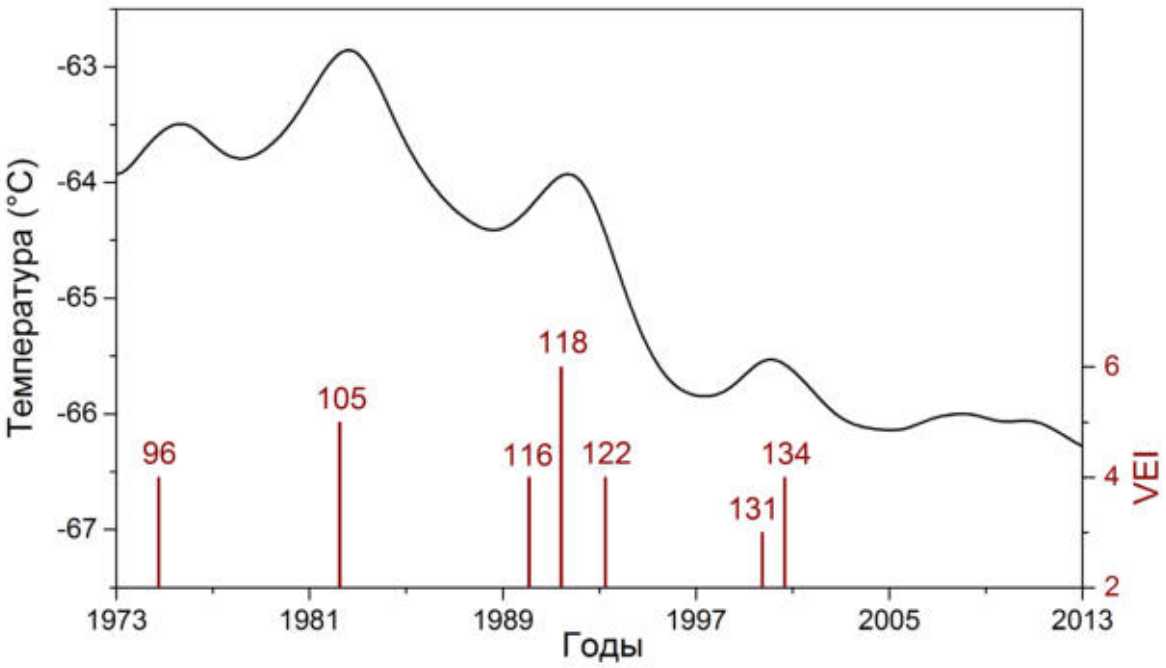

Рис. 3.4. Временной ход температуры на уровне 50 гПа в области 20° ю.ш. – 20° с.ш. на фоне хронологического ряда крупных вулканических извержений согласно табл. 3.2.

Как видно из рис. 3.4, все крупные тропические извержения отражаются всплеском в температурном ходе, при этом потепления могут достигать нескольких градусов и сохраняться в течение 1,5–2 лет [327]. Температурные и озоновые аномалии в тропической стратосфере объясняются наличием в составе вулканогенного аэрозоля нанодисперсного черного углерода, образующегося при крупных извержениях в вулканическом канале в результате термического разложения метана на раскаленных поверхностях пирокластов (рис. 3.5) [334, 394].

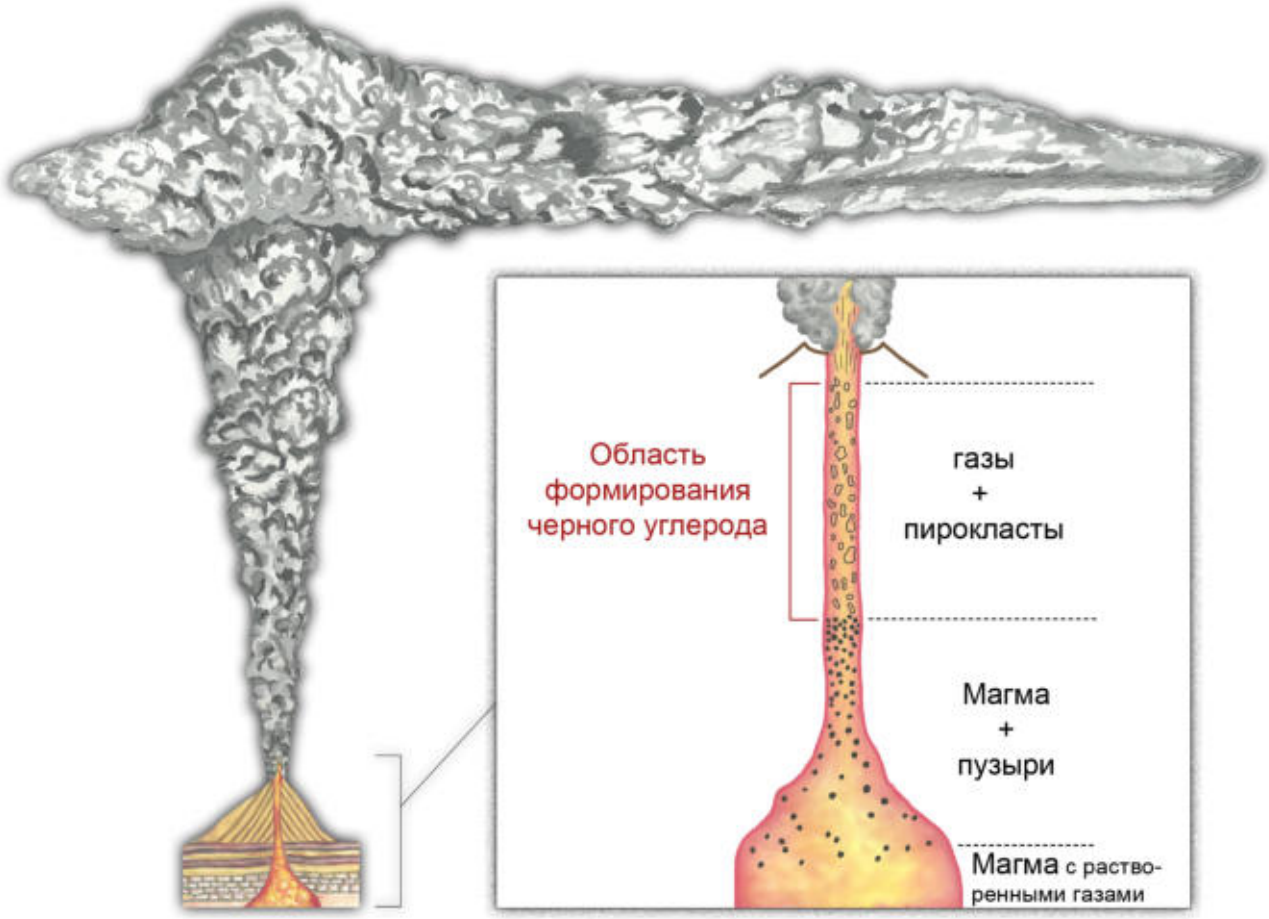

Рис. 3.5. Механизм формирования черного углерода в вулканическом канале при плинианском извержении.

При перемещении магмы из магматической камеры в вулканический канал высвобождаются растворенные в ней газы, которые формируют пузыри (рис. 3.5 [394]). Высвобождение газов по мере подъема магмы приводит к тому, что расплавленная часть магмы начинает кристаллизоваться, образуя пирокластический материал. В этой области вулканические газы находятся в окружении раскаленного пирокластического материала при температуре около 1000 °С в

почти бескислородной среде [395–397]. Здесь черный углерод формируется при термическом разложении метана CH_4 на раскаленных поверхностях пирокластов:

$$nCH_4 \xrightarrow{\textit{Пирокласты}} C_n + 2nH_2 \,. \qquad (3.4)$$

В верхней части канала и непосредственно в эруптивной колонне при скоростях, близких к сверхзвуковым, создаются условия для отщепления черного углерода от пирокластического материала и его измельчения.

В условиях "сухой" стратосферы время жизни черного углерода может достигать нескольких лет [398]. Он обладает высокой константой взаимодействия с озоном, $\gamma = 2 \cdot 10–3$ [399], способной объяснить, в частности, наблюдаемые озоновые аномалии в тропической стратосфере после извержения вулкана Пинатубо [400–409]. При этом максимальное приближение частиц черного углерода по спектральным характеристикам к абсолютно черному телу, позволяет им активно участвовать в радиационном нагреве стратосферного воздуха [323].

Таким образом, при плинианском извержении создаются все необходимые условия для образования черного углерода. Его количество, в определенной степени, определяется количеством растворенного в магме метана. По данным измерений для разных типов магм содержание метана в вулканических газах находится в диапазоне 10^{-5}–10^{-3} мол. % [394, 410–413], что примерно на два порядка меньше содержания метана в геотермальных газах [414].

Оценить примерную концентрацию черного углерода в тропической стратосфере после извержения вулкана Пинатубо в июне 1991 г. можно на основе анализа вертикальных профилей озона над гавайской станцией Hilo за сентябрь и ноябрь 1992 г. (рис. 3.3). Разрушение озона при столкновении с аэрозольной частицей черного углерода происходит по реакциям [415–421]:

$$C_n + O_3 \rightarrow C_nO + O_2, \qquad (3.5)$$

$$C_n + O_3 \rightarrow C_{n-1} + CO + O_2. \qquad (3.6)$$

Скорость протекания реакций (3.5) и (3.6) определяется уравнением:

$$\frac{dN_{O_3}(t)}{dt} = -k_2 N_{BC}(t) N_{O_3}(t) = -\left\langle \sigma^*_{BC-O_3} v_{O_3} \right\rangle N_{BC}(t) N_{O_3}(t) \,, \qquad (3.7)$$

где $N_{O_3}(t)$ и $N_{BC}(t)$ – численная концентрация молекул озона и частиц черного углерода, соответственно, в момент времени t, а k_2 – константа скорости реакций. Эффективное сечение реакций определяется как

$$\sigma^*_{BC-O_3} = \gamma\sigma_{BC-O_3}, \tag{3.8}$$

где $\sigma_{BC-O_3} = \pi(r_{BC} + r_{O_3})^2$ – эффективное сечение столкновения молекул озона с радиусом r_{O_3} с частицами черного углерода с радиусом r_{BC}, а γ – вероятность реакции. Поскольку $r_{O_3} << r_{BC}$, то $\sigma_{BC-O_3} \approx \sigma_{BC} = \pi r_{BC}^2$. Средняя скорость движения молекул озона v_{O_3} при температуре T на заданной высоте (или диапазоне высот) определяется как

$$v_{O_3} = \sqrt{\frac{8RT}{\pi M_{O_3}}} = \sqrt{\frac{8k_B T}{\pi m_{O_3}}}, \tag{3.9}$$

где k_B – постоянная Больцмана, M_{O_3} и m_{O_3} – молярная и молекулярная масса озона, соответственно. Символ <…> в уравнении (3.7) обозначает усреднение по скорости движения молекул озона и радиусу частиц черного углерода.

Поскольку число атомов углерода n, образующих аэрозольную частицу черного углерода C_n, является достаточно большим ($n >> 1$), то численная концентрация частиц черного углерода может быть рассмотрена как независимая от реакций (3.5) и (3.6) в течение длительного периода времени. Также пренебрегая гравитационным осаждением частиц черного углерода в период оценки концентрации, разумно предположить, что численная концентрация частиц черного углерода (м$^{-3}$) N_{BC} = const. Таким образом, уравнение (3.7) можно преобразовать:

$$\frac{dN_{O_3}(t)}{dt} = -k_1 N_{O_3}(t) = -N_{BC}\left\langle \gamma\sigma_{BC} v_{O_3} \right\rangle N_{O_3}(t), \tag{3.10}$$

где k_1 – константа скорости реакций. Решая уравнение (3.10), для численной концентрации молекул озона $N_{O_3}(t)$ получаем:

$$N_{O_3}(t) = N_{O_3}(t_0)\exp\left(-N_{BC}\left\langle \gamma\sigma_{BC} v_{O_3} \right\rangle \Delta t\right), \tag{3.11}$$

где $N_{O_3}(t_0)$ = const исходная численная концентрация молекул озона в начальный момент времени t_0, а $\Delta t = t - t_0$ – продолжительность периода оценки концентрации. Решая уравнение (3.11), для численной концентрации частиц черного углерода N_{BC} получаем:

$$N_{BC} = \frac{1}{\left\langle \gamma \sigma_{BC} v_{O_3} \right\rangle \Delta t} \ln \frac{N_{O_3}(t_0)}{N_{O_3}(t)} . \qquad (3.12)$$

Поскольку парциальное давление озона $p_{O_3}(t)$ на заданной высоте и при температуре T прямо пропорционально его концентрации $N_{O_3}(t)$ (т.е. $p_{O_3}(t) = N_{O_3}(t) k_B T$), то отношение в уравнении (3.12) также прямо пропорционально отношению $N_{O_3}(t_0) / N_{O_3}(t)$, где $p_{O_3}(t_0)$ – исходное парциальное давление озона при $t = t_0$. Таким образом, получаем окончательное уравнение для оценки N_{BC}:

$$N_{BC} = \frac{1}{\gamma \pi r_{BC}^2 \sqrt{\frac{8 k_B T}{\pi m_{O_3}}} \cdot \Delta t} \ln \frac{p_{O_3}(t_0)}{p_{O_3}(t)} , \qquad (3.13)$$

где $p_{O_3}(t)$ и $p_{O_3}(t_0)$ определяются по данным вертикального профиля озона (рис. 3.3). В целях упрощения частицы черного углерода предполагаются сферическими с радиусом r_{BC}. Масса одной наночастицы черного углерода m_{BC} радиуса r_{BC} и плотности ρ_{BC} определяется как:

$$m_{BC} = \rho_{BC} V_{BC} = \frac{4}{3} \pi r_{BC}^3 \rho_{BC} , \qquad (3.14)$$

где V_{BC} – объем сферической частицы. Таким образом, массовую концентрацию черного углерода C_{BC} (нг/м^3) можно получить по уравнению:

$$C_{BC} = N_{BC} m_{BC} = \frac{4}{3} \pi r_{BC}^3 \rho_{BC} N_{BC} . \qquad (3.15)$$

Для оценки N_{BC} и C_{BC} для сентября и ноября 1992 г. использовались следующие

значения $\gamma = 2\cdot10^{-3}$, $m_{O_3} = 7{,}97\cdot10^{-26}$ кг и $\rho_{BC} = 2{,}25$ г/см^3 [399, 422–424]. Остальные параметры приведены в табл. 3.4. Температура воздуха T и парциальное давление озона $p_{O_3}(t)$ и $p_{O_3}(t_0)$ усреднялись в рассматриваемом диапазоне высот за исследуемый период (табл. 3.4). Согласно оценкам, средний радиус частиц черного углерода над станцией Hilo в сентябре 1992 г. на высоте ~ 20,5 км и в ноябре 1992 г. на высоте ~ 30 км составлял соответственно ~ 120 и 40 нм. В результате $\boldsymbol{N}_{\mathbf{BC}}$ **для сентября и ноября 1992 г.**, полученная из уравнения (3.13), составила соответственно **(2,2±1,9)·10^6 м$^{-3}$** (при r_{BC} = 120 нм) и **(4,2±1,3)·10^7 м$^{-3}$** (при r_{BC} = 40 нм), а $\boldsymbol{C}_{\mathbf{BC}}$ **для сентября и ноября 1992 г.**, полученная из уравнения (3.15), составила соответственно **35,4±30,6 нг/м^3** и **25,3±7,8 нг/м^3**.

Таблица 3.4. Параметры для оценки N_{BC} и C_{BC} частиц черного углерода за сентябрь и ноябрь 1992 г.

Период усреднения	Время t, 10^5 с	Диапазон высот, км	Средний радиус частиц r_{BC}, нм	Средняя температура T, К	Среднее парциальное давление озона, мПа	
					$P_{O_3}(t_0)$	$P_{O_3}(t)$
9–18.09.1992 г.	7,776	20–21	120	215,4	9,60	9,16
10–25.11.1992 г.	12,96	29,7–30,4	40	231,6	10,96	9,20

Повышение температуры тропической стратосферы после крупных вулканических извержений приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента, что способствует усилению циркуляции БД [15]. Проявления усиления циркуляции БД в СП после крупных извержений тропических вулканов были рассмотрены в работе [268] на основе лидарных наблюдений стратосферного аэрозольного слоя над Томском (56,48° с.ш., 84,95° в.д.). При этом усиление циркуляции БД в холодный период года хорошо прослеживается и в фоновый период. На рис. 3.6 приведены многолетние нормы сезонных изменений среднемесячных значений интегрального коэффициента обратного аэрозольного рассеяния B_π^a в стратосфере над Томском, определенные за период 1999–2015 гг. для западной и восточной

фаз КДЦ на 30 гПа с исключением периодов вулканических аэрозольных возмущений. Не рассматривались данные за март–июнь 2000 г. (после извержения вулкана Гекла), август–ноябрь 2008 г. (после извержений вулканов Окмок и Касаточи), август–октябрь 2009 г. (после извержения вулкана Пик Сарычева), апрель и август–октябрь 2011 г. (после извержений вулканов Мерапи, Гримсвётн и Набро). Исключение этих возмущенных данных позволили существенно расширить анализируемый период изменений фонового аэрозоля до 16 лет, увеличив статистическую обеспеченность анализируемого ряда.

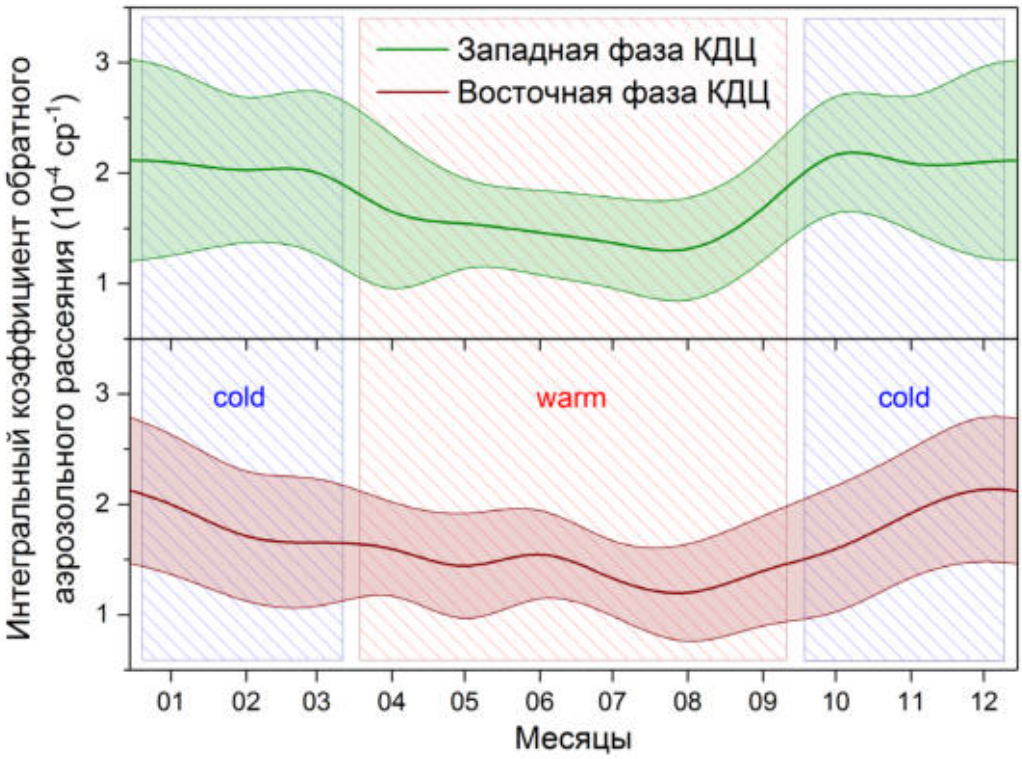

Рис. 3.6. Внутригодовой ход среднемесячных значений B_{π}^{a} в стратосфере над Томском для западной и восточной фаз КДЦ в среднем за 1999–2015 гг. с исключением периодов вулканических аэрозольных возмущений.

В теплый период года, с апреля по сентябрь, когда в среднеширотной стратосфере преобладает зональный перенос, ее аэрозольное наполнение минимально. В холодный период года, с октября по март, особенно во время западной фазы КДЦ, в нижней стратосфере увеличивается меридиональный перенос, обеспечивающий дополнительное наполнение среднеширотной стратосферы аэрозолем из тропического резервуара и свидетельствующий об усилении циркуляции БД [268, 425, 426].

3.2. Влияние извержений тропических вулканов на динамику полярных вихрей

Формирование полярного вихря происходит благодаря увеличению стратосферного меридионального температурного градиента в осенний период [2, 3]. Повышение температуры нижней тропической стратосферы после крупных вулканических извержений способствует увеличению температурного градиента, проявляющемуся в усилении полярного вихря [16, 267, 268]. При этом, как правило, усиление полярного вихря после крупных извержений тропических вулканов наблюдается в СП [15, 267, 269–273]. В ЮП усиление вихря при вулканогенном потеплении нижней тропической стратосферы если и проявляется, то практически не заметно на фоне традиционно высоких скоростей зонального ветра. Повышение температуры нижней тропической стратосферы даже после очень крупных извержений с VEI = 6, составляет около 2–4 °C. Например, потепление в экваториальной зоне на уровне 50 гПа после извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6) достигало 3 °C и сохранялось в течение 1,5–2 лет [392]. Такое повышение температуры в нижней тропической стратосфере, как правило, не проявляется в увеличении стратосферного меридионального температурного градиента в ЮП, поскольку температура нижней субтропической стратосферы, как правило, более чем на 3 °C выше температуры нижней тропической стратосферы и в ЮП в зимне-весенний период происходит ее сезонное увеличение (во время существования антарктического вихря) [237]. В период с 1979 по 2020 гг. не наблюдалось усиления антарктического полярного вихря в результате вулканогенного разогрева тропической стратосферы после крупных извержений (включая крупнейшее за рассматриваемый период извержение вулкана Пинатубо). Однако предполагается, что аэрозольный нагрев нижней тропической стратосферы после извержений вулканов с VEI > 6 может привести к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря в зимне-весенний период. В отсутствии таких

извержений сезонный ход антарктического полярного вихря практически повторяет внутригодовые изменения температуры нижней субтропической стратосферы, где с февраля–марта наблюдается постепенный рост температуры (увеличивается температурный градиент, в апреле формируется полярный вихрь) вплоть до сентября (наблюдается пик интенсивности полярного вихря).

Весеннее усиление арктического полярного вихря, протекающее с формированием одной из крупнейших озоновых аномалий, в частности наблюдалось в 2011 г. после извержения тропического вулкана Мерапи в ноябре 2010 г. Положительные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) в северной части Тихого океана (40°–50° с.ш., 160°–200° в.д.) в январе и феврале 2011 г. находились в отрицательной корреляции со сформировавшимися в условиях сильного полярного вихря температурными аномалиями нижней арктической стратосферы в марте [263]. Положительные аномалии ТПО в северной части Тихого океана имеют тенденцию ослаблять Алеутский минимум, в результате чего уменьшаются потоки ЭП, проникающие в стратосферу [427]. Разрушение и рассеивание распространяющихся в стратосфере планетарных волн ослабляет полярный вихрь и может приводить к возникновению ВСП [259, 428]. Ослабление потоков ЭП может происходить после крупных извержений тропических вулканов [16]. Формирующийся при этом вулканогенный аэрозольный слой в стратосфере приводит к охлаждению тропической и субтропической тропосферы и, таким образом, уменьшению меридионального температурного градиента в зимней тропосфере между 30° и 60° с.ш. Соответствующее снижение средней зональной энергии и амплитуд планетарных волн в тропосфере приводит к уменьшению потока волновой активности в нижнюю стратосферу [16]. В 2011 г. с середины февраля по начало апреля поток ЭП имел очень низкие значения [70], что способствовало сохранению полярного вихря в весенний период.

В свою очередь, фактором, способствующим усилению полярного вихря, является увеличение стратосферного меридионального температурного градиента, происходящее в результате потепления тропической стратосферы

после крупных вулканических извержений [15]. Особую роль играет зимне-весеннее увеличение температурного градиента, поскольку усиление полярного вихря в этот период приводит к разрушению озона в его пределах. Ранее в ряде работ [15, 16, 267, 269–272] рассматривалось влияние только очень крупных вулканических извержений с VEI ≥ 5, таких как Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6) и Эль-Чичон (апрель 1982 г., VEI = 5), на формирование арктических озоновых аномалий.

При извержении индонезийского вулкана Мерапи (7,5° ю.ш., 110,4° в.д.) 4 ноября 2010 г. в 17:05 UTC высота эруптивной колонны достигла 18,3 км [329, 429], при высоте тропопаузы около 16,3 км [36]. На рис. 3.7 приведена траектория движения стратосферных воздушных масс, рассчитанная с использованием модели NOAA HYSPLIT [430] на основе метеоданных данных NOAA GDAS (1–degree) от координат вулкана Мерапи (отмечен звездочкой) и высоты выброса 18,3 км, от момента извержения 4 ноября 2010 г. до 5 апреля 2011 г. Траекторный анализ движения воздушных масс в нижней стратосфере, проведенный от даты извержения и координат вулкана, показал, что основная часть выброса вулкана Мерапи сохранялась в тропической стратосфере (в диапазоне от 15° ю.ш. до 15° с.ш.) около полугода после извержения [431].

На рис. 3.8 представлен усредненный в диапазоне от 15° ю.ш. до 15° с.ш. временной ход стратосферной температуры с августа 2010 г. по июль 2011 г. на уровнях 70 и 50 гПа по данным реанализа ERA-Interim [34]. Поскольку этот период относится к западной фазе КДЦ, то на рис. 3.8 он приведен на фоне соответствующего этой фазе среднего за 1995–2018 гг. с СКО. Выбор временного периода (1995–2018 гг.) для получения среднего внутригодового хода температуры тропической стратосферы обусловлен значительными вариациями температурного ряда до 1995 г. после нескольких крупных вулканических извержений, что неоправданно увеличивает значения СКО. Средний внутригодовой ход температуры тропической стратосферы рассчитывался для западной фазы КДЦ, которая определялась по данным [149; http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/produkte/qbo/qbo.dat]. В нижней части рис. 3.8 на фоне диапазонов ±1 σ и ±2 σ

показана разница между представленным в его верхней части ходом температуры тропической стратосферы в 2010–2011 гг. и ее многолетними средними изменениями.

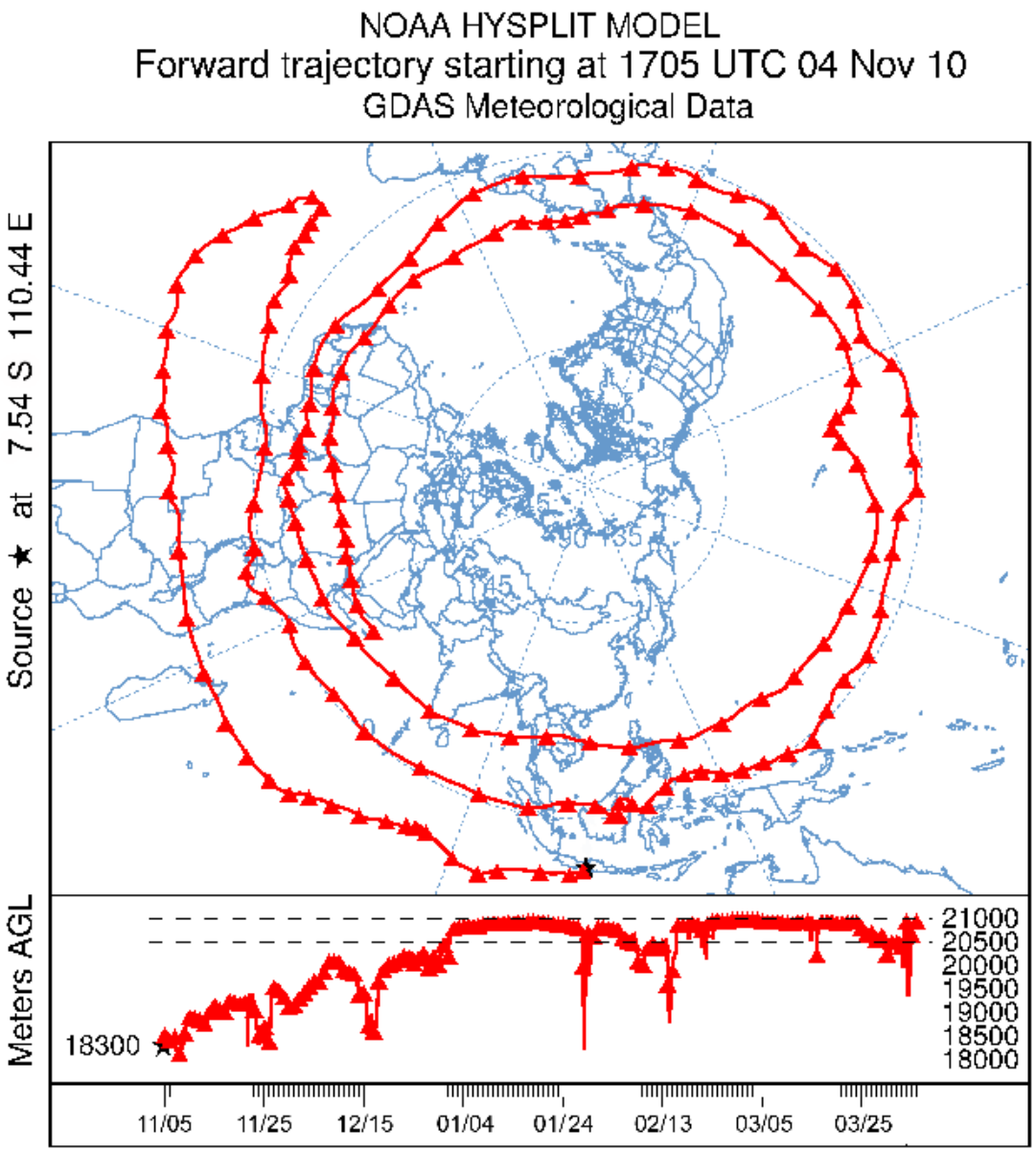

Рис. 3.7. Рассчитанная по модели NOAA HYSPLIT траектория перемещения воздушных масс от координат вулкана Мерапи с высоты 18,3 км от 17:05 UTC 4 ноября 2010 г.

Как видно из рис. 3.8, температурный разогрев в тропической стратосфере начал формироваться практически сразу после извержения вулкана Мерапи (на рис. 3.8 дата извержения отмечена вертикальной линией). Максимальные отклонения от среднего в температурных изменениях в нижней стратосфере, в основном превышающие 2 σ, наблюдались в феврале–марте. На уровне 70 гПа в

среднем за февраль–март 2011 г. потепление достигло 3,5 °С, а на уровне 50 гПа – 1,6 °С. Поскольку именно в этот период регистрировалось аномальное усиление арктического полярного вихря в нижней стратосфере, то можно заключить, что оно было вызвано увеличением стратосферного меридионального температурного градиента в результате повышения температуры тропической стратосферы после извержения вулкана Мерапи в ноябре 2010 г.

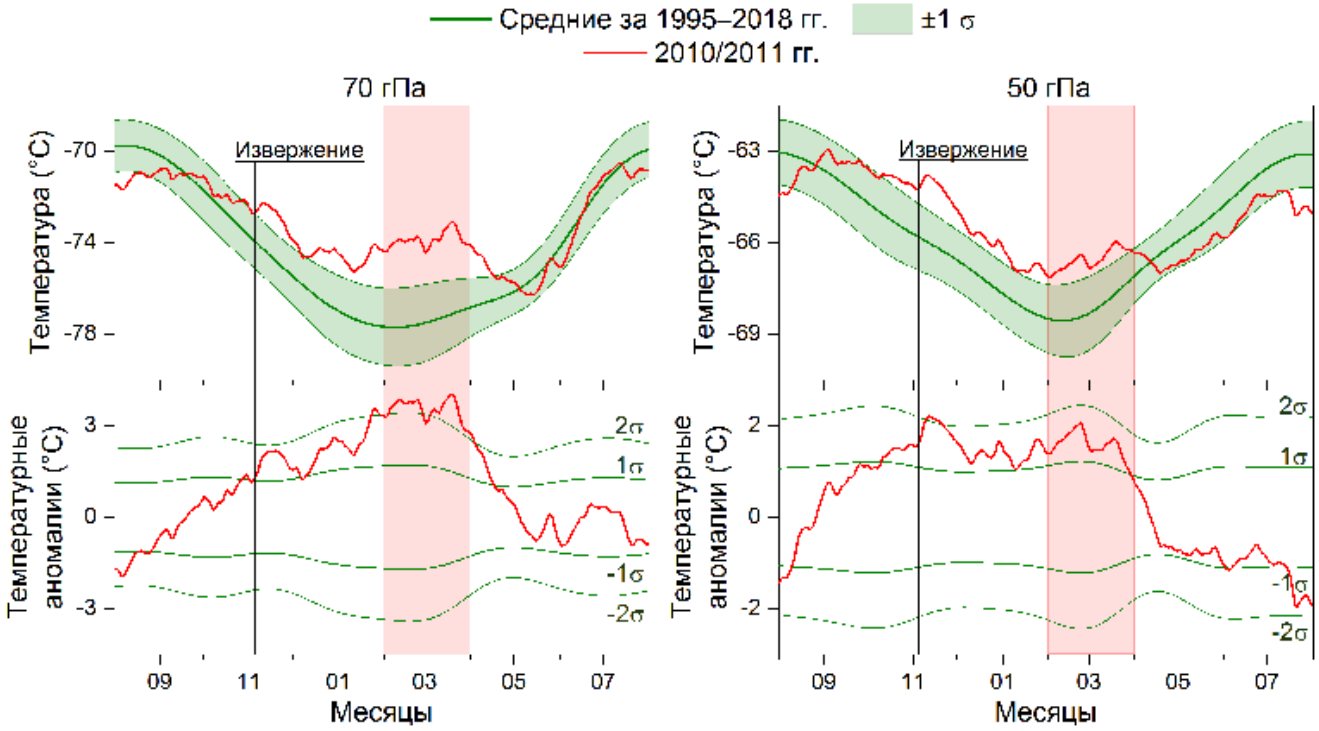

Рис. 3.8. Внутригодовой ход температуры и температурных аномалий в области 15° с.ш. – 15° ю.ш. на уровнях 70 и 50 гПа с августа 2010 г. по июль 2011 г. на фоне средних значений за 1995–2018 гг. с СКО (±1 и ±2 σ) для западной фазы КДЦ.

На рис. 3.9 приведены среднемесячные температурные аномалии в регионе от 45° ю.ш. до 45° с.ш. и от 180° з.д. до 180° в.д. на уровне 70 гПа с октября 2010 г. по июль 2011 г., полученные по данным реанализа ERA-Interim [34]. Температурные аномалии были получены вычитанием среднемесячных климатических средних значений за период с 1995 по 2018 гг. для западной фазы КДЦ из среднемесячных значений температуры с октября 2010 г. по июль 2011 г. Распределение значений температуры до извержения вулкана Мерапи, в октябре 2010 г., было близким к климатическому среднему (температурные изменения в тропическом поясе широт расположены в пределах СКО), в то время как

потепление нижней тропической стратосферы начало проявляться с ноября 2010 г. (рис. 3.8, 3.9). Области повышения температуры (рис. 3.9) хорошо согласуются с результатами траекторного анализа движения вулканогенного аэрозоля в нижней стратосфере после извержения вулкана Мерапи (рис. 3.7).

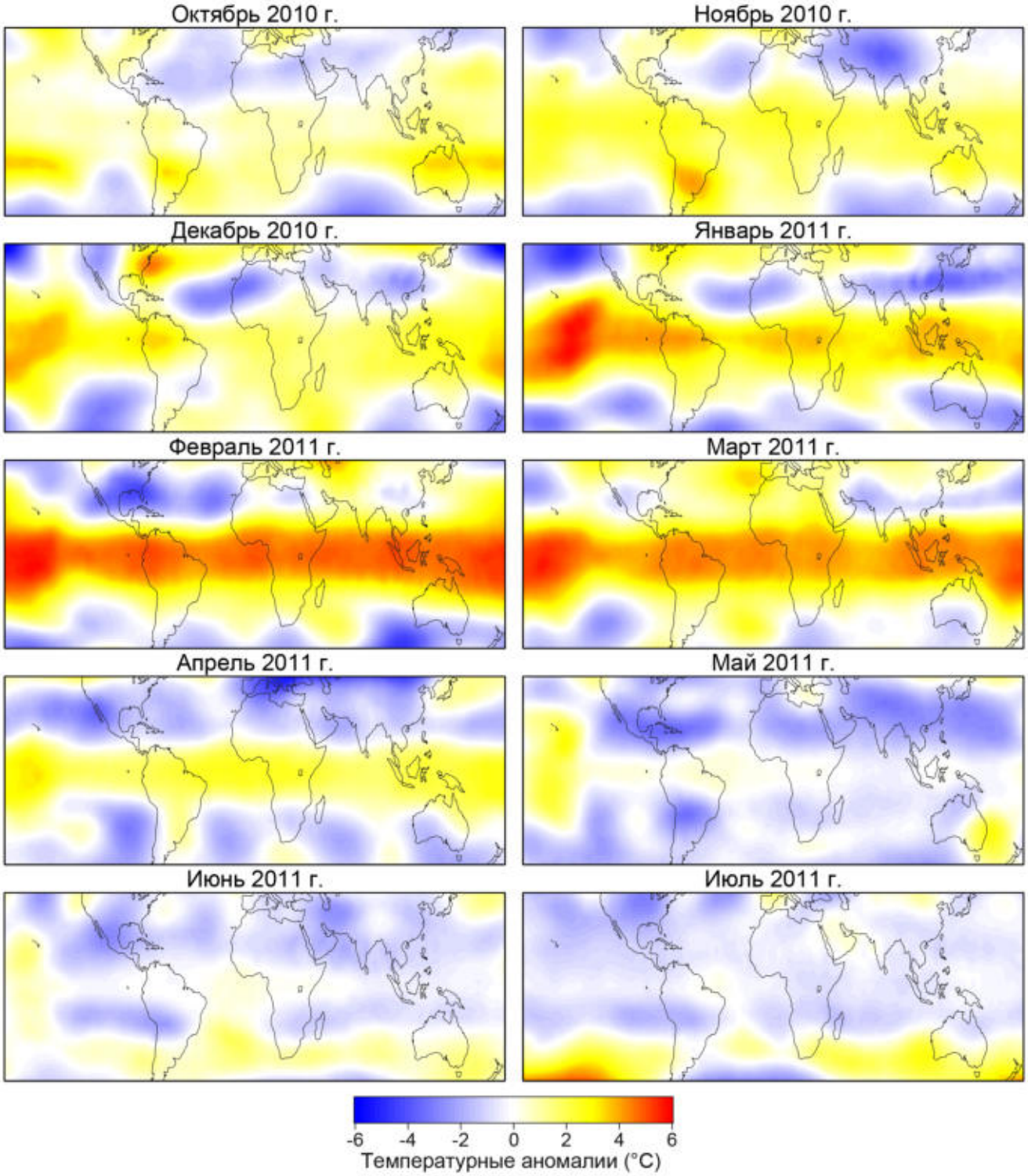

Рис. 3.9. Среднемесячные поля температурных аномалий на уровне 70 гПа в области 45° ю.ш. – 45° с.ш. и 180° з.д. – 180° в.д. с октября 2010 г. по июль 2011 г.

Основная часть вулканогенного аэрозоля была сконцентрирована в поясе широт от 15° с.ш. до 15° ю.ш. (рис. 3.7, 3.9). Максимальное потепление наблюдалось в феврале–марте и рассеялось к маю 2011 г. Поскольку усиление арктического полярного вихря наблюдалось во второй половине февраля и в марте 2011 г. в нижней стратосфере, то можно заключить, что оно было вызвано увеличением стратосферного меридионального температурного градиента в условиях вулканогенного повышения температуры нижней тропической стратосферы.

После крупных вулканических извержений, характеризующихся VEI = 3–4, происходящих с выбросом продуктов в стратосферу, небольшое потепление в нижней тропической стратосфере может наблюдаться в течение около полугода. Таким образом, способствовать зимне-весеннему усилению арктического полярного вихря могут извержения, происходящие в осенне-зимний период, с сохраняющимся весной потеплением тропической стратосферы. В табл. 3.5 представлен список извержений тропических вулканов (с выбросом продуктов выше тропопаузы), зарегистрированных с сентября по декабрь за период с 1979 по 2018 гг., а также извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. Извержения вулканов Эль-Чичон (апрель 1982 г., VEI = 5) и Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6) были включены в список осенне-зимних извержений, поскольку потепление тропической стратосферы после них наблюдалось, по крайней мере, более 1 года.

В правой части табл. 3.5 приведен список арктических озоновых аномалий (согласно табл. 1.6). Как видно из табл. 3.5, извержения с высотой выброса ≥ 18 км приводят к образованию арктических озоновых аномалий в последующий зимне-весенний период (за исключением извержения вулкана Рабаул[3] 7 октября 2006 г.). Извержения, не повлекшие за собой формирование арктической озоновой аномалии, представлены фиолетовым цветом. При этом влияние очень крупных вулканических извержений (с VEI ≥ 5) с высотой выброса более 30 км может быть пролонгированным на 2 года, как в случае извержения вулкана Пинатубо [267].

---

[3]Извержение вулкана Рабаул способствовало усилению арктического полярного вихря в феврале 2007 г., но озоновая аномалия не регистрировалась (Глава 5).

Таблица 3.5. Извержения тропических вулканов и арктические озоновые аномалии.

Дата извержения	Название вулкана	Расположение	H, км	VEI	Арктические озоновые аномалии
3.04.1982 г.	*Эль-Чичон*	17,4° с.ш., 93,2° з.д.	31	5	февраль 1983 г.
13.11.1985 г.	Дель-Руиз	4,9° с.ш., 75,3° з.д.	31	3	февраль 1986 г.
					январь 1987 г.
15.06.1991 г.	*Пинатубо*	15,1° с.ш., 120,3° в.д.	35–40	6	январь 1992 г. февраль 1993 г.
19.09.1994 г.	Рабаул	4,3° ю.ш., 152,2° в.д.	21	4	февраль 1995 г.
					март 1996 г.
					март–апрель 1997 г.
5.10.1999 г.	Гуагуа-Пичинча	0,2° ю.ш., 78,6° з.д.	20	3	март 2000 г.
29.09.2000 г.	Улаун	5,0° ю.ш., 151,3° в.д.	17,3	4	
25.09.2002 г. 03.11.2002 г.	Руанг Ревентадор	2,3° с.ш., 125,4° в.д. 0,1° ю.ш., 77,7° з.д.	17 20,5	4 4	 январь 2003 г.
24.11.2004 г.	Манам	4,1° ю.ш., 145,0° в.д.	18	4	февраль–март 2005 г.
7.10.2006 г.	Рабаул	4,3° ю.ш., 152,2° в.д.	18	4	
4.11.2010 г.	Мерапи	7,5° ю.ш., 110,4° в.д.	18,3	4	март 2011 г.
					февраль 2016 г.

Арктические озоновые аномалии, зарегистрированные в январе и феврале, наблюдались при смещении полярного вихря в область субарктических широт, где в этот период года уже присутствует солнечное излучение. В свою очередь, арктические озоновые аномалии, зарегистрированные в марте и апреле, в большинстве случаев находились в пределах 60° с.ш. Из табл. 3.5 видно, что озоновые аномалии, зарегистрированные в 1987, 1996, 1997 и 2016 гг., не предваряли извержения в предшествующие им осенне-зимние периоды. Вероятно, они имели другие причины зимне-весеннего усиления арктического полярного вихря. При этом, предполагается, что в формировании озоновых аномалий, зарегистрированных в 1996 и 1997 гг., определенную роль сыграло извержение вулкана Пинатубо, поскольку возвращение аэрозольного слоя к фоновому состоянию после извержения наблюдалось только к 1998 г. [432].

Как видно из табл. 3.5, очень крупные извержения тропических вулканов (с VEI ≥ 5) и крупные извержения тропических вулканов (с VEI = 3–4) приводят к

схожим (по масштабу и степени) озоновым аномалиям, за исключением того, что влияние первых может быть пролонгировано на 2 года. Несмотря на значительную разницу в потеплении тропической стратосферы, вызываемой извержениями с VEI = 6 и 4, происходит схожее по интенсивности усиление арктического полярного вихря. Предполагается, что основной причиной этого является то, что для усиления северного полярного вихря необходимо увеличение температуры нижней тропической стратосферы, которое формируется уже при крупных извержениях тропических вулканов.

Таким образом, в параграфе рассмотрено влияние извержений тропических вулканов на динамику полярных вихрей. Полярные вихри формируются благодаря осенне-зимнему увеличению стратосферного меридионального температурного градиента [2, 3], при этом зимне-весеннее увеличение температурного градиента способствует усилению вихрей. В ЮП усиление полярного вихря при вулканогенном потеплении нижней тропической стратосферы практически не проявляется вследствие особенностей сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, как правило, определяющей изменения стратосферного меридионального температурного градиента. В СП весеннее усиление полярного вихря в большинстве случаев наблюдалось именно в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента после крупных извержений тропических вулканов. На основе случаев арктических озоновых аномалий и вулканических извержений показано, что крупные извержения тропических вулканов с VEI = 3–4 и высотой выброса не менее 18 км, зарегистрированные в период с сентября по декабрь, как правило, приводят к усилению северного полярного вихря и формированию арктических озоновых аномалий в последующий зимне-весенний период. На примере извержения индонезийского вулкана Мерапи, произошедшего в ноябре 2010 г., показано вулканогенное повышение температуры нижней тропической стратосферы (способствовавшее увеличению стратосферного меридионального температурного градиента) и последующее усиление арктического полярного вихря, протекающее с формирование озоновой аномалии весной 2011 г.

3.3. Влияние извержений северных вулканов на формирование арктических озоновых аномалий

Как было показано в § 3.1, крупные вулканические извержения способны приводить к усилению полярных озоновых аномалий. Наиболее продолжительная озоновая депрессия, как правило, наблюдается после извержений тропических вулканов [433, 434]. Образующиеся после извержения аэрозольные облака курсируют в тропической стратосфере, а также подхватываются воздушными потоками с сильной меридиональной составляющей в зимнем полушарии и переносятся с уклоном к полюсу [268, 431]. Диоксид серы (SO_2), являющийся одним из основных вулканических газов, попадая в стратосферу в результате извержения, в течение нескольких недель окисляется с образованием сернокислотного аэрозоля (H_2SO_4), который, в свою очередь, распространяется в высокие широты, где участвует в формировании ПСО при низких температурах в зимний период внутри полярного вихря (в том случае если попадает в полярную область до формирования вихря) [435–437]. Увеличение объема ПСО в зимне-весенний период способствует увеличению концентрации молекулярного хлора, высвобождающегося в гетерогенных реакциях на ПСО, и последующему усилению весенних озоновых аномалий.

Другим способом влияния вулканических извержений на разрушение стратосферного озона над Арктикой является динамический (§ 3.2). Формирование и усиление полярного вихря происходит в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента. В результате крупных извержений тропических вулканов в стратосферу выбрасывается большое количество вулканогенного аэрозоля, способствующего формированию аэрозольного нагрева в нижней тропической стратосфере и последующему увеличению стратосферного меридионального температурного градиента, способствующему усилению полярного вихря [16]. Около 70 % арктических озоновых аномалий сформировались в результате весеннего усиления северного

полярного вихря, происходившего после крупных извержений тропических вулканов с высотой выброса не менее 18 км [147].

Таким образом, существует 2 способа влияния крупных вулканических извержений на формирование полярных озоновых аномалий: химический и динамический. Оба варианта ранее в основном рассматривались в отношении крупных извержений тропических вулканов [15, 267]. В параграфе рассмотрена возможность влияния извержений внетропических вулканов СП на разрушение стратосферного озона над Арктикой.

Как правило, вулканогенный аэрозоль при попадании в стратосферу распространяется зонально с уклоном к высоким широтам. Однако в результате очень крупных вулканических извержений с $VEI \geq 5$ может наблюдаться глобальное возмущение стратосферного аэрозольного слоя. Увеличению стратосферного меридионального температурного градиента, приводящего к усилению полярного вихря, способствует повышение температуры тропической стратосферы связанное с поглощением восходящей длинноволновой радиации Земли и нисходящей коротковолновой солнечной радиации вулканогенным аэрозолем при его попадании в тропическую область. Для анализа возможности попадания продуктов крупных извержений внетропических вулканов СП в тропическую стратосферу использовался ряд стратосферной аэрозольной оптической толщи с 1850 г. (по данным Goddard Institute for Space Studies NASA [326]) для пояса широт 0°–30° с.ш. в высотных диапазонах 15–20, 20–25 и 25–30 км (рис. 3.10). В табл. 3.6 приведен список крупных извержений внетропических вулканов СП (расположенных в диапазоне широт 30°–90° с.ш.) с $VEI \geq 5$ за период с 1850 по 2020 гг. (по данным Global Volcanism Program [329]). Как видно из рис. 3.10, ни одно из извержений внетропических вулканов СП за период с 1850 по 2020 гг. не привело к увеличению аэрозольного наполнения тропической стратосферы и следовательно не могло способствовать формированию полярной озоновой аномалии по причине усиления арктического полярного вихря в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента.

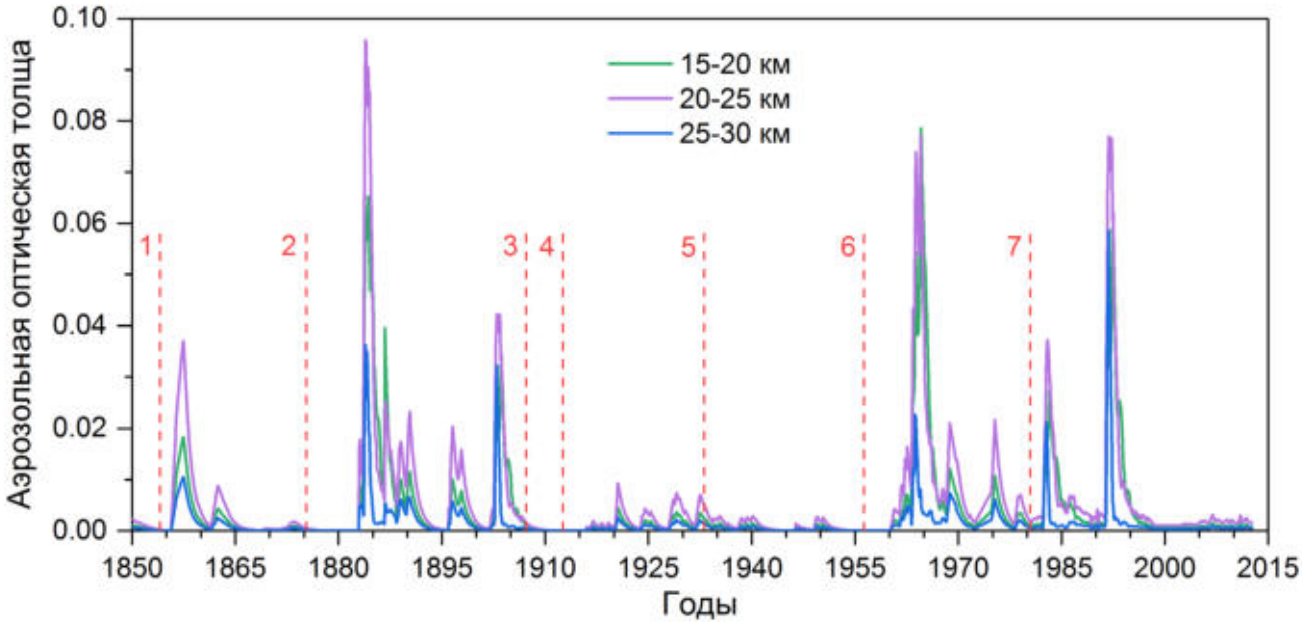

Рис. 3.10. Временной ход стратосферной аэрозольной оптической толщи на длине волны 0,55 мкм в области 0°–30° с.ш. в высотных диапазонах от 15 до 30 км. Номерами отмечены крупные вулканические извержения (табл. 3.6).

Таблица 3.6. Список извержений внетропических вулканов СП с VEI ≥ 5, зарегистрированных за период с 1850 по 2020 гг.

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	H, км	Объем тефры, м^3
1	18.02.1854	Шивелуч	п-ов Камчатка	56,65 / 161,36	5		$>10^9$
2	29.03.1875	Аскья	Исландия	65,03 / –16,75	5		$>10^9$
3	28.03.1907	Ксудач	п-ов Камчатка	51,80 / 157,53	5		$>10^9$
4	06.06.1912	Новарупта	Аляска	58,27 / –155,16	6		$>10^{10}$
5	08.01.1933	Харимкотан	Курильские о-ва	49,12 / 154,51	5		$>10^9$
6	30.03.1956	Безымянный	п-ов Камчатка	55,98 / 160,59	5	> 30	$2{,}8\cdot10^9$
7	18.05.1980	Сент-Хеленс	Вашингтон, США	46,20 / –122,18	5	23	$>10^9$

Первый всплеск аэрозольного содержания на рис. 3.10 (несмотря на кажущуюся близость к отметке первого извержения) связан с извержением тропического вулкана Фуэго (январь 1857 г., VEI = 4), все последующие извержения северных вулканов также отделены от всплесков аэрозольного содержания на временной шкале, по крайней мере, тремя годами, что не позволяет связать их между собой. Извержение вулкана Новарупта (Аляска,

VEI = 6), самое крупное в табл. 3.6, проявилось не только в высоких, но и в средних широтах СП. Таким образом, несмотря на то, что за период 1850–2020 гг. ни одно из извержений внетропических вулканов СП в тропической стратосфере не проявилось, предполагается, что такое возможно при извержениях вулканов средних широт с VEI ≥ 6 и при извержениях вулканов высоких широт с VEI ≥ 7.

Другим способом возможного влияния вулканических извержений на интенсивность разрушения озона в полярной стратосфере является попадание в полярную область вулканогенного сернокислотного аэрозоля (до формирования полярного вихря), способствующего увеличению объема ПСО (в зимний период внутри вихря). В январе 1992 г. над Арктикой была зарегистрирована одна из наиболее «глубоких» озоновых аномалий в СП, что в частности обусловлено увеличением объема ПСО вследствие значительного аэрозольного возмущения стратосферы после извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6) [379]. Для исследования возможности влияния извержений внетропических вулканов на аэрозольное наполнение полярной стратосферы был проанализирован период с 1979 по 2020 гг. В анализе использовались данные об извержениях вулканов средних и высоких широт СП (за 1979–2020 гг.) из табл. 3.2 и список арктических озоновых аномалий из табл. 3.5. Полярные озоновые аномалии, как правило, наблюдаются в нижней стратосфере в диапазоне высот от 14 до 22 км [147, 377], где формируются ПСО [13]. Вулканогенный аэрозоль после небольших извержений с VEI = 3–4 оседает из стратосферы, как правило, в течение полугода [147]. Таким образом, потенциальное влияние на интенсивность разрушения озона могли оказать извержения, предшествующие озоновым аномалиям не более чем за год. Из рассматриваемого списка озоновых аномалий только 6 предваряли извержения в течение не более года до аномалии (соответствующие извержения и озоновые аномалии приведены в табл. 3.7). Для анализа возможности влияния извержений северных вулканов (табл. 3.7) на интенсивность разрушения стратосферного озона над Арктикой использовался траекторный анализ с помощью модели NOAA HYSPLIT [430]. Результаты расчета траекторий движения воздушных масс после рассматриваемых извержений приведены на рис. 3.11. Траектории

рассчитывались от координат вулкана и высоты выброса (и дополнительно от высоты на 1 км ниже высоты выброса) до конца существования озоновой аномалии или до момента снижения траектории ниже 10 км (что, в большинстве случаев, свидетельствует об осаждении вулканогенного аэрозоля из стратосферы).

Таблица 3.7. Извержения внетропических вулканов СП (с высотой выброса выше тропопаузы) и арктические озоновые аномалии.

Дата извержения	Вулкан	Координаты	VEI	H, км	Объем тефры, $м^3$	Арктические озоновые аномалии
20.11.1986	Чикурачки	50,33 / 155,46	4	14	$1{,}2\cdot10^8$	январь 1987
17.08.1992	Спурр	61,30 / –152,25	3	15	$>10^8$	февраль 1993
01.10.1994	Ключевской	56,06 / 160,64	3	18	$5\cdot10^7$	февраль 1995
26.02.2000	Гекла	63,98 / –19,70	3	15	$>10^7$	март 2000
01.11.2004	Гримсвётн	64,42 / –17,33	3	14		февраль–март 2005
22.06.2019	Райкоке	48,29 / 153,25	3	13		январь–апрель 2020

Извержения вулканов Чикурачки, Ключевской, Гекла и Гримсвётн наблюдались уже после формирования полярного вихря и, таким образом, могли способствовать усилению озоновой аномалии только в том случае, если бы «активный» арктический полярный вихрь в момент извержения находился над вулканом и, таким образом, продукты извержения оказались бы внутри вихря. В этом случае траектория движения воздушных масс строго ограничена границами полярного вихря и полностью находится в полярной области, кроме того в вертикальном направлении движения преобладает восходящее [120]. В случае рассматриваемых извержений (рис. 3.11*а,в,г,д*) очевидно, что вулканогенный аэрозоль оказался за пределами полярного вихря, динамический барьер по границе вихря препятствует их распространению в полярную область, преобладает нисходящее движение. В результате вулканогенный аэрозоль был выведен из стратосферы в результате седиментации до следующей осени (до формирования полярного вихря в следующем осенне-зимнем периоде) и не оказал влияния на степень разрушения стратосферного озона над Арктикой.

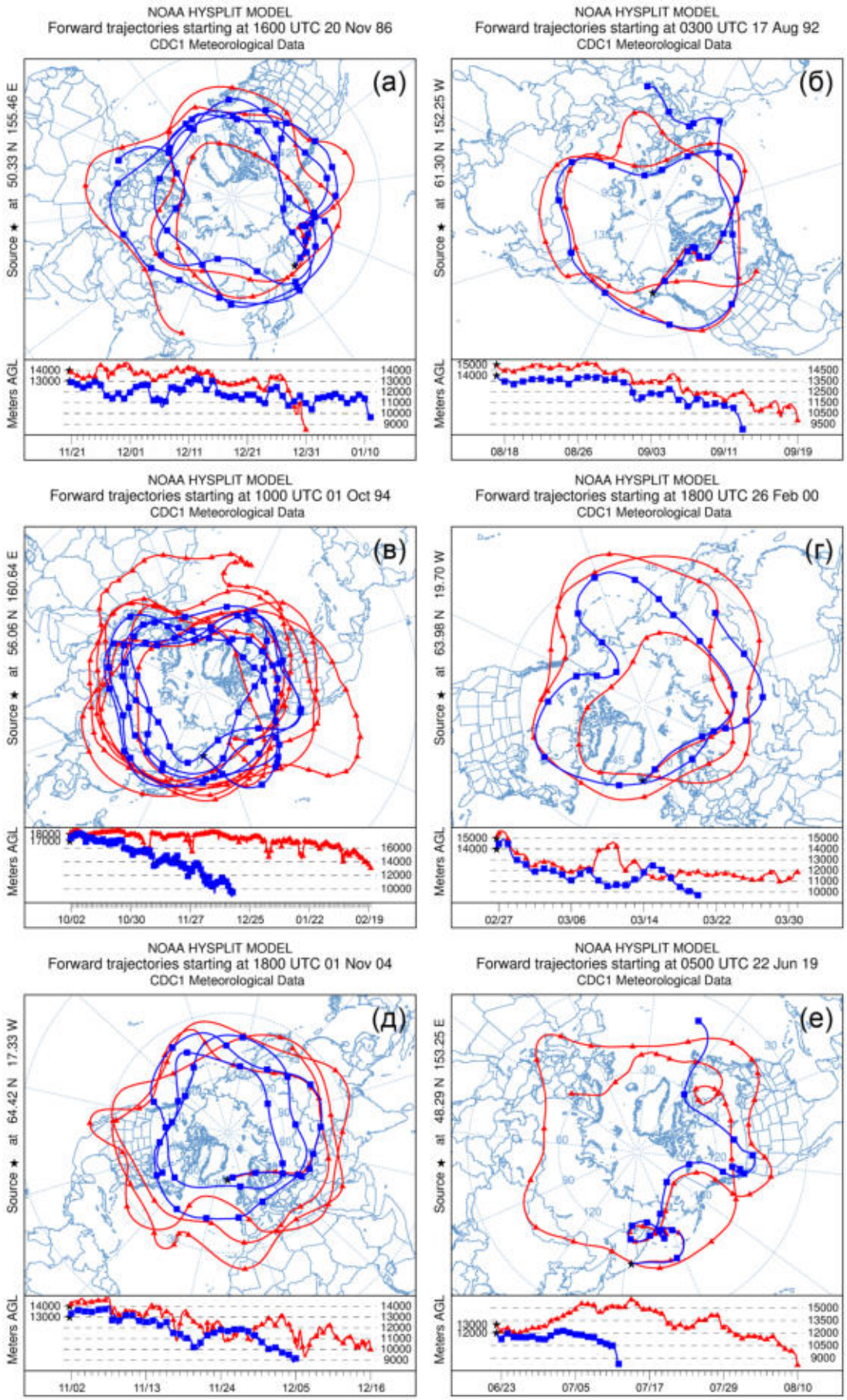

Рис. 3.11. Рассчитанные по модели NOAA HYSPLIT траектории перемещения воздушных масс на основе данных о координатах вулканов и высотах извержений (табл. 3.7) для извержений вулканов Чикурачки (*а*), Спурр (*б*), Ключевской (*в*), Гекла (*г*), Гримсвётн (*д*) и Райкоке (*е*).

Извержения вулканов Спурр и Райкоке наблюдались до формирования полярного вихря: 17 августа 1992 г. и 22 июня 2019 г. Близкое расположение вулканов к полярной области и выброс продуктов извержения в стратосферу могли бы способствовать влиянию вулканогенного аэрозоля на интенсивность разрушения озона в течение последующих озоновых аномалий, но высота выброса, 15 и 13 км соответственно, оказалась недостаточной и аэрозоль был выведен из стратосферы еще до формирования полярного вихря в октябре (рис. 3.11*б,е*). Таким образом, извержения вулканов Спурр и Райкоке также не оказали влияния на степень разрушения стратосферного озона над Арктикой.

Таким образом, в параграфе рассмотрено влияние извержений северных вулканов на формирование арктических озоновых аномалий. Вулканогенный аэрозоль может способствовать формированию/усилению озоновой аномалии при его попадании/распространении в тропическую и/или полярную стратосферу. В тропической стратосфере вулканогенный аэрозоль приводит к повышению температуры, увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и усилению полярного вихря, протекающему с формированием озоновой аномалии. В полярной стратосфере вулканогенный аэрозоль может способствовать увеличению объема ПСО зимой и последующему усилению реакций разрушения озона весной. За 1850–2020 гг. ни одно извержение внетропических вулканов СП не проявилось в тропической стратосфере и, таким образом, не могло способствовать усилению вихря. Однако такое возможно при извержениях вулканов средних широт с VEI ≥ 6 и при извержениях вулканов высоких широт с VEI ≥ 7. За 1979–2020 гг. ни одно извержение внетропических вулканов СП не оказало влияния на степень разрушения стратосферного озона над Арктикой, поскольку в некоторых случаях выброс продуктов извержения оказался за пределами вихря, а в других случаях высота выброса оказалась недостаточной и вулканогенный аэрозоль был выведен из стратосферы в результате седиментации до формирования вихря. Однако такое возможно при попадании продуктов извержения внутрь вихря, или при попадании вулканогенного аэрозоля в полярную область до формирования вихря и достаточном времени жизни в стратосфере, определяемом, в частности, высотой выброса.

3.4. Влияние извержений южных вулканов на формирование антарктических озоновых аномалий

Как было показано в § 3.3, вулканогенный аэрозоль может способствовать формированию/усилению озоновой аномалии при его попадании/распространении в тропическую и/или полярную стратосферу. В тропической стратосфере вулканогенный аэрозоль приводит к повышению температуры, последующему увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и усилению полярного вихря, протекающего с формированием озоновой аномалии в период с конца зимы по весну. Однако, как было показано в § 2.1 и 3.2, в ЮП усиление полярного вихря при вулканогенном потеплении нижней тропической стратосферы практически не проявляется вследствие особенностей сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, как правило, определяющей изменения стратосферного меридионального температурного градиента. В период с 1979 по 2020 гг. не наблюдалось усиления антарктического полярного вихря в результате вулканогенного разогрева тропической стратосферы после крупных извержений (включая крупнейшее за рассматриваемый период извержение вулкана Пинатубо). Однако предполагается, что аэрозольный нагрев нижней тропической стратосферы после извержений вулканов с VEI > 6 может привести к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря в зимне-весенний период.

В свою очередь, при попадании вулканогенного аэрозоля в полярную стратосферу до формирования вихря (или непосредственно внутрь вихря при извержениях вулканов, находящихся под вихрем в момент извержения), может происходить увеличение объема ПСО зимой и последующее усиление реакций разрушения озона в период с конца зимы по весну. Влияние газовых выбросов антарктического вулкана Эребус на объем ПСО и разрушение стратосферного озона над Антарктикой было рассмотрено в работе [120]. В данном параграфе (как и в рамках всей работы) рассматриваются плинианские извержения с

выбросом продуктов выше тропопаузы. В табл. 3.8 приведен список извержений внетропических вулканов ЮП (расположенных в диапазоне широт 30°–90° ю.ш.) с выбросом продуктов выше тропопаузы за 1850–2020 гг. (по данным Global Volcanism Program [329]). Как видно из табл. 3.8, в рассматриваемый период не наблюдалось извержений с VEI > 6, таким образом, можно предположить с высокой степенью вероятности, что ни одно из извержений внетропических вулканов ЮП за период с 1850 по 2020 гг. не могло способствовать увеличению стратосферного меридионального температурного градиента в ЮП, с последующим усилением антарктического полярного вихря.

Таблица 3.8. Список извержений внетропических вулканов ЮП с высотой выброса выше тропопаузы, зарегистрированных за период с 1850 по 2020 гг.

№	Дата извержения	Вулкан	Местность	Координаты	VEI	H, км	Объем тефры, $м^3$
1	10.06.1886	Окатайна	Новая Зеландия	–38,12 / 176,5	5		$>10^9$
2	10.01.1893	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	4		
3	06.01.1929	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	3		
4	10.04.1932	Серро-Асуль	Южное Чили	–35,65 / –70,76	5	30	$9{,}5\cdot10^9$
5	27.07.1955	Карран-Лос Венадос	Южное Чили	–40,35 / –72,07	4		$>10^8$
6	12.08.1991	Серро-Хадсон	Южное Чили	–45,9 / –72,97	5+	18	$4{,}3\cdot10^9$
7	02.05.2008	Чайтен	Южное Чили	–42,83 / –72,65	4	30	$>10^8$
8	22.04.2015	Кальбуко	Южное Чили	–41,33 / –72,61	4	17	

Другим способом влияния вулканических извержений на интенсивность разрушения озона в полярной стратосфере является попадание в полярную область вулканогенного сернокислотного аэрозоля (до формирования полярного вихря), способствующего увеличению объема ПСО [438–441]. Антарктический полярный вихрь, как правило, существует с апреля по ноябрь–декабрь [237]. Вулканогенный аэрозоль после извержений с VEI = 3–4 оседает из стратосферы, как правило, в течение полугода, а после извержений с VEI ≥ 5 может сохраняться в течение нескольких лет. Для исследования влияния извержений внетропических

вулканов ЮП на объем ПСО и разрушение озона рассмотрим извержения за период с 1979 по 2020 гг. (поскольку ряды спутниковых наблюдений для анализа ПСО и озоновых аномалий существуют начиная с 1979 г.). В рассматриваемый период наблюдалось 3 извержения: Серро-Хадсон (август 1991 г., VEI = 5+), Чайтен (май 2008 г., VEI = 4) и Кальбуко (апрель 2015 г., VEI = 4). Выявить влияние извержения вулкана Серро-Хадсон сложно из-за высокого аэрозольного фона после извержения вулкана Пинатубо (июнь 1991 г., VEI = 6), который спосоствовал увеличению объема ПСО и усилению антарктических озоновых аномалий в 1992 и 1993 гг. Извержения вулканов Чайтен и Кальбуко наблюдались уже после формирования полярного вихря и поскольку характеризуются VEI = 4 (в частности, определяющим время жизни вулканогенного аэрозоля в стратосфере), то ожидается что не могли способствовать усилению антарктической озоновой аномалии. Рассмотрим возможность такого влияния на примере извержения вулкана Кальбуко. В ряде работ [265, 442–444] была рассмотрена роль извержения чилийского вулкана Кальбуко 22 апреля 2015 г. в увеличении числа ядер конденсации (сернокислотный аэрозоль) для образования частиц ПСО и, таким образом, усилении гетерогенных и фотохимических реакций разрушения озона весной 2015 г. Антарктический полярный вихрь, как правило, формируется в апреле, когда скорость зонального ветра начинает превышать 20 м/с, блокируя воздухообмен между субполярной и полярной областями [445].

Максимальные значения площади антарктической озоновой дыры, как правило, регистрируются во второй половине сентября, после чего в течение последующих 2-х месяцев наблюдается ее постепенное затягивание. Однако в некоторые годы максимум площади озоновой дыры наблюдался в октябре. В частности, в 2015 г. регистрировались аномально высокие значения площади озоновой дыры с конца сентября по начало декабря, достигающие в октябре максимума ~ 28 млн. км^2 [35]. На рис. 3.12 приведены временные изменения значений скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади антарктической озоновой дыры за 2015 г. в сравнении со средними

значениями за период 1979–2018 гг., полученными на основе данных NASA GSFC [35]. Средние значения скорости зонального ветра на 60° ю.ш. превышали СКО на протяжении октября и ноября 2015 г. (светло-розовые области на рис. 3.12), и даже превышали уровень 2 σ с 20 по 30 октября на уровне 50 гПа. Усиление антарктического полярного вихря проявилось в аномальном понижении стратосферной температуры и, соответственно, в увеличении объема ПСО и площади озоновой дыры в октябре и ноябре 2015 г.

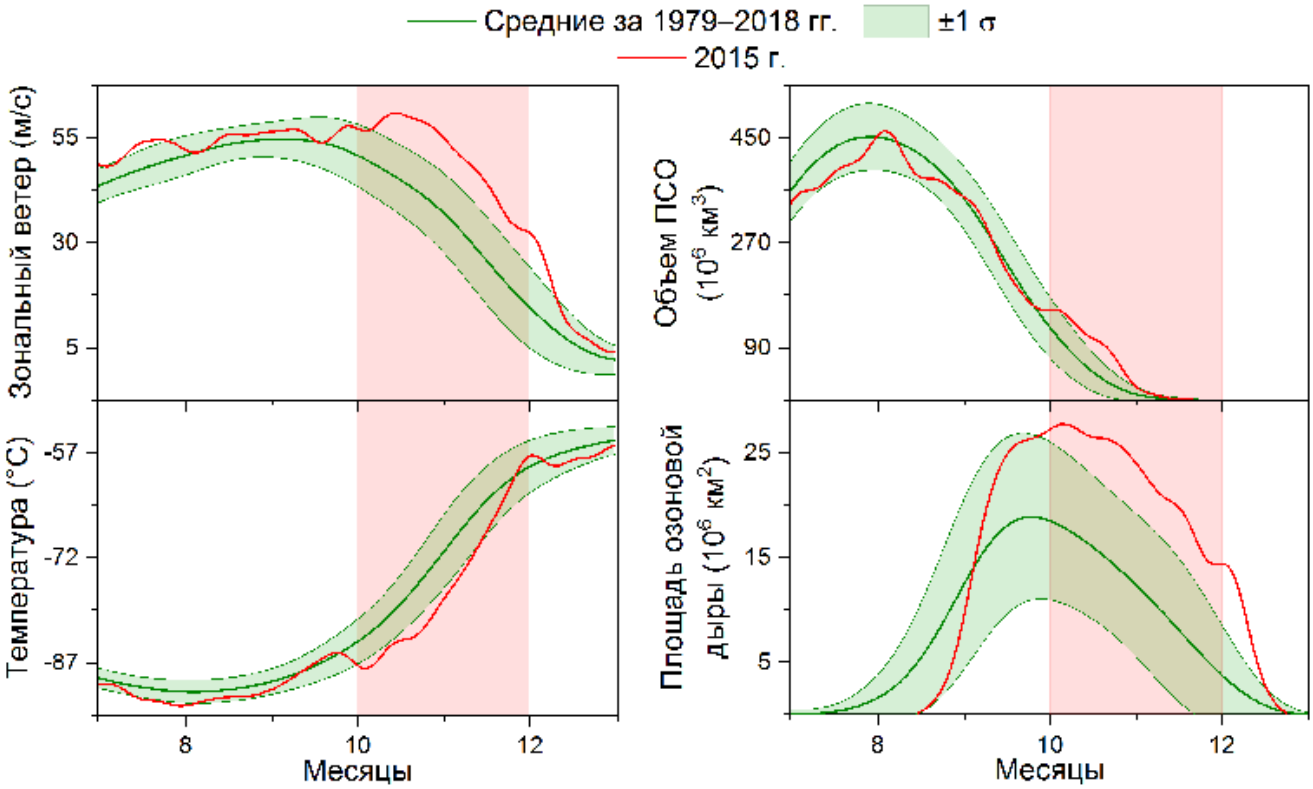

Рис. 3.12. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° ю.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° ю.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° ю.ш. и площади озоновой дыры с июля по декабрь 2015 г. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ).

Динамика антарктического полярного вихря представлена на рис. 3.13 в виде среднемесячных полей скорости зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа за сентябрь, октябрь и ноябрь 2015 г. в сравнении со средними значениями за период 1979–2018 гг. по данным реанализа ERA-Interim [34]. Как правило, антарктический полярный вихрь достигает пика интенсивности в сентябре, после чего постепенно замедляется и сокращается в площади в течение октября и ноября, что проявляется в средних за 40 лет значениях на рис. 3.13. При этом, как

видно по областям низких температур, в октябре и ноябре, как правило, наблюдается небольшое смещение вихря относительно полюса. В свою очередь, в 2015 г. на фоне достаточно высоких значений скорости полярного вихря в сентябре, в октябре проявилось его дополнительное усиление с едва заметным уменьшением площади, при этом устойчивость вихря проявляется в его центрированном положении относительно полюса [445]. Несмотря на замедление полярного вихря в ноябре 2015 г., значения скорости значительно превышают средние за 40 лет наблюдений, что проявилось и в более низких температурах внутри вихря. Таким образом, можно сделать вывод о том, что динамический фактор развития озоновой дыры весной 2015 г., а именно поведение полярного вихря в октябре и ноябре было основной причиной аномального разрушения стратосферного озона над Антарктикой в этот период.

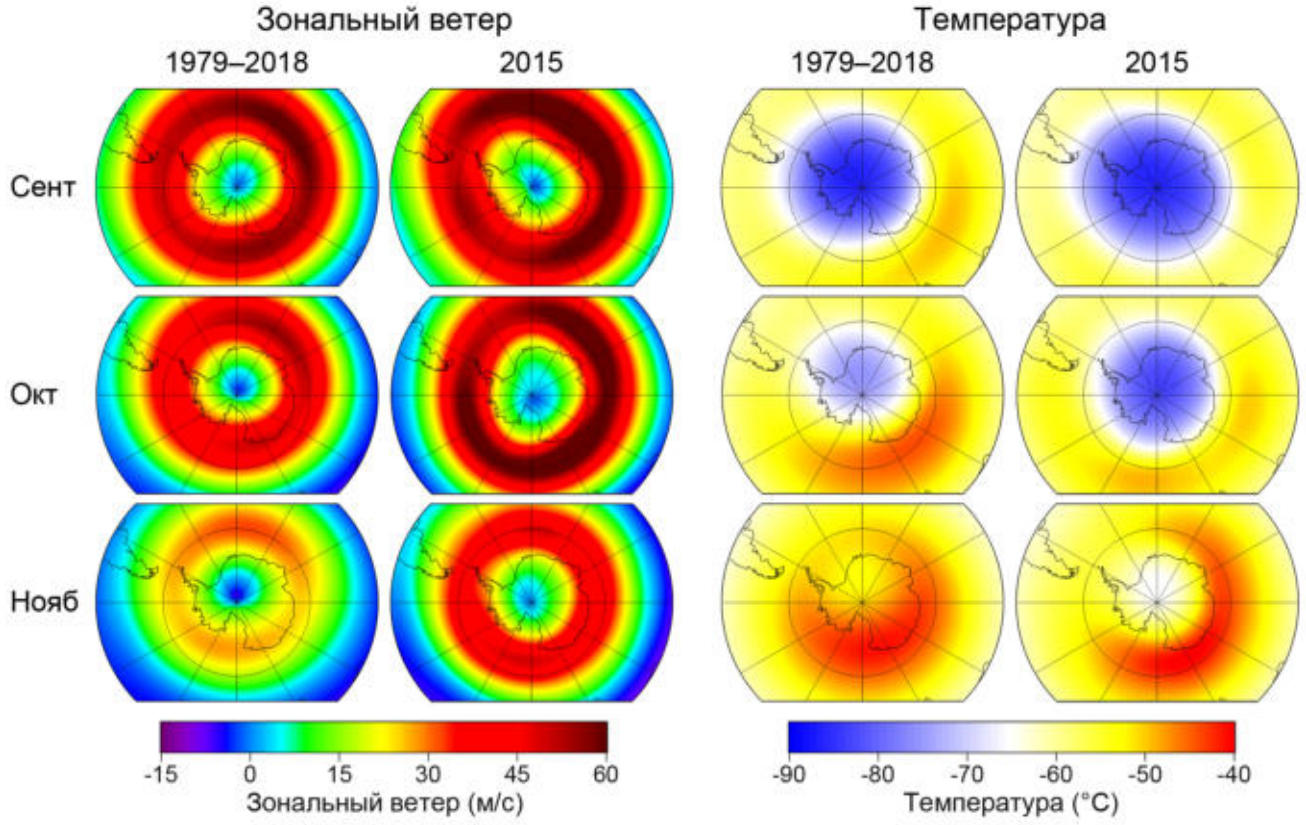

Рис. 3.13. Среднемесячные поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Антарктикой с сентября по ноябрь в среднем за 1979–2018 гг. и за 2015 г.

Извержение чилийского вулкана Кальбуко (41,3° ю.ш., 72,6° з.д.) произошло 22 апреля 2015 г. в 21:04 UTC с максимальной высотой выброса продуктов ~ 17 км [329]. Время жизни вулканогенного аэрозоля в стратосфере после

извержения можно оценить по скорости его осаждения. Для расчета скорости гравитационного осаждения частиц пепла и сернокислотного аэрозоля в стратосфере с высоты 17 км использовалась формула [446]:

$$u = \frac{2\sqrt{\pi} r \rho g \sqrt{\frac{2RT}{M}}}{(8+\pi)P \frac{\mathrm{Kn}}{\mathrm{Kn}+0{,}619}\left(1+\frac{0{,}310\mathrm{Kn}}{\mathrm{Kn}^2+1{,}152\mathrm{Kn}+0{,}785}\right)}, \qquad (3.16)$$

где r – радиус частиц, ρ – плотность частиц, g – ускорение свободного падения, R – универсальная газовая постоянная, T – температура на заданной высоте, M – молярная масса воздуха, P – давление на заданной высоте, Kn – число Кнудсена (Kn = l/r, где l – средняя длина свободного пробега молекул воздуха). Для частиц пепла использовались значения радиуса r = 1 мкм и плотности ρ = 1 и 3,3 г/см^3, согласно [446]. Для сернокислотного аэрозоля использовались значения радиуса r = 0,35 и 0,5 мкм [329], значение плотности 75%-го водного раствора серной кислоты в стратосфере ρ = 1,735 г/см^3 определялось по справочным данным [447].

На рис. 3.14 приведены линии седиментации частиц пепла и сернокислотного аэрозоля после извержения вулкана Кальбуко с высоты 17 км. Согласно грубым оценкам (рис. 3.14) основная часть вулканогенного аэрозоля была выведена из стратосферы еще до сентября 2015 г., т.е. в течение 4-х месяцев после извержения, при этом наиболее тяжелые частицы пепла выпали из стратосферы в течение первых двух месяцев. Результаты наблюдений [448], проводимых с мая по июль 2015 г., показали, что шлейф извержения вулкана Кальбуко перемещался в восточном направлении между двумя динамическими барьерами, субтропическим течением и антарктическим полярным вихрем, которые ограничивали его широтное распространение. Данные наблюдений [448] хорошо согласуются с результатами траекторного анализа движения вулканогенного аэрозоля в нижней стратосфере [445]. На рис. 3.15 представлены траектории движения воздушных масс, рассчитанные от координат вулкана Кальбуко и высот 15, 17 и 19 км, от времени извержения 22 апреля 2015 г. до

конца августа с использованием модели NOAA HYSPLIT [430] на основе метеоданных NOAA GDAS (0,5–degree). Видно, что на всех высотах воздушные массы в основном находились в пределах между субтропическим течением и полярным вихрем, не распространяясь при этом ни в полярную, ни в тропическую области.

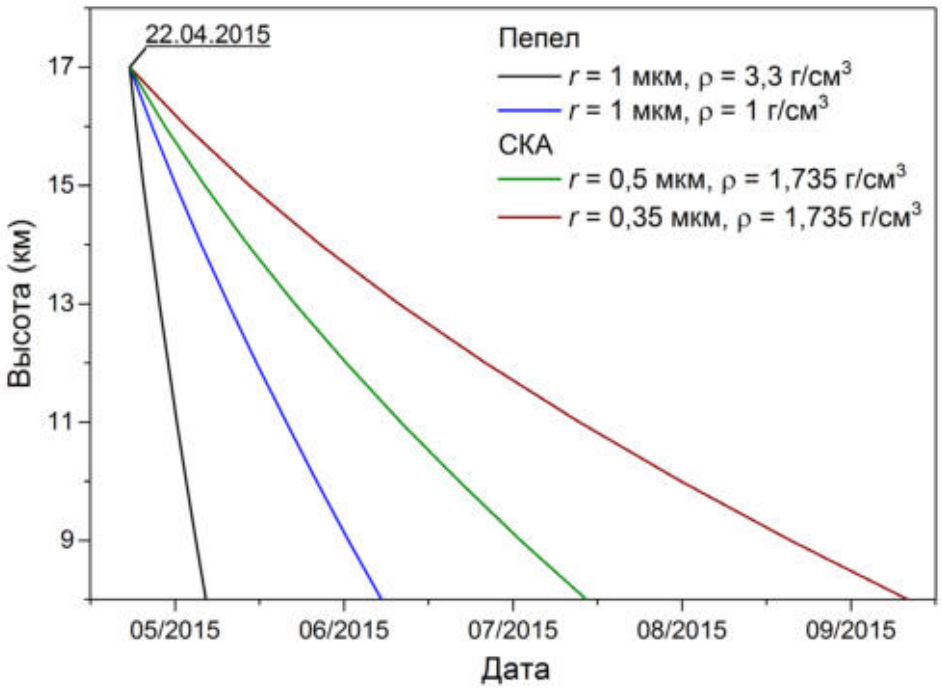

Рис. 3.14. Временная динамика седиментации частиц пепла и сернокислотного аэрозоля (СКА) после извержения вулкана Кальбуко 22 апреля 2015 г. с высоты выброса 17 км.

На рис. 3.16 представлено широтно-временное распространение воздушных масс от вулканического выброса, согласно траектории с высоты 17 км до 1 ноября 2015 г. В течение 2-х месяцев после извержения они перемещались по направлению к полярной области, что согласуется с циркуляцией БД, которая усиливается в зимний период. Из рис. 3.16 также видно, что с июля по октябрь воздушные массы, содержащие продукты извержения, были локализованы в коридоре между субтропическим течением и антарктическим полярным вихрем, что согласуется с данными наблюдений в работе [448]. В ноябре, по мере ослабления субтропического течения, воздушные массы распространились в субтропическую область.

Таким образом, вулканогенный аэрозоль после извержения вулкана Кальбуко не мог способствовать увеличению объема частиц ПСО и усилению

реакций разрушения озона, поскольку оказался за пределами сильного полярного вихря [445]. Он также не мог способствовать усилению полярного вихря, т.к. в основном находился за пределами субтропической области, где аэрозольный нагрев способен приводить к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и усилению полярного вихря [238].

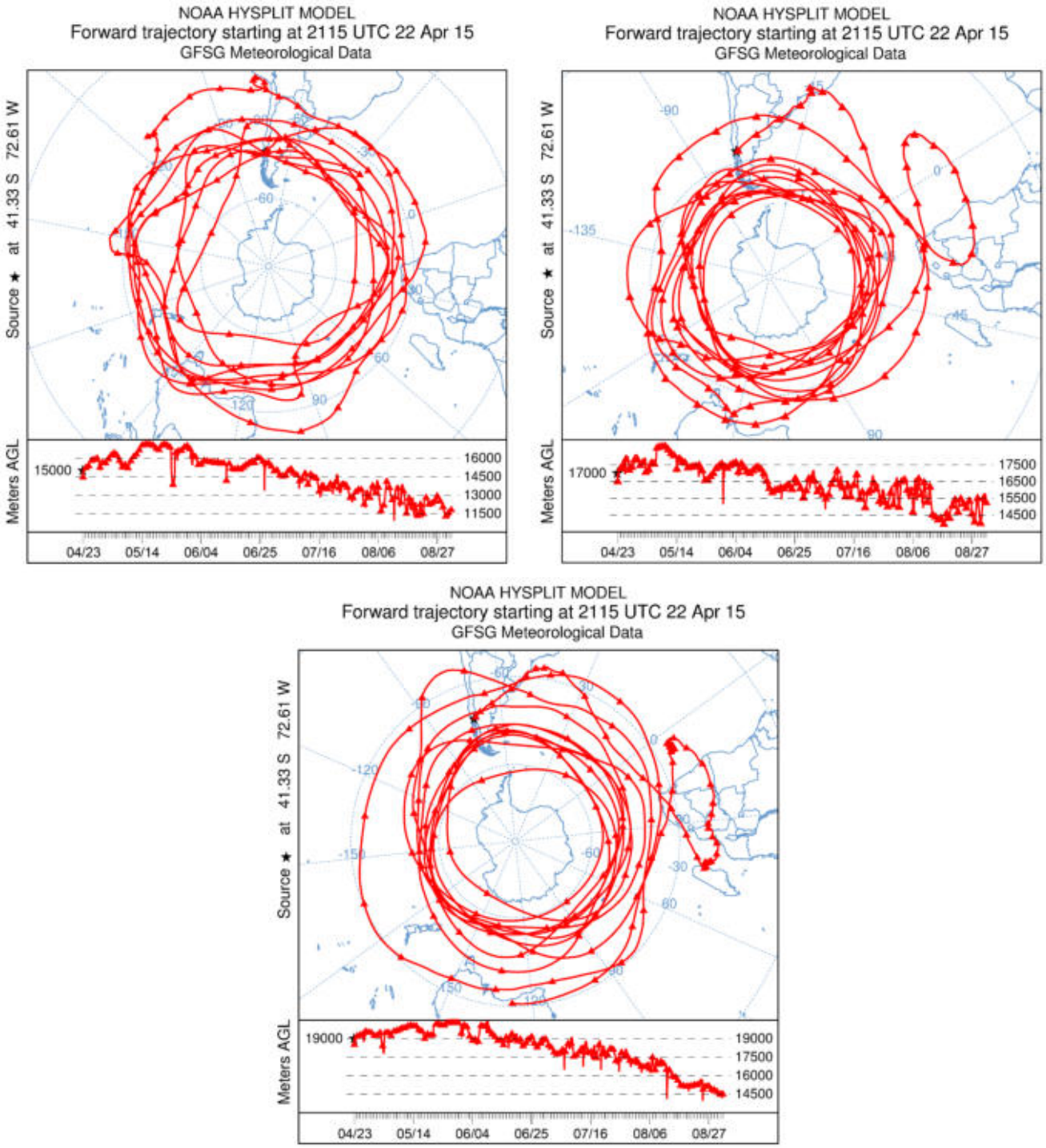

Рис. 3.15. Рассчитанные по модели NOAA HYSPLIT траектории перемещения воздушных масс от координат вулкана Кальбуко с высот 15, 17 и 19 км от 21:15 UTC 22 апреля 2015 г.

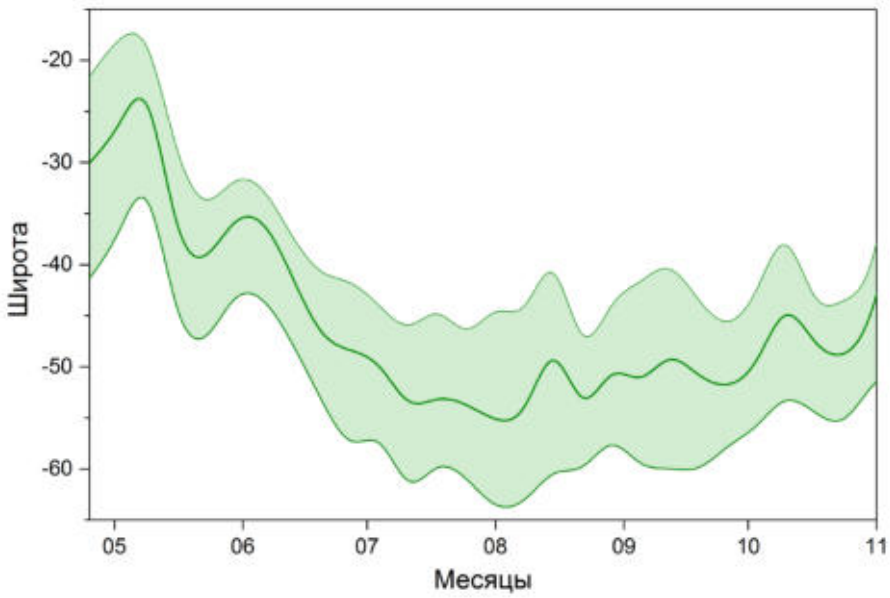

Рис. 3.16. Временной ход широтного перемещения воздушных масс, содержащих вулканический выброс, согласно траектории NOAA HYSPLIT от 22 апреля 2015 г.

Таким образом, в параграфе рассмотрено влияние извержений южных вулканов на формирование антарктических озоновых аномалий. Исследована возможность влияния продуктов извержения чилийского вулкана Кальбуко, произошедшего в апреле 2015 г., на аномальное разрушение стратосферного озона над Антарктикой в октябре–ноябре 2015 г. Площадь озоновой дыры в начале октября 2015 г. достигала ~ 28 млн. км^2 и в среднем за октябрь составила 26,5 млн. км^2. Масштабное разрушение озона над Антарктикой весной 2015 г. произошло в результате усиления полярного вихря. Время уменьшения концентрации вулканогенного аэрозоля в стратосфере в *e* раз (*e*-folding time) после извержения вулкана Кальбуко составило 90 дней [448]. Единственная возможность проникновения внутрь полярного вихря до выведения из стратосферы основной массы продуктов извержения существует на начальной стадии формирования вихря в апреле. Однако когда вулканогенный аэрозоль оказался у вихря, последний уже обладал динамическим барьером по границе. Извержение вулкана Кальбуко не могло повлиять на развитие озоновой дыры весной 2015 г. и основной причиной аномального разрушения озона над Антарктикой в октябре–ноябре стало усиление полярного вихря в этот период в результате увеличения стратосферного меридионального температурного градиента при повышении температуры субтропической стратосферы (§ 2.2).

3.5. Выводы

В третьей главе рассмотрено влияние вулканических извержений на динамику полярных вихрей. В параграфе 3.1 рассмотрен вулканогенный разогрев тропической стратосферы как свидетельство последующего увеличения стратосферного меридионального температурного градиента. Приведен список вулканических извержений, продукты которых, вероятно, попали в стратосферу, за период с 1800 по 2020 гг. В параграфе 3.2 рассмотрено влияние извержений тропических вулканов на динамику полярных вихрей. Плинианские извержения тропических вулканов, выбрасывающие продукты в стратосферу, способствуют формированию потепления в нижней тропической стратосфере. Аэрозольный нагрев, особенно в период с осени по весну, приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению арктического полярного вихря, протекающему с формированием озоновых аномалий с конца зимы по весну. В параграфах 3.3 и 3.4 рассмотрено влияние извержений внетропических вулканов на формирование полярных озоновых аномалий. Вулканогенный аэрозоль может способствовать формированию / усилению озоновой аномалии при его попадании / распространении в тропическую и / или полярную стратосферу. В тропической стратосфере вулканогенный аэрозоль приводит к повышению температуры (при поглощении восходящей длинноволновой радиации Земли и нисходящей коротковолновой солнечной радиации), последующему увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и усилению полярного вихря, сопровождающемуся формированием озоновой аномалии. В полярной стратосфере вулканогенный аэрозоль, попадающий туда до формирования вихря (или непосредственно внутрь вихря в случаях, когда стратосферный полярный вихрь находится над вулканом в момент плинианского извержения), может способствовать увеличению объема ПСО зимой (внутри полярного вихря) и последующему усилению реакций разрушения озона в период с конца зимы по весну.

Основные выводы:

1) Крупные извержения тропических вулканов, как правило, вызывают глобальный всплеск аэрозольного содержания, наблюдающийся стратосфере СП и ЮП. В то время как извержения вулканов средних и высоких широт, в основном проявляются только в средних и высоких широтах соответствующего полушария. Вулканогенный аэрозоль после извержений с VEI = 3–4 оседает из стратосферы, как правило, в течение около полугода, а после извержений с VEI ≥ 5 может сохраняться в течение нескольких лет.
2) Осенне-зимние извержения тропических вулканов, характеризующиеся VEI = 3–4 и высотой выброса не менее 18 км, способствуют усилению северного полярного вихря (вследствие увеличения стратосферного меридионального температурного градиента при повышении температуры нижней тропической стратосферы) и формированию арктических озоновых аномалий в период с конца зимы по весну. Около 70 % арктических озоновых аномалий сформировалось в результате зимне-весеннего усиления северного полярного вихря, происходившего после крупных извержений тропических вулканов.
3) За период с 1850 по 2020 гг. ни одно из извержений внетропических вулканов не привело к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и, таким образом, не могло способствовать усилению полярного вихря. Однако такое возможно при извержениях вулканов средних широт с VEI ≥ 6 и при извержениях вулканов высоких широт с VEI ≥ 7.
4) Влияние извержений внетропических вулканов на степень разрушения стратосферного озона над полярной областью возможно при попадании продуктов извержения внутрь полярного вихря (если вихрь находится над вулканом в момент извержения), или при попадании вулканогенного аэрозоля в полярную область до формирования вихря и достаточном времени жизни в стратосфере, определяемом, в частности, высотой выброса.

Ключевые результаты:

1) Показано, что усиление арктического полярного вихря в большинстве случаев наблюдалось вследствие повышения температуры нижней тропической стратосферы после извержений тропических вулканов с высотой выброса не менее 18 км.
2) Показано, что около 70 % арктических озоновых аномалий наблюдались в результате зимне-весеннего усиления северного полярного вихря после крупных извержений тропических вулканов.

По результатам третьей главы сформулировано третье защищаемое положение: «Регистрируемые с сентября по декабрь крупные извержения тропических вулканов, характеризующиеся VEI = 3–4 и высотой выброса не менее 18 км, приводят к усилению северного полярного вихря и формированию арктических озоновых аномалий в период с конца зимы по весну. Потепление в нижней тропической стратосфере после таких извержений, как правило, сохраняется в течение около полугода и способствует увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению полярного вихря в этот период» [147].

Глава 4. Особенности аномальной динамики полярных вихрей

Для исследования динамики стратосферных полярных вихрей, как правило, используются усредненные значения зонального ветра на 60° с.ш./ю.ш. и минимальные (средние) значения температуры в области 50°–90° с.ш./ю.ш. (60°–90° с.ш./ю.ш.) [35]. Однако такой подход не позволяет точно оценить скорость ветра по границе полярного вихря и среднюю температуру внутри вихря, особенно в случае ослабления, смещения и расщепления полярного вихря. Для более точной оценки рассматриваемых параметров при исследовании аномальной динамики вихря необходимо его оконтуривание. Существует, по крайней мере, два метода оконтуривания полярных вихрей. Граница полярного вихря может быть определена по максимальному градиенту потенциальной завихренности [449] и с использованием М-функции, характеризующей длину траекторий, проходящих через узлы заданной сетки [450]. Потенциальная завихренность, будучи отношением абсолютного вихря к эффективной глубине вихря, хорошо описывает динамику вихря, но его границы характеризует с большой погрешностью. Преимуществом М-функции по сравнению с градиентом потенциальной завихренности является её неоднородность вдоль границы вихря, что позволяет оценить региональные особенности массообмена и определить область динамического барьера по границе вихря [450]. Оконтуривание полярного вихря с использованием М-функции позволяет достаточно точно охарактеризовать границу вихря, но не позволяет оценить основные параметры вихря, поскольку связать контур, полученный с помощью М-функции, с данными реанализа (поля зонального ветра, меридионального ветра, температуры и озона) не представляется возможным. В данной главе динамика полярных вихрей рассматривается с использованием метода оценки основных параметров вихря (скорости ветра по границе вихря, площади вихря, средней температуры и содержания озона внутри вихря) при оконтуривании его границ с помощью значений геопотенциала, определенных по максимальному градиенту температуры и максимальной скорости ветра по данным реанализа ERA5.

4.1. Метод оценки основных параметров полярного вихря, основанный на его оконтуривании

Геопотенциал достаточно точно характеризует форму полярного вихря, т.к. зависит от давления и температуры (§ 1.1), и хорошо подходит для определения границ полярного вихря, поскольку не претерпевает значительных сезонных изменений в период существования вихря [451, 452]. Для определения значений геопотенциала, наилучшим образом характеризующих границы арктического и антарктического полярных вихрей в нижней и средней стратосфере (на уровнях 50 и 10 гПа), использовались данные о скорости зонального и меридионального ветра, температуре воздуха и геопотенциале реанализа ERA5 [257], являющегося пятым поколением реанализов ECMWF и отличающегося высоким пространственным и временным разрешением. По границе полярного вихря наблюдается максимальный градиент температуры и, как правило, максимальные значения скорости ветра. На основе ежечасных данных с разрешением 0,25°x0,25° для уровней 50 и 10 гПа за 1979–2020 гг. были получены следующие значения: температура в точке максимального градиента по широте в диапазоне 40°–90° с.ш./ю.ш. для каждого значения долготы градусной сетки, геопотенциал в точках максимального градиента температуры, максимальная скорость ветра по широте в диапазоне 40°–90° с.ш./ю.ш. для каждого значения долготы градусной сетки. Скорость ветра определялась как векторная сумма зональной и меридиональной скорости. Анализ динамики полярных вихрей в период с 1979 по 2020 гг. показал, что практически во всех случаях максимальная скорость ветра, усредненная по границе полярного вихря, превышает 30 м/с на уровне 50 гПа и 45 м/с на уровне 10 гПа. В среднем за 1979–2020 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе вихря при максимальной скорости ветра $\nu > 30$ м/с на уровне 50 гПа составило $\mathbf{\Phi^* = (19{,}50 \pm 0{,}15) \cdot 10^4\ м^2/с^2}$ над Арктикой и $\mathbf{\Phi^* = (19{,}30 \pm 0{,}17) \cdot 10^4\ м^2/с^2}$ над Антарктикой, а при максимальной скорости ветра $\nu > 45$ м/с на уровне 10 гПа составило $\mathbf{\Phi^* = (29{,}50 \pm 0{,}30) \cdot 10^4\ м^2/с^2}$ над Арктикой и $\mathbf{\Phi^* = (29{,}30 \pm 0{,}33) \cdot 10^4\ м^2/с^2}$ над Антарктикой.

Для сравнения динамики арктического и антарктического полярных вихрей с использованием предложенного метода на рис. 4.1 и 4.2 представлены 42-летние средние временные изменения основных параметров вихрей на уровнях 50 и 10 гПа. Как видно из рис. 4.1 и 4.2, осенью, зимой и, особенно, весной антарктический полярный вихрь существенно превышает арктический по площади и средней скорости ветра у границы вихря, и при этом характеризуется значительно меньшей межгодовой изменчивостью.

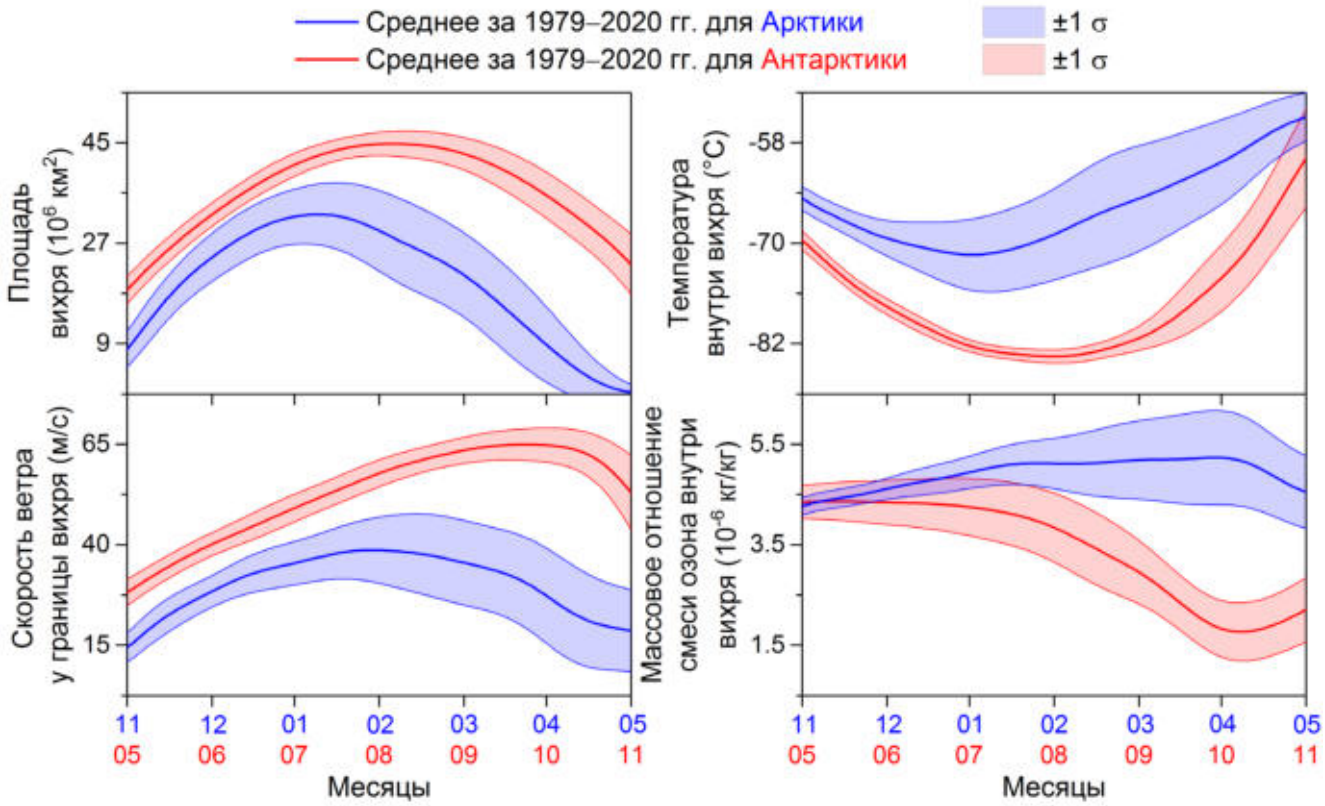

Рис. 4.1. Внутригодовой ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы полярного вихря, средней температуры внутри полярного вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри полярного вихря на уровне 50 гПа с ноября по апрель над Арктикой и с мая по октябрь над Антарктикой в среднем за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

Ежегодная устойчивость антарктического вихря проявляется в пониженных температурах внутри вихря в нижней стратосфере на протяжении всего периода его существования, при минимальных значениях СКО с мая по август. В свою очередь, высокие значения СКО площади арктического вихря, средней скорости ветра у его границы и температуры внутри вихря свидетельствуют о его высокой межгодовой изменчивости. Временные изменения массового отношения смеси

озона внутри вихрей в нижней стратосфере, усредненные за 42 года, являются дополнительным индикатором, характеризующим существенные отличия в силе и устойчивости вихрей.

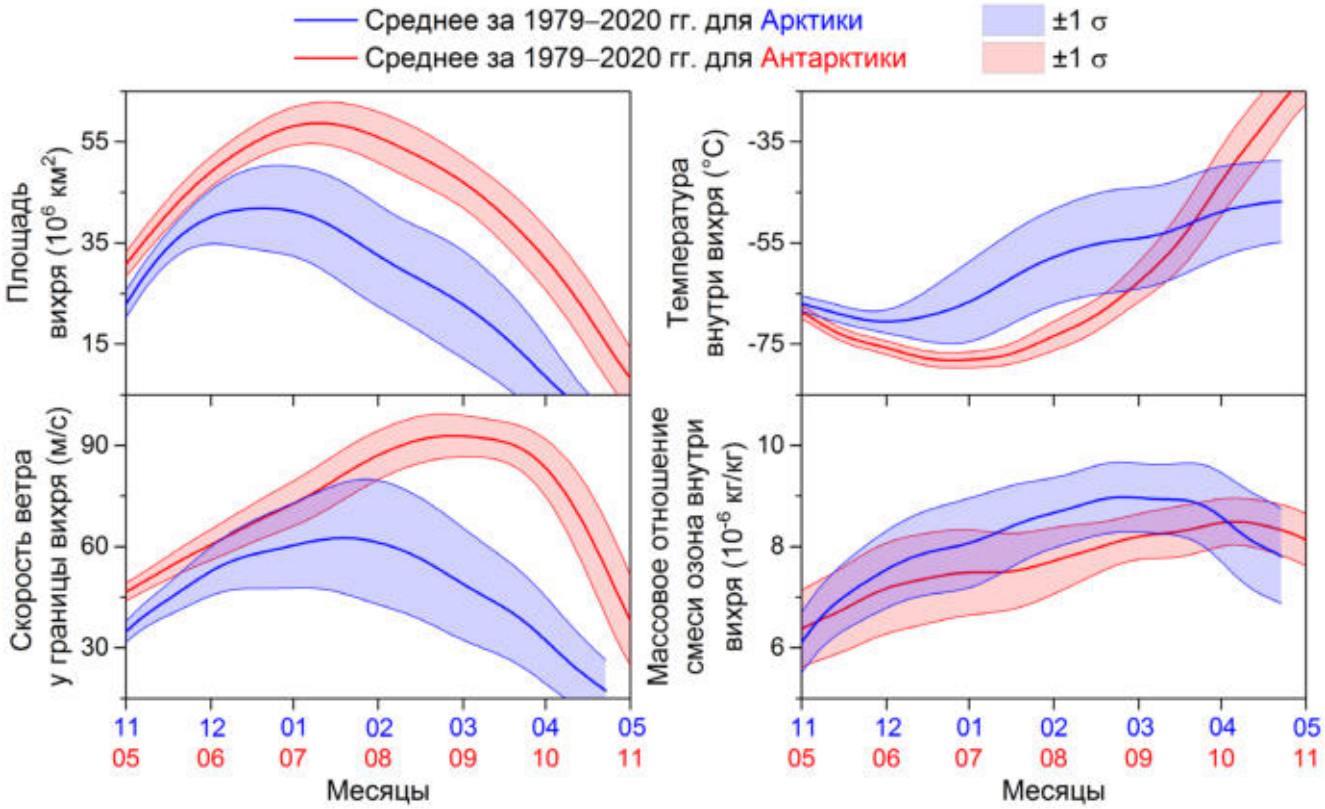

Рис. 4.2. Внутригодовой ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы полярного вихря, средней температуры внутри полярного вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри полярного вихря на уровне 10 гПа с ноября по апрель над Арктикой и с мая по октябрь над Антарктикой в среднем за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

На рис. 4.3 приведены изменения средней температуры внутри арктического полярного вихря на уровне 50 гПа в зависимости от скорости ветра по границе вихря в зимний период, полученные с помощью метода гистограмм. В каждом из случаев на рис. 4.3 выполнялось только одно из представленных в «шапке» условий. С помощью метода гистограмм было выявлено пограничное значение скорости ветра по границе вихря, при котором существует динамический барьер – 20 м/с. Как видно из рис. 4.3, во всех случаях, когда происходило локальное уменьшение скорости ветра по границе вихря менее 20 м/с (на участке границы, занимающем более 1 %), наблюдался значительный рост температуры, сопровождающийся полным разрушением частиц ПСО. При

этом распределение температуры внутри вихря при скорости ветра ≥ 20 м/с (> 99 %) во всех случаях ([20–25) > 40 %, [25–30) > 40 %, [30–45) > 40 % и [45–∞) > 40 %) находилось примерно в одном температурном диапазоне и сопровождалось формированием ПСО в зимний период (рис. 4.3).

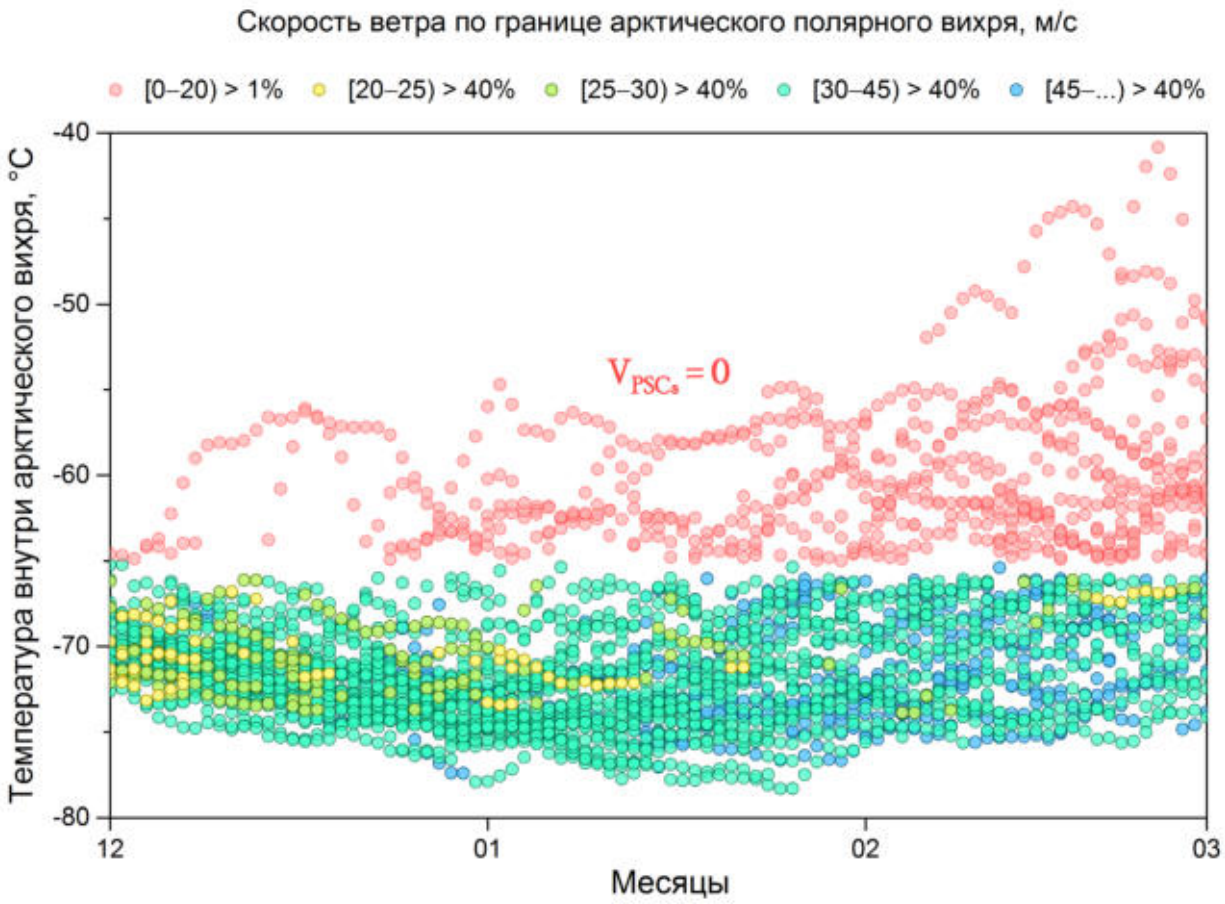

Рис. 4.3. Внутригодовые изменения средней температуры внутри арктического полярного вихря на уровне 50 гПа в зависимости от скорости ветра по границе вихря в период с декабря по февраль за 1979–2019 гг.

Таким образом, полярный вихрь, со скоростью ветра по границе ≥ 20 м/с, характеризуется наличием динамического барьера. В отличие от арктического полярного вихря, локальные понижения скорости ветра по границе антарктического вихря ниже 20 м/с крайне редки, в частности в период с июня по октябрь практически не наблюдаются (чаще встречаются в апреле и мае – на этапе формирования вихря). На рис. 4.4 приведены внутригодовые изменения площади антарктического полярного вихря на уровне 50 гПа в зависимости от скорости ветра по границе вихря, полученные с помощью метода гистограмм. Динамический барьер является одной из характеристик полярного вихря. Как

видно из рис. 4.4, при снижении площади вихря ниже 10 млн. км^2 происходит значительное ослабление вихря, которое во всех случаях сопровождалось локальным уменьшением скорости ветра по границе ниже 20 м/с, т.е. ослаблением динамического барьера и ростом температуры. Закономерность протекающих изменений позволяет сделать вывод о том, что площадь вихря более 10 млн. км^2 является одной из динамических характеристик полярного вихря. Анализ динамики арктического и антарктического полярных вихрей показал, что при уменьшении площади менее 10 млн. км^2 как в нижней, так и в средней стратосфере в зимне-весенний период во всех случаях происходило последующее необратимое разрушение вихря в пределах 3-х недель.

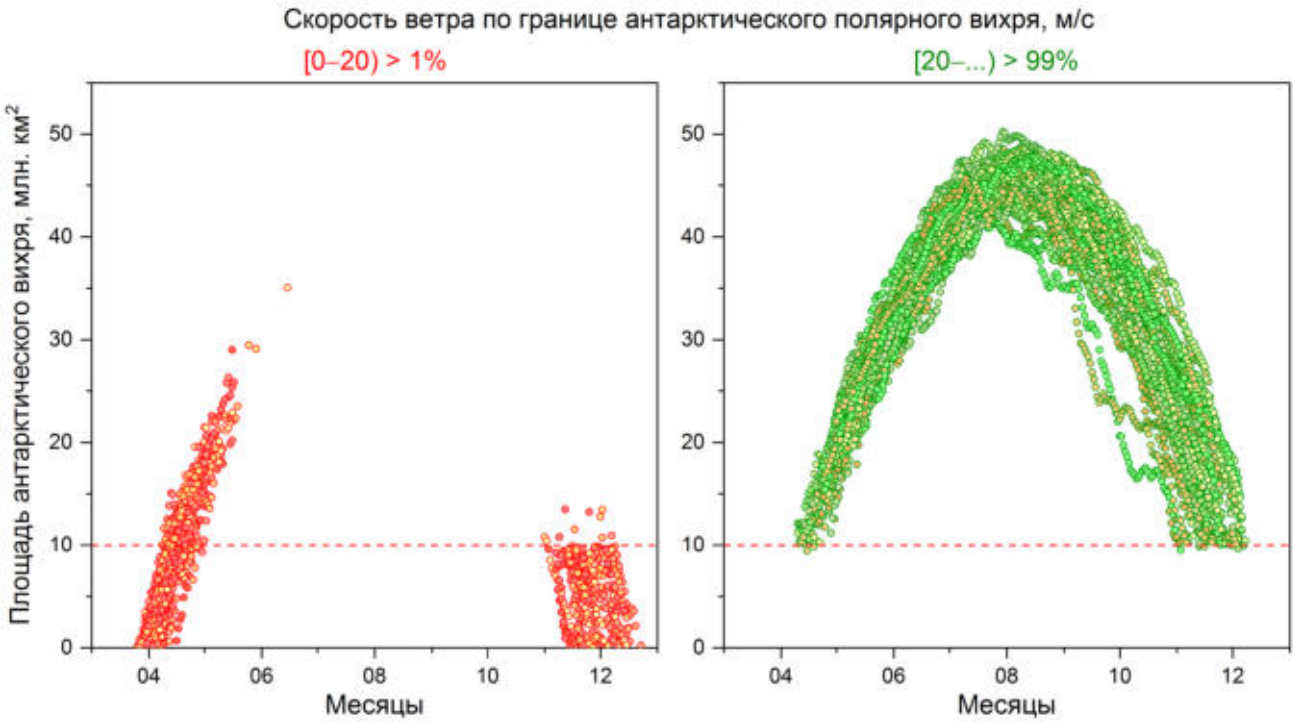

Рис. 4.4. Внутригодовые изменения площади антарктического полярного вихря на уровне 50 гПа в зависимости от скорости ветра по границе вихря в период с марта по декабрь за 1979–2019 гг.

Другой динамической характеристикой полярного вихря является средняя скорость ветра по границе вихря. На рис. 4.5 приведены распределения значений средней скорости ветра по границе арктического и антарктического полярных вихрей на уровнях 50 и 10 гПа при площади полярного вихря около 10 млн. км^2 (предшествующей его разрушению) в зимне-весенний период (при анализе антарктического вихря был исключен аномальный 2002 г., рассмотрен в § 4.4). На

этапе разрушения полярного вихря с того момента как оно становится необратимым уменьшение площади вихря и средней скорости ветра по границе вихря становятся синхронными (в норме при небольшом уменьшении площади происходит небольшое увеличение средней скорости). Как видно из рис. 4.5, при снижении площади вихря до ~ 10 млн. км^2 средняя скорость по границе вихря на уровне 50 гПа достигала в среднем 30,10±0,50 м/с над Арктикой и 30,11±0,59 м/с над Антарктикой, а на уровне 10 гПа в среднем 45,08±0,69 м/с над Арктикой и 45,08±0,62 м/с над Антарктикой. Таким образом, другой динамической характеристикой полярного вихря можно считать среднюю скорость по границе вихря выше ~ 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере.

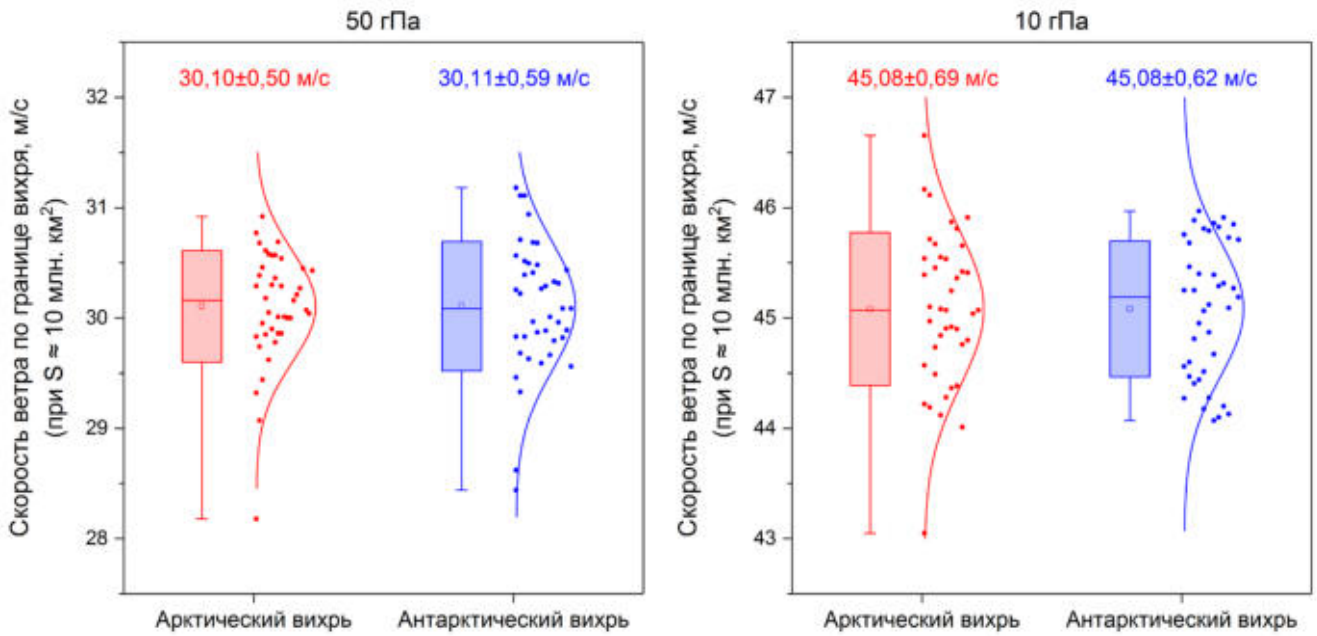

Рис. 4.5. Распределение значений средней скорости ветра по границе арктического и антарктического полярных вихрей на уровнях 50 и 10 гПа при площади полярного вихря около 10 млн. км^2 (т.е. перед разрушением вихря) в зимне-весенний период за 1979–2019 гг. В верхней части рисунка приведены средние значения ±σ.

Таким образом, в параграфе предложен новый метод, позволяющий оценить средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри полярного вихря, а также определить площадь вихря и скорость ветра по границе вихря, с использованием данных реанализа ERA5. Применение данного метода высоко оправдано для арктического полярного вихря, характеризующегося значительной изменчивостью.

4.2. Особенности аномального усиления северного полярного вихря

Арктические озоновые аномалии образуются в среднем раз в три года и наблюдаются в период с января по апрель продолжительностью от нескольких дней до двух месяцев. Лишь единственный раз за период с 1979 по 2020 гг., разрушение озона над Арктикой происходило в течение неполных четырех месяцев, с января по апрель 2020 г., что по продолжительности сопоставимо с антарктической озоновой дырой.

Для анализа динамики основных параметров озоновой аномалии 2020 г. использовался предложенный метод, позволяющий определить площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, среднюю температуру и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря в нижней стратосфере на уровне 50 гПа определяется значениями геопотенциала ~ $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2. Расчеты проводились на этой высоте за период с 1979 по 2020 гг. (для временных периодов, когда полярный вихрь существовал) с использованием данных реанализа ERA5 [257]. Поведение исследуемых параметров в зимне-весенний период 2020 г. сравнивалось с 42-летним климатическим средним за 1979–2020 гг., а так же динамикой этих параметров в 1997 и 2011 гг., когда наблюдались наиболее крупные арктические озоновые аномалии за период с 1979 по 2019 гг. [453].

Результаты расчетов представлены на рис. 4.6 и 4.7 [451]. На рис. 4.6 приведена динамика исследуемых параметров в зимне-весенний период с января по апрель 1997, 2011 и 2020 гг. в сравнении с климатическими средними значениями. На рис. 4.7 представлены поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой с 1 февраля по 25 апреля 1997, 2011 и 2020 гг. с шагом ~ 5 дней, по данным реанализа ERA5 [257]. Границы полярного вихря, характеризуемые значениями геопотенциала ~ $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2, выделены на рис. 4.7 контуром. На рис. 4.7 видно, что полярные вихри в 1997 и 2020 гг. большую часть времени характеризовались значительной симметрией относительно полюса в отличие от вихря 2011 г.

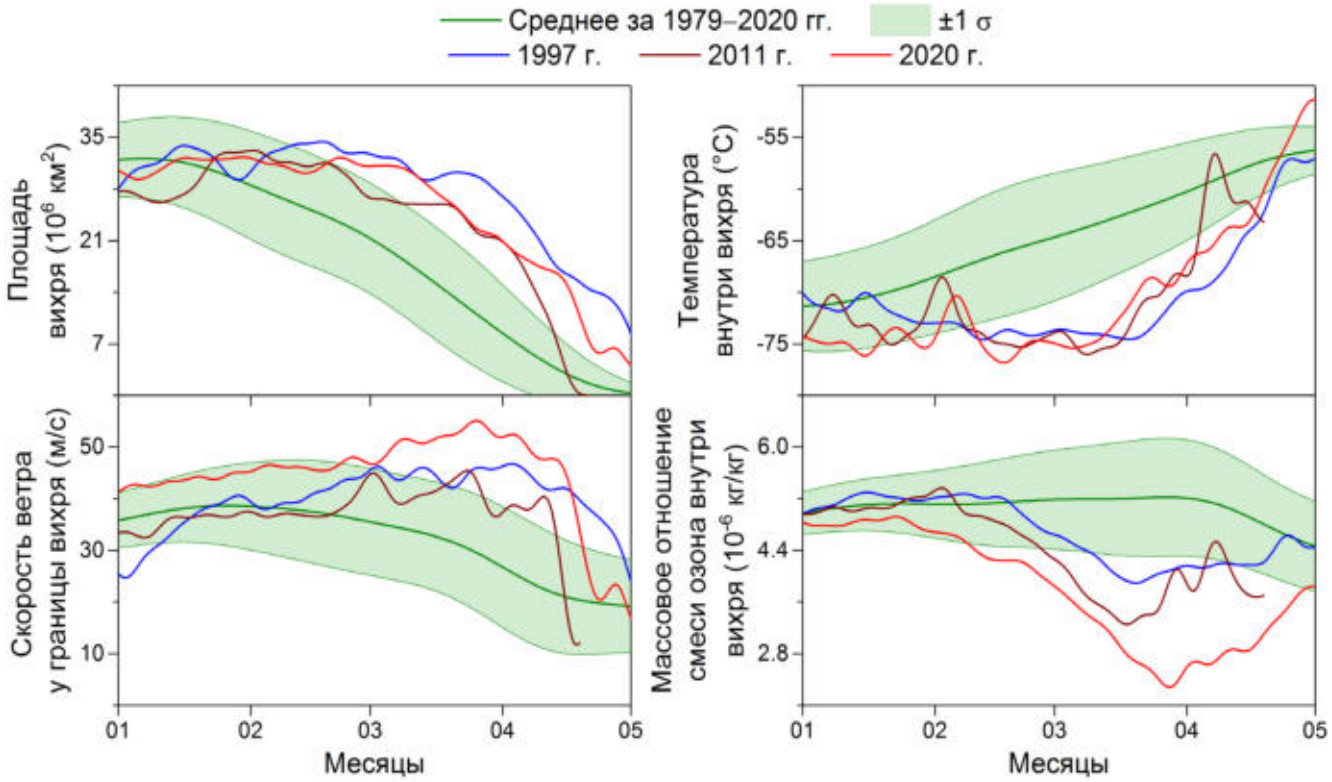

Рис. 4.6. Временной ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы полярного вихря, средней температуры внутри полярного вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри полярного вихря на уровне 50 гПа с января по апрель 1997, 2011 и 2020 гг. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

В 2020 г. наблюдалось аномальное усиление арктического полярного вихря в марте, при достаточно высоких скоростях в январе, феврале и апреле. В табл. 4.1 приведены значения средней скорости ветра у границы полярного вихря на уровне 50 гПа (ν) за период с января по апрель, а также среднее и максимальное значения за март. В 2020 г. регистрировалась максимальная за 42 года спутниковых наблюдений скорость ветра у границы полярного вихря в марте, а также в среднем за март, и в целом за период с января по апрель (табл. 4.1). В 1997 и 2011 гг. скорость ветра у границы вихря была в целом ниже на 11,2 и 18,6 %, соответственно. В течение всех трех лет наблюдалось аномальное понижение температуры внутри вихря (рис. 4.6), способствующее формированию частиц ПСО и последующему протеканию реакций разрушения озона. В табл. 4.1 приведены значения среднего массового отношения смеси озона внутри вихря на уровне 50 гПа (ω) в среднем за период с января по апрель, а также среднее и минимальное значения за март.

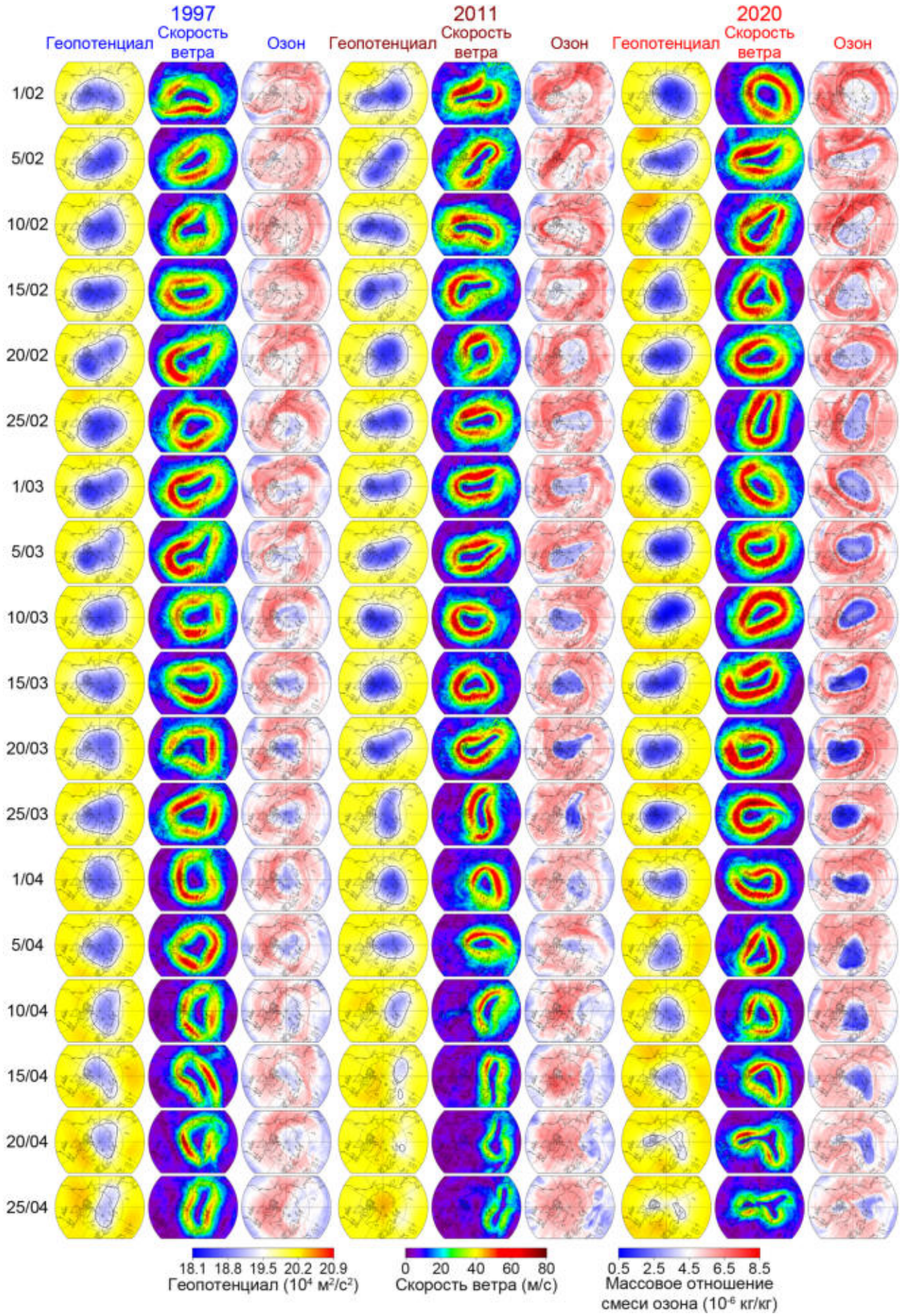

Рис. 4.7. Поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с февраля по апрель 1997, 2011 и 2020 г.

Таблица 4.1. Средняя скорость ветра у границы полярного вихря и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря на уровне 50 гПа в 1997, 2011 и 2020 гг.

	1997 г.	**2011 г.**	**2020 г.**
	Скорость ветра $v_{ср./макс.}$, м/с		
$v_{ср.}$ за январь–апрель	39,95	36,62	**44,98***
$v_{ср.}$ за март	44,80	41,60	**51,44**
$v_{макс.}$ за март	48,05	47,30	**56,66**
	Массовое отношение смеси озона $\omega_{ср./мин.}$, 10^{-6} кг/кг		
$\omega_{ср.}$ за январь–апрель	4,69	4,40	**3,80****
$\omega_{ср.}$ за март	4,19	3,68	**2,98**
$\omega_{мин.}$ за март	3,81	3,11	**2,18**

*Красным цветом выделены значения, являющиеся максимальными за период с 1979 по 2020 гг.
**Синим цветом выделены значения, являющиеся минимальными за период с 1979 по 2020 гг.

В 2020 г. регистрировались минимальные значения массового отношения смеси озона за весь период наблюдений в Арктике, с абсолютным минимумом, зарегистрированным в марте (табл. 4.1; рис. 4.6, 4.7), который был на 30 % ниже предшествующего экстремума, наблюдавшегося в 2011 г. В 1997 г. стратосферный полярный вихрь характеризовался большей площадью и более высокой скоростью по границе, чем в 2011 г., тем не менее, истощение озона в 2011 г. оказалось более глубоким, чем в 1997 г. (рис. 4.6, 4.7; табл. 4.1). В 2011 г. разрушение полярного вихря произошло в середине апреля, в 2020 г. – наблюдалось во второй половине апреля, а в 1997 г. – только к концу апреля (рис. 4.6, 4.7).

Таким образом, в параграфе с использованием метода, основанного на оконтуривании вихрей, рассмотрена динамика арктического полярного вихря во время его усиления в 1997, 2011 и 2020 гг., сопровождающегося формированием глубоких озоновых аномалий. Показано, что в 2020 г. в нижней стратосфере над Арктикой наблюдалось аномальное усиление северного полярного вихря, превысившее предшествующий экстремум, зарегистрированный в 1997 г., на 5 м/с в среднем с января по апрель, при этом массовое отношение смеси озона в нижней стратосфере достигло беспрецедентно низких значений, на 30 % ниже предшествующего экстремума, зарегистрированного в 2011 г.

4.3. Особенности аномального ослабления северного полярного вихря

Другим проявлением аномальной динамики арктического полярного вихря является одно из крупнейших ВСП, зарегистрированное в январе 2009 г. На рис. 4.8 приведены поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой для выборочных дат с 10 января по 10 февраля 2009 г., полученные на основе данных реанализа ERA5 [257]. Границы полярного вихря, характеризуемые значениями геопотенциала $19{,}5 \cdot 10^4$ и $29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 соответственно на уровнях 50 и 10 гПа, выделены на полях геопотенциала контуром.

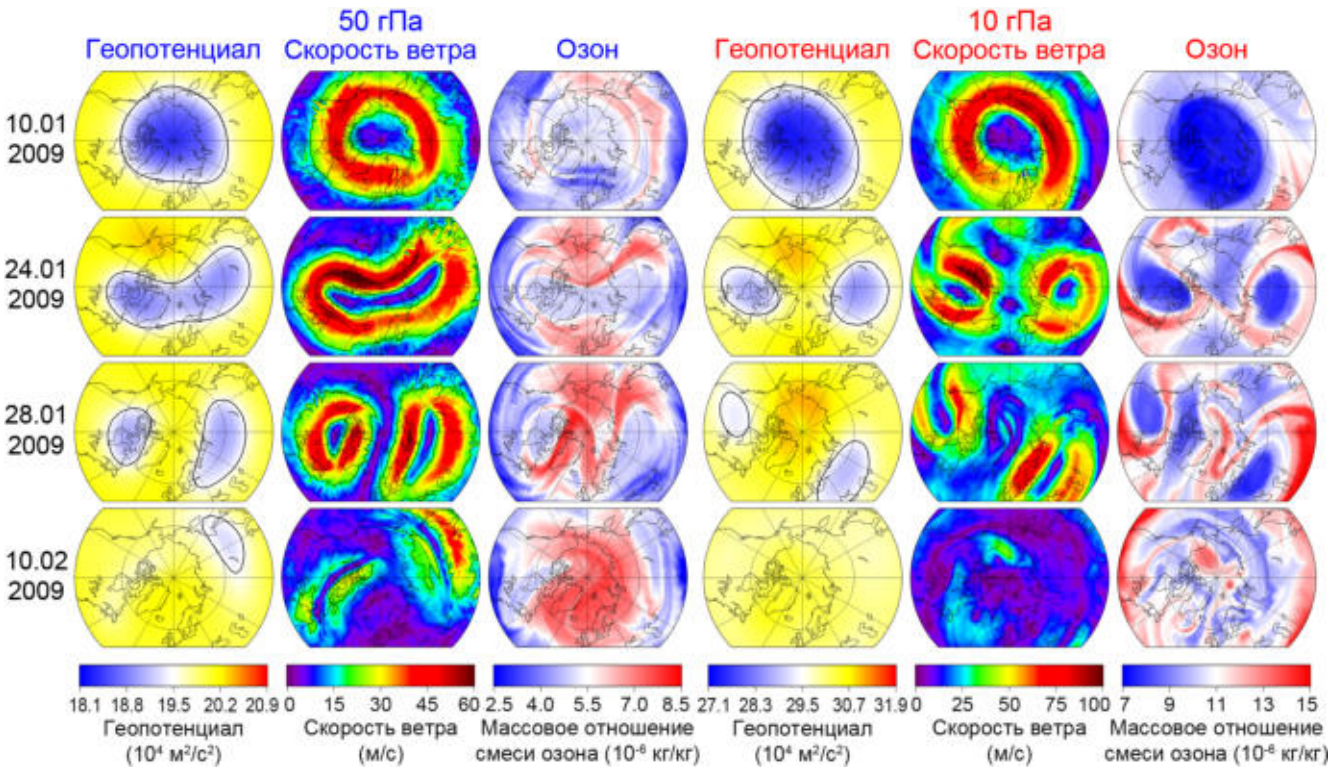

Рис. 4.8. Поля геопотенциала, скорости ветра и массового отношения смеси озона на уровнях 50 и 10 гПа над Арктикой для выборочных дат с 10 января по 10 февраля 2009 г.

Как видно из рис. 4.8, значения геопотенциала $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (на 50 гПа) и $29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (на 10 гПа) достаточно точно описывают границы арктического полярного вихря в нижней и средней стратосфере, поскольку соответствуют максимальным значениям скорости ветра, а также пониженному содержанию

озона в их пределах и повышенному – за пределами. На рис. 4.8 также хорошо прослеживается расщепление полярного вихря (24 января в средней стратосфере и 28 января в нижней стратосфере), после которого 10 февраля в средней стратосфере вихрь уже не наблюдался (значения геопотенциала и скорости ветра на рис. 4.8 (10 гПа) составляют $\Phi^* > 29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 и $v < 45$ м/с). Разрушение вихря в нижней стратосфере произошло во второй половине февраля 2009 г.

Для анализа динамики полярного вихря и связанных метеорологических параметров во время ВСП 2009 г. были определены площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средняя температура и среднее массовое отношение смеси озона внутри вихря, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}5 \cdot 10^4$ и $29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2. На рис. 4.9 приведена динамика исследуемых параметров зимой 2008/2009 гг. на уровнях 50 и 10 гПа в сравнении с СКО. Как видно из рис. 4.9, средняя скорость ветра по границе полярного вихря v в первой половине зимы в основном находилась в пределах нормы. Во второй половине зимы, 20 и 23 января в средней и нижней стратосфере наблюдался пик скорости ветра: $v = 83{,}8$ м/с на уровне 10 гПа и $v = 49{,}0$ м/с на уровне 50 гПа. В момент расщепления 24 января средняя скорость по границам двух образовавшихся вихрей в средней стратосфере составляла $v = 63{,}5$ м/с и затем в течение двух недель до разрушения вихря 6 февраля уменьшалась со скоростью 4,0 м/с в сутки. В нижней стратосфере средняя скорость по границам двух образовавшихся вихрей в момент расщепления 28 января достигала $v = 44{,}7$ м/с, после чего наблюдалось уменьшение скорости на 2,2 м/с в сутки в течение 30 дней до полного разрушения вихря 26 февраля (рис. 4.9). Согласно изменениям средней скорости ветра по границе вихря (рис. 4.9) предполагается, что разрушение вихря в средней и нижней стратосфере произошло 6 и 26 февраля, соответственно. При этом остается неясным можно ли назвать полярным вихрем циклон, наблюдавшийся в стратосфере в феврале (рис. 4.8). Средняя скорость по границе вихрей в средней стратосфере снизилась до значений $v < 45$ м/с 30 января, а в нижней стратосфере до $v < 30$ м/с – 6 февраля.

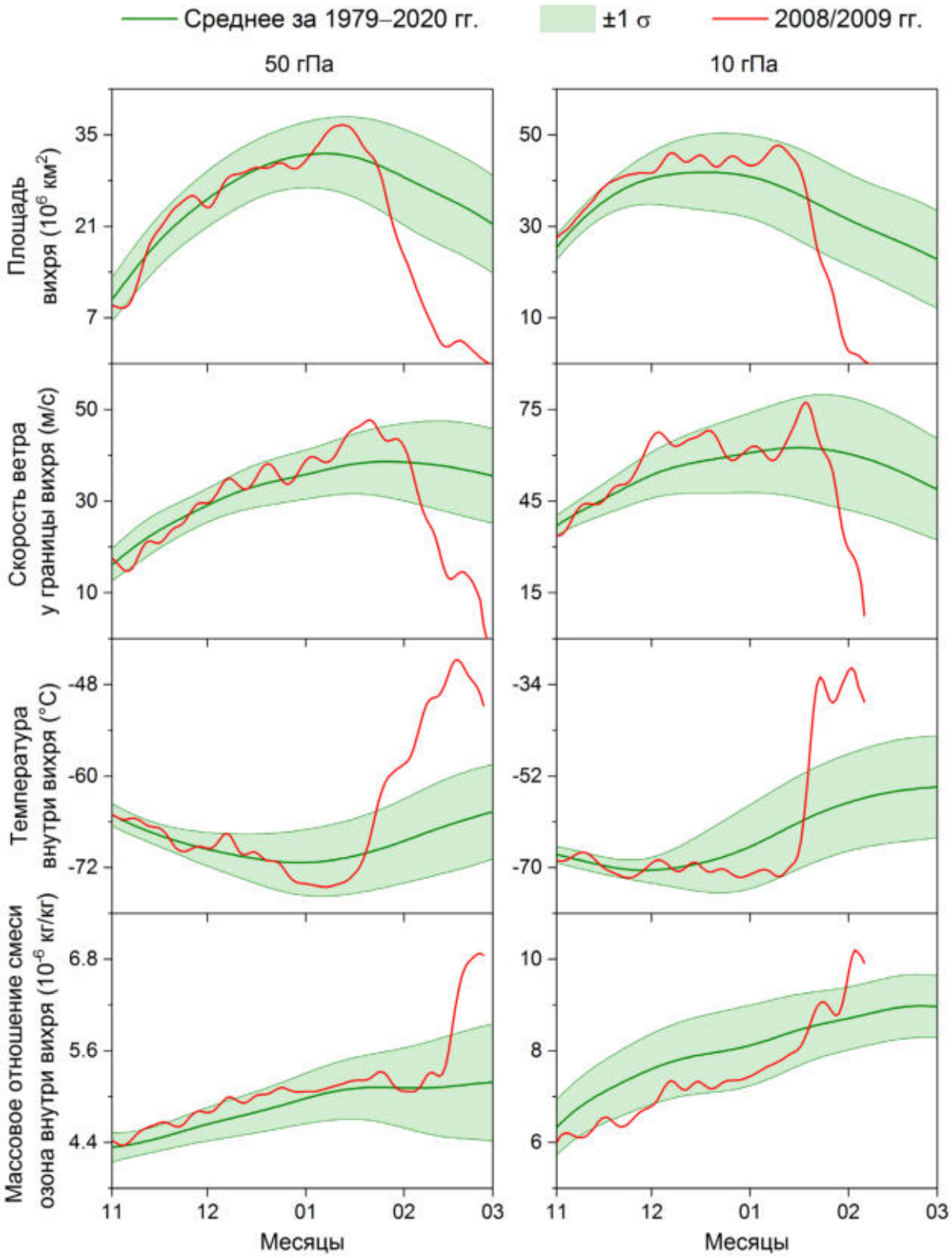

Рис. 4.9. Временной ход площади арктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы полярного вихря, средней температуры внутри полярного вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа с ноября 2008 г. по февраль 2009 г. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. с СКО (±1 σ).

Максимальная площадь полярного вихря в средней и нижней стратосфере наблюдалась соответственно 10 и 15 января и достигла 48,1 и 36,5 млн. км^2

(рис. 4.9). В момент расщепления суммарная площадь вихрей в средней и нижней стратосфере достигала соответственно 20,3 млн. км^2 (24 января на 10 гПа) и 21,2 млн. км^2 (28 января на 50 гПа). Уменьшение площади вихрей до значений ниже 10 млн. км^2 наблюдалось в средней стратосфере 29 января, а в нижней стратосфере – 6 февраля (практически одновременно со снижением скорости вихря в средней и нижней стратосфере до значений менее 45 и 30 м/с, соответственно). Стремительное повышение содержания озона внутри вихря в феврале также свидетельствует о том, что граница вихря постепенно перестает быть динамическим барьером для воздушных масс. При этом одним из основных свойств полярного вихря является понижение температуры в его пределах, что обуславливает формирование ПСО и последующее протекание гетерогенных и каталитических реакций разрушения озона. Среднее значение температуры внутри вихря в нижней стратосфере превысило значение 2σ от климатической нормы 5 февраля, практически одновременно с уменьшением скорости ветра по границе вихря ниже 30 м/с и площади вихря – менее 10 млн. км^2 (рис. 4.9). Таким образом, на этапе разрушения полярного вихря можно выделить два критерия, за пределами которых полярный вихрь становится небольшим циклоном, разрушающимся полностью в течение 1–3-х недель: площадь вихря более 10 млн. км^2 и скорость ветра по границе полярного вихря более 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере [454]. При этом, как видно из рис. 4.9, на этапе формирования полярного вихря в ноябре значения скорости ветра и площади могут какое-то время не удовлетворять предложенным критериям, пока вихрь полностью не сформируется.

Таким образом, в параграфе с использованием метода, основанного на оконтуривании вихрей, рассмотрена динамика арктического вихря во время ВСП 2009 г. На основе анализа динамики полярных вихрей с использованием метода оконтуривания за 1979–2019 гг. (§ 4.1) и на примере ВСП 2009 г. показано, что при снижении площади вихря менее 10 млн. км^2 и уменьшении средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере, полярный вихрь становится небольшим циклоном (с существенно более высокими температурами в его пределах) и разрушается в течение 3-х недель.

4.4. Особенности аномальной динамики южного полярного вихря

Антарктический полярный вихрь, как правило, усиливается в сентябре. При этом ВСП в результате расщепления полярного вихря в конце сентября в ЮП регистрировалось единожды, в 2002 г. (§ 2.3). В данном параграфе динамика антарктического полярного вихря во время ВСП 2002 г. рассматривается с использованием метода, основанного на оконтуривании вихрей (§ 4.1).

На рис. 4.10 и 4.11 приведены поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Антарктикой для выборочных дат с июня по ноябрь 2002 г., полученные на основе данных реанализа ERA5 [257]. Границы полярного вихря, характеризуемые значениями геопотенциала $19{,}3\cdot10^4$ и $29{,}3\cdot10^4$ м^2/с^2 соответственно на уровнях 50 и 10 гПа, выделены на полях геопотенциала контуром. На полях скорости ветра выделены контуром (тонкая линия) значения 20 и 30 м/с соответственно на уровнях 50 и 10 гПа, при которых граница полярного вихря становится динамическим барьером. На рис. 4.12 приведена динамика площади антарктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы вихря, средней температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря на уровнях 50 и 10 гПа с июня по ноябрь 2002 г. в сравнении с климатическими средними значениями. Исследуемые параметры получены по данным реанализа ERA5, основываясь на том, что граница антарктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}3\cdot10^4$ и $29{,}3\cdot10^4$ м^2/с^2.

Как видно из рис. 4.10, 4.11, значения геопотенциала $19{,}3\cdot10^4$ м^2/с^2 (на уровне 50 гПа) и $29{,}3\cdot10^4$ м^2/с^2 (на уровне 10 гПа) достаточно точно описывают границы антарктического полярного вихря в нижней и средней стратосфере, поскольку соответствуют максимальным значениям скорости ветра (характеризующим границы вихря) на полях скорости ветра и хорошо согласуются с областями низких температур (характеризующими области полярного вихря) на полях температуры. Ослабление полярного вихря в 2002 г. началось в августе, проявляясь в вытягивании вихря и уменьшении его площади

(рис. 4.10). С начала сентября происходило уменьшение средней скорости ветра по границе вихря (рис. 4.10, 4.12), его значительное вытягивание и увеличение межсуточной изменчивости (рис. 4.10, показано с шагом в 5 суток). 25 сентября в средней стратосфере было зарегистрировано расщепление полярного вихря.

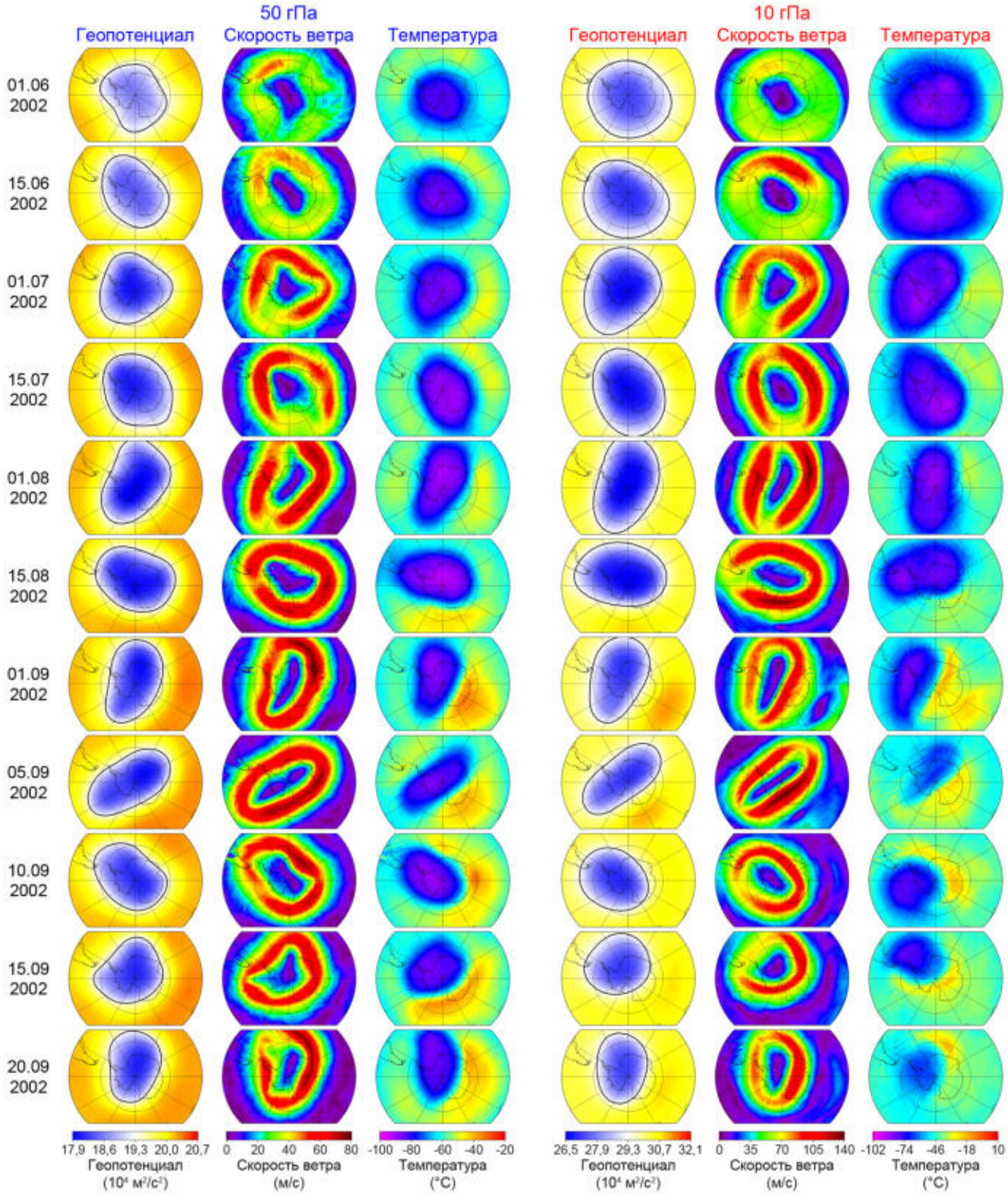

Рис. 4.10. Поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Антарктикой для выборочных дат с 1 июня по 20 сентября 2002 г.

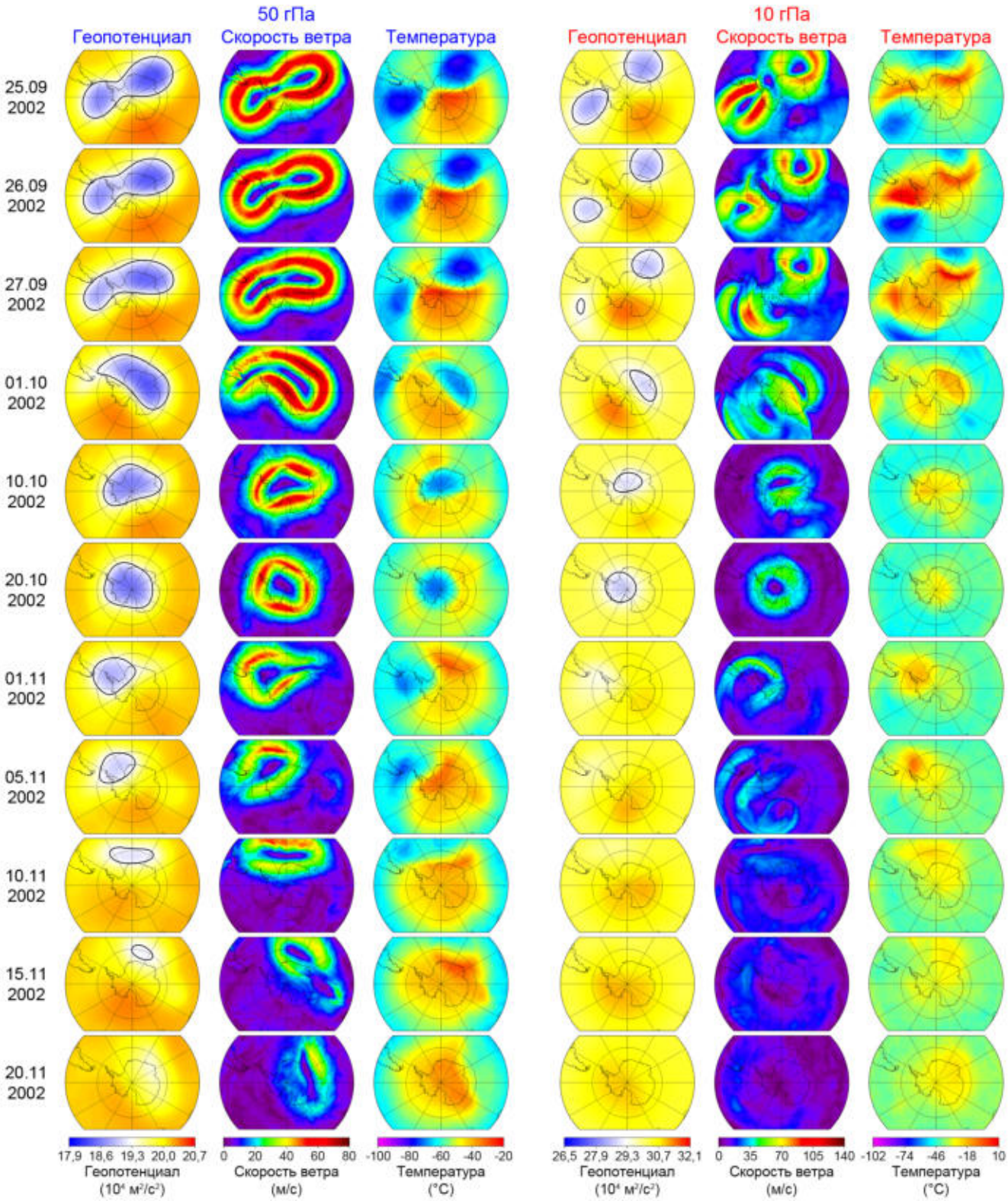

Рис. 4.11. Поля геопотенциала, скорости ветра и температуры на уровнях 50 и 10 гПа над Антарктикой для выборочных дат с 25 сентября по 20 ноября 2002 г.

В нижней стратосфере на полях скорости ветра 25–26 сентября прослеживается форма «восьмерки», при этом в распределении температуры проявляются две области пониженных температур с выраженными границами (рис. 4.11). В октябре полярный вихрь частично восстановился в нижней

стратосфере (но ПСО не сформировались, что свидетельствует об относительно высокой температуре внутри вихря).

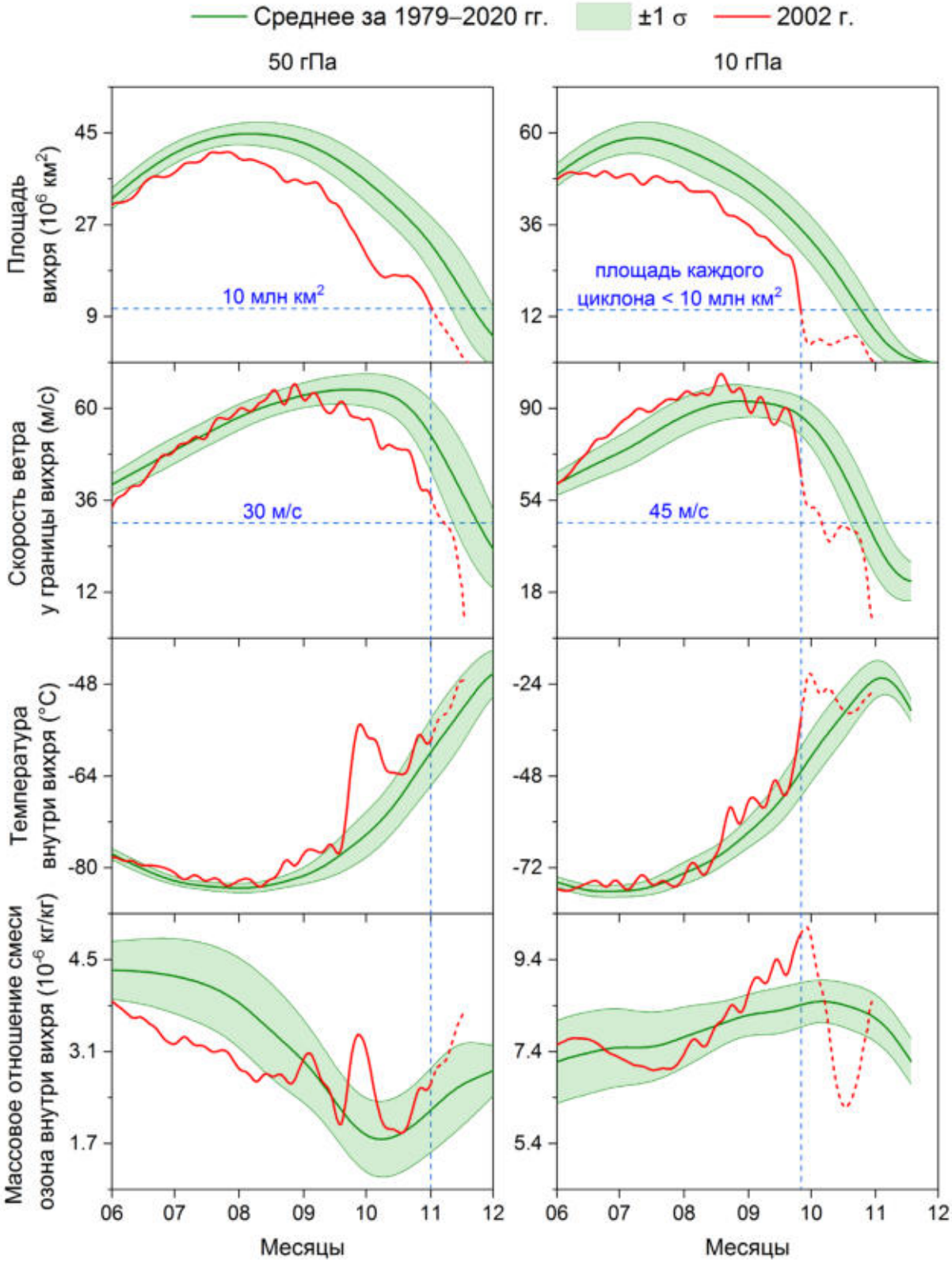

Рис. 4.12. Временной ход площади антарктического полярного вихря, средней скорости ветра у границы вихря, средней температуры внутри вихря и среднего массового отношения смеси озона внутри вихря на уровнях 50 и 10 гПа с июня по ноябрь 2002 г. на фоне средних значений за 1979–2020 гг. со среднеквадратичными отклонениями (±1 σ).

Как видно из рис. 4.11, на полях геопотенциала прослеживаются небольшие циклоны (оконтуренные области) в октябре на уровне 10 гПа и в ноябре на уровне 50 гПа. Для анализа аномальной динамики антарктического полярного вихря после его расщепления 25 сентября 2002 г. необходимо рассмотреть изменения площади вихря и скорости ветра по границе вихря (а также других характеристик) отдельно в средней и нижней стратосфере. Анализ динамики антарктического полярного вихря по данным, полученным на основе оценки максимальной скорости ветра, усредненной по границе полярного вихря (средняя скорость ветра по окружности, описывающей максимальные значения скорости ветра для каждой долготы), за период с 1979 по 2020 гг., показал, что, как правило, средняя скорость ветра по границе вихря, превышает 30 м/с на уровне 50 гПа и 45 м/с на уровне 10 гПа (§ 4.1).

В средней стратосфере после расщепления полярного вихря 25 сентября 2002 г., 26 и 27 сентября наблюдалось постепенное уменьшение двух сформировавшихся частей вихря, меньшая из которых разрушилась 27-го сентября, а другая – в октябре (рис. 4.11). До расщепления полярного вихря, 24-го сентября его площадь S на уровне 10 гПа составляла S = 21,8 млн. км^2 (рис. 4.10). После расщепления вихря суммарная площадь образовавшихся циклонов 26 сентября составила S = 13,6 млн. км^2 и после разрушения одного из них 27 сентября площадь второго составила S = 6,93 млн. км^2. Очевидно, что после расщепления вихря площадь каждого из образовавшихся циклонов была менее 10 млн. км^2, в результате чего наблюдалось уменьшение скорости ветра по границе, ослабление динамического барьера по границе и увеличение температуры в пределах циклонов (рис. 4.11, 4.12). На рис. 4.12 динамика полярного вихря на уровне 10 гПа показана непрерывной красной кривой, а динамика циклонов (с площадью менее 10 млн. км^2), образовавшихся после расщепления вихря, показана пунктирной красной кривой. Оставшиеся после расщепления полярного вихря в средней стратосфере небольшие циклоны, оконтуренные на полях геопотенциала, не соответствуют характеристикам стратосферного полярного вихря (для которого характерны низкие температуры в

его пределах, высокие значения скорости ветра и динамический барьер по границе). Небольшая площадь сформировавшихся циклонов (< 10 млн. км^2) определила их дальнейшее развитие, предшествующее разрушению: повышение температуры внутри циклонов (рис. 4.12), ослабление динамического барьера по границе (в результате локального уменьшения скорости ветра менее 30 м/с, рис. 4.11) и увеличение средней скорости ветра по границе, которая уже через несколько дней составляла менее 45 м/с (рис. 4.12).

В нижней стратосфере полноценного расщепления антарктического полярного вихря не произошло (рис. 4.11), несмотря на значительное вытягивание вихря и его сплющивание в центральной части (когда наблюдалось подобие формы «восьмерки», а на полях температуры прослеживались отдельные области). Если в средней стратосфере после расщепления вихря запустились необратимые процессы постепенного ослабления и разрушения сформировавшихся циклонов вследствие их небольшой площади (< 10 млн. км^2), то в нижней стратосфере начиная с 26-го сентября наблюдалось восстановление вихря, площадь которого составляла 25,0 млн. км^2 (рис. 4.12). В начале октября полярный вихрь в нижней стратосфере практически восстановился, до середины октября наблюдалось снижение температуры воздуха и содержания озона внутри вихря, но после 20-го октября началось ослабление полярного вихря (уменьшение площади и средней скорости ветра по границе, рис. 4.12). В начале ноября площадь вихря составила менее 10 млн. км^2 (рис. 4.12), произошло ослабление динамического барьера по границе вихря (в результате локального уменьшения скорости ветра менее 20 м/с, рис. 4.11). На рис. 4.12 динамика полярного вихря на уровне 50 гПа при значениях площади вихря $S > 10$ млн. км^2 показана непрерывной красной кривой, а при $S < 10$ млн. км^2 – пунктирной красной кривой. Как видно из рис. 4.11, 4.12, при уменьшении площади менее 10 млн. км^2 циклон в нижней стратосфере перестает соответствовать характеристикам полярного вихря: температура и содержание озона в его пределах значительно увеличиваются и стремительно растут в результате ослабления динамического барьера по границе, скорость ветра по границе уменьшается. 8 ноября средняя

скорость ветра по границе циклона составила менее 30 м/с, в середине ноября он разрушился (рис. 4.11, 4.12).

Стратосферный полярный вихрь является крупномасштабным циклоном, как правило, распространяющимся от тропопаузы в мезосферу и существующим с осени по весну. В 2002 г. наблюдалось более раннее разрушение полярного вихря вследствие распространения в среднюю стратосферу планетарных волн. Разрушение полярного вихря в средней стратосфере произошло раньше, чем в нижней стратосфере. Анализ аномальной динамики антарктического полярного вихря в период ВСП 2002 г. отдельно в средней и нижней стратосфере показал, что после того, как площадь полярного вихря уменьшается ниже 10 млн. км^2 процессы разрушения становятся необратимыми. При этом циклон с площадью менее 10 млн. км^2 уже не соответствует характеристикам полярного вихря: вследствие уменьшения средней скорости ветра по его границе происходит ослабление динамического барьера и увеличение температуры и содержания озона внутри циклона. Последующее разрушение наблюдается в течение около 3-х недель.

Таким образом, в параграфе рассмотрена динамика антарктического полярного вихря во время ВСП 2002 г. на основе метода, основанного на оконтуривании вихрей с использованием значений геопотенциала, характеризующих границы вихря. Расщепление антарктического полярного вихря под действием вертикально распространяющихся планетарных волн произошло в средней стратосфере 25 сентября 2002 г. Аномальное ослабление полярного вихря, предшествующее его разрушению, наблюдалось после снижения площади вихря менее 10 млн. км^2 и последующего уменьшения средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере. При этом полярный вихрь становился небольшим циклоном, характеризующимся более высокими температурами в его пределах и отсутствием динамического барьера, и разрушался в течение около 3-х недель. В средней стратосфере это наблюдалось сразу после расщепления полярного вихря, а в нижней стратосфере – через месяц, в начале ноября.

4.5. Выводы

В четвертой главе рассмотрены особенности аномальной динамики полярных вихрей. В параграфе 4.1 предложен новый метод, основанный на оконтуривании вихрей и позволяющий вычислить площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря с использованием значений геопотенциала, определенных по максимальным значениям градиента температуры и скорости ветра и, таким образом, характеризующих границы арктического и антарктического полярных вихрей в нижней и средней стратосфере. В среднем за 1979–2020 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе полярного вихря при максимальной скорости ветра $\nu > 30$ м/с на уровне 50 гПа составило $\Phi^* = (19{,}50 \pm 0{,}15) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (19{,}30 \pm 0{,}17) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой, а при максимальной скорости ветра $\nu > 45$ м/с на уровне 10 гПа составило $\Phi^* = (29{,}50 \pm 0{,}30) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (29{,}30 \pm 0{,}33) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой. Таким образом, исследуемые параметры рассчитывались по данным реанализа ERA5, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}5 \cdot 10^4$ и $29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2, а граница антарктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}3 \cdot 10^4$ и $29{,}3 \cdot 10^4$ м^2/с^2. Применение данного метода высоко оправдано для арктического полярного вихря, характеризующегося значительной изменчивостью. В параграфах 4.2 и 4.3 с использованием предложенного метода проанализированы особенности аномального усиления и ослабления арктического полярного вихря во время трех наиболее глубоких озоновых аномалий в Арктике, зарегистрированных в 1997, 2011 и 2020 гг., и во время крупнейшего ВСП, наблюдавшегося в январе 2009 г. В параграфе 4.4 рассмотрены особенности аномальной динамики антарктического полярного вихря на примере ВСП, произошедшего в результате расщепления полярного вихря в сентябре 2002 г. (в ЮП было зарегистрировано единожды).

Основные выводы:

1) С использованием предложенного метода показано, что полярный вихрь характеризуется наличием динамического барьера при скорости ветра по границе ≥ 20 м/с. При уменьшении площади полярного вихря менее 10 млн. км^2 как в нижней, так и в средней стратосфере в зимне-весенний период происходит последующее необратимое разрушение вихря в пределах 3-х недель. Средняя скорость ветра по границе полярного вихря (являющаяся динамической характеристикой полярного вихря) составляет в нижней стратосфере более 30,10±0,50 м/с над Арктикой и 30,11±0,59 м/с над Антарктикой, а в средней стратосфере более 45,08±0,69 м/с над Арктикой и 45,08±0,62 м/с над Антарктикой.
2) В 2020 г. наблюдалось аномальное усиление арктического полярного вихря: средняя скорость ветра по границе вихря в нижней стратосфере превысила предшествующий экстремум 1997 г. на 5 м/с в среднем с января по апрель. При этом массовое отношение смеси озона в нижней стратосфере в 2020 г. достигло беспрецедентно низких значений, на 30 % ниже предшествующего экстремума 2011 г. По продолжительности озоновая аномалия 2020 г. приблизилась к антарктическим озоновым дырам.
3) На примере динамики арктического полярного вихря во время ВСП 2009 г. показано, что при снижении площади вихря менее 10 млн. км^2 и уменьшении средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере, полярный вихрь становится небольшим циклоном (с существенно более высокими температурами в его пределах), который разрушается в течение 3-х недель.
4) На примере динамики антарктического полярного вихря во время ВСП показано, что в 2002 г. аномальное ослабление полярного вихря, предшествующее его разрушению, наблюдалось после снижения площади вихря менее 10 млн. км^2 и последующего уменьшения средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере. В средней стратосфере это наблюдалось сразу после

расщепления полярного вихря 25 сентября, а в нижней стратосфере – в начале ноября 2002 г.

Ключевые результаты:

1) Охарактеризован динамический барьер полярного вихря в нижней стратосфере (способствующий сохранению низких температур и ПСО внутри вихря в зимний период): скорость ветра по границе вихря ≥ 20 м/с.
2) Определены динамические характеристики полярного вихря: площадь вихря более 10 млн. км^2 и средняя скорость ветра по границе вихря более 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере.

По результатам четвертой главы сформулировано четвертое защищаемое положение: «Критериями аномального ослабления полярного вихря, предшествующего его разрушению, является снижение площади вихря менее 10 млн. км^2 и последующее уменьшение средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере, при которых полярный вихрь становится небольшим циклоном (характеризующимся высокими температурами и отсутствием динамического барьера) и разрушается в пределах 3-х недель» [454].

Глава 5. Последствия ослабления динамического барьера полярного вихря

В формировании полярной озоновой аномалии ключевую роль играет сила и устойчивость полярного вихря в весенний период [9, 10, 19]. Однако в некоторые годы в Арктике в условиях сильного полярного вихря весной разрушения озона не происходило [133]. На рис. 5.1 приведены среднемесячные поля ОСО над Арктикой за февраль 2005, 2007 и 2009 гг., полученные по данным TEMIS [455]. В феврале 2005 г. регистрировалась озоновая аномалия: внешний контур полярного вихря, который немного смещен, характеризуется повышенными значениями ОСО, внутри полярного вихря ОСО в минимуме приближается к 250 ед. Д. В феврале 2007 г. наблюдался устойчивый полярный вихрь, содержащий достаточное количество частиц ПСО, однако разрушения озона не наблюдалось, ОСО превышало 325 ед. Д. В феврале 2009 г. прослеживались последствия одного из крупнейших ВСП, наблюдавшихся в конце января 2009 г. [456–465]: полярный вихрь полностью разрушен, полярную стратосферу заполнили богатые озоном воздушные массы из субполярной стратосферы. Таким образом, поля ОСО на рис. 5.1 демонстрируют последствия зимней динамики арктического полярного вихря в зависимости от активности планетарных волн и устойчивости полярного вихря.

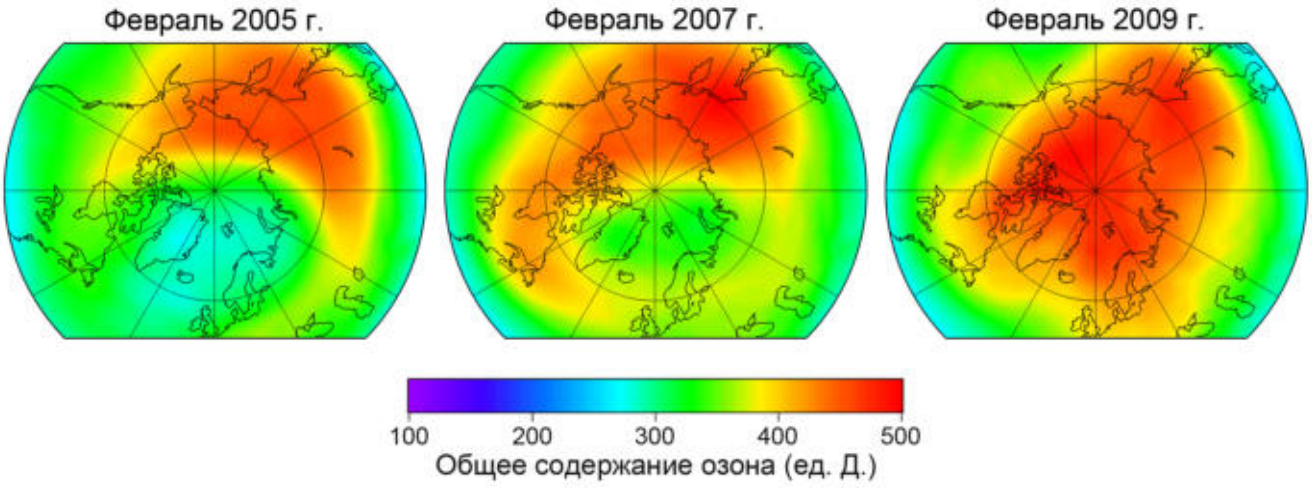

Рис. 5.1. Среднемесячные поля ОСО за февраль 2005, 2007 и 2009 гг.

Арктический полярный вихрь, как правило, существует в течение 4–5 месяцев, с осени по весну, в то время как, антарктический вихрь существует в течение чуть более 8 месяцев. Основным фактором, способствующим разрушению арктического полярного вихря, является активность вертикально распространяющихся планетарных волн Россби [428, 466–473]. Распространяющиеся из тропосферы вертикальные потоки волновой активности в стратосфере разрушаются в результате взаимодействия с западным стратосферным течением (полярным вихрем) [474–482]. Происходящее при этом сильное смещение или расщепление полярного вихря сопровождается ВСП [483–492]. ВСП разделяются на большие (*major*) и малые (*minor*). Согласно определению Всемирной метеорологической организации ВСП можно считать большим, если на высотах от уровня 10 гПа и ниже среднеширотная температура резко возрастает по направлению от 60° широт к полюсу при наблюдаемой смене направления зонального потока в течение нескольких дней/часов [483]. Если при выраженном росте стратосферных температур направление зональных ветров с западного на восточное не меняется, ВСП считается малым. При малых ВСП происходит сильное смещение полярного вихря, а при больших – его расщепление на два небольших вихря [483]. При этом ВСП не всегда связаны с окончательным разрушением полярного вихря, часто наблюдаются кратковременные расщепления, регистрируемые в течение 1–3 дней, после чего вихрь достаточно быстро восстанавливается, и при понижении температуры ниже –78 °C вновь формируются ПСО [493]. Предполагается, что такие кратковременные расщепления или смещения вихря в середине зимы влияют на химический состав внутренней атмосферы полярного вихря, возвращая его к первоначальному состоянию, когда вихрь только сформировался и еще не содержит продуктов протекания гетерогенных реакций в достаточном количестве для масштабного разрушения озона при появлении солнечного излучения в конце зимы. В главе исследуется роль устойчивости арктического полярного вихря зимой в разрушении стратосферного озона в период с конца зимы по весну. Рассмотрены примеры ослабления динамического барьера полярного вихря.

5.1. Роль устойчивости северного полярного вихря в начале зимы в формировании арктической озоновой аномалии с конца зимы по весну

Разрушение полярного вихря в весенний период приводит к притоку в полярную область теплых, богатых озоном воздушных масс, способствующих разрушению ПСО и накоплению стратосферного озона в арктической области [494–501]. В свою очередь, при весеннем усилении вихря в его пределах при низких температурах сохраняются ПСО, необходимые для эффективного протекания всего цикла гетерогенных и фотохимических реакций разрушения стратосферного озона с появлением в полярном регионе солнечного излучения в конце зимы [277]. В табл. 5.1 представлен список арктических озоновых аномалий с 1979 по 2018 гг. (в качестве озоновых аномалий рассматривались случаи, когда понижение ОСО внутри полярного вихря в течение более 5 дней достигало менее 220 ед. Д.) [133].

Таблица 5.1. Список арктических озоновых аномалий, зарегистрированных с 1979 по 2018 гг.

№	Зимне-весенний период	Арктические озоновые аномалии
1	1982/1983 гг.	февраль 1983 г.
2	1985/1986 гг.	февраль 1986 г.
3	1986/1987 гг.	январь 1987 г.
4	1991/1992 гг.	январь 1992 г.
5	1992/1993 гг.	февраль 1993 г.
6	1994/1995 гг.	февраль 1995 г.
7	1995/1996 гг.	март 1996 г.
8	1996/1997 гг.	март–апрель 1997 г.
9	1999/2000 гг.	март 2000 г.
10	2002/2003 гг.	январь 2003 г.
11	2004/2005 гг.	февраль–март 2005 г.
12	2010/2011 гг.	март 2011 г.
13	2015/2016 гг.	февраль 2016 г.

Поскольку арктические озоновые аномалии носят эпизодический характер, то представляет интерес отдельное рассмотрение динамики полярного вихря в годы с формированием озоновых аномалий и в их отсутствии. На рис. 5.2 представлены полученные на основе спутниковых данных NASA GSFC [35] внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за годы с регистрируемыми озоновыми аномалиями согласно табл. 5.1 и за все остальные годы с 1979 по 2018 (при усреднении использовались временные периоды с 1 июля по 30 июня, например озоновой аномалии, зарегистрированной в феврале 1983 г., соответствует временной период с 01.07.1982 г. по 30.06.1983 г.).

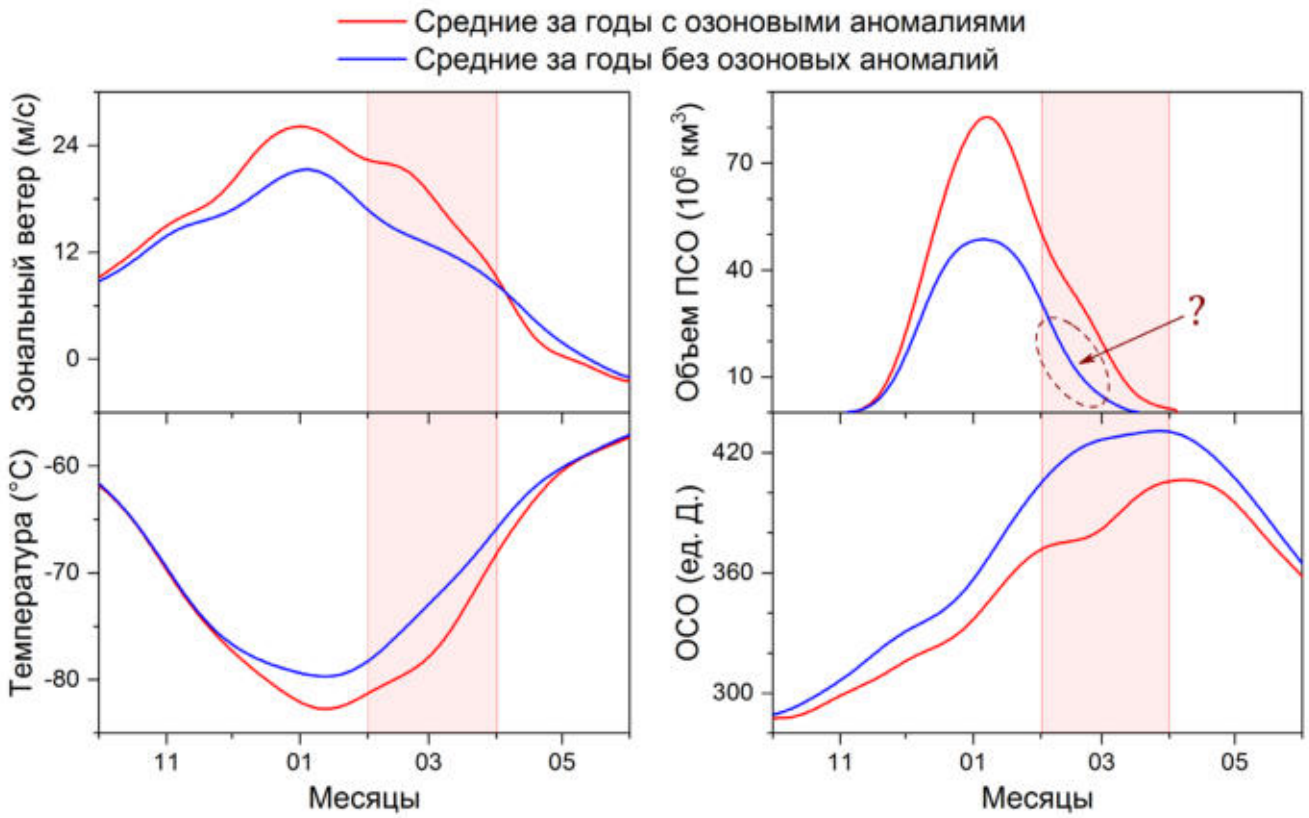

Рис. 5.2. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за годы с регистрируемыми озоновыми аномалиями и в их отсутствии. Светло-розовой областью выделены февраль и март, когда прослеживается наибольшая разница между усредненными за разные годы значениями ОСО.

Как видно из рис. 5.2, в годы, с регистрируемыми в зимне-весенний период озоновыми аномалиями, арктический полярный вихрь имел более высокие

скорости зонального ветра уже начиная с октября и существенно более высокие с декабря по март. Это проявилось в более низких значениях температуры в арктической стратосфере, в результате объем ПСО практически в 2 раза превышал соответствующие средние значения в годы без озоновых аномалий. В годы с озоновыми аномалиями более низкие значения ОСО проявляются начиная с октября, поскольку внутри сильного полярного вихря происходит понижение ОСО, которое начиная с конца зимы и, в особенности, весной усугубляется его активным разрушением в химических реакциях. Таким образом, из рис. 5.2 видно, что, в большинстве случаев, арктические озоновые аномалии регистрировались в годы с наблюдаемым усилением северного полярного вихря в период с декабря по февраль.

В усредненном за годы без озоновых аномалий временном ходе объема ПСО (V_{PSC}) среднее значение за первую половину февраля превышает $V_{PSC} > 20$ млн. км^3, а в первых числах февраля достигает $V_{PSC} \approx 30$ млн. км^3 (рис. 5.2). Остается непонятным, почему при этом не регистрировалось озоновых аномалий, поскольку наличие частиц ПСО в весенний период является благоприятным условием для разрушения озона [13]. Для исследования этого вопроса был осуществлен детальный анализ динамики арктического полярного вихря в годы без озоновых аномалий.

Арктический полярный вихрь практически на протяжении всего своего жизненного цикла эпизодически подвергается воздействию планетарных волн [502–506]. Именно поэтому, как показано в работе [54], ВСП регистрируются над Арктикой практически ежегодно, включая годы, когда наблюдались озоновые аномалии (табл. 5.1). Устойчивый полярный вихрь должен существовать как минимум до конца апреля, после чего в мае происходит естественная смена западного стратосферного течения восточным, в результате постепенного замедления первого. При этом в пределах сильного полярного вихря в течение всей весны наблюдается разрушение озона. Над Арктикой с 1979 по 2018 гг. (или согласно [54] начиная с 1958 г.) такое регистрировалось лишь единожды, в 1997 г. (табл. 5.1). Важно отметить, что в годы с озоновыми аномалиями, в большинстве

случаев, происходило зимне-весеннее усиление полярного вихря после крупных извержений тропических вулканов [147]. ВСП в эти годы, в большинстве случаев, наблюдались при смещении полярного вихря зимой (с сохранением ПСО внутри вихря) или при его расщеплении уже после формирования озоновой аномалии. Высокая устойчивость полярного вихря в эти годы (вне зависимости от активности планетарных волн), как правило, проявлялась в течение всей зимы, после чего в конце зимы или в начале весны наблюдалось стремительно распространяющееся в пределах полярного вихря разрушение озона, усиливающееся вплоть до разрушения вихря.

Для анализа динамики арктического полярного вихря в годы без озоновых аномалий, с целью выявления причины отсутствия последних, на основе данных работы [54] из зарегистрированных с декабря по февраль ВСП были отобраны те, которые наблюдались в результате разрушения вихря под действием планетарных волн во второй половине зимы (что привело к отсутствию озоновой аномалии в зимне-весенний период и ПСО в феврале). Список отобранных ВСП и соответствующих им зимне-весенних периодов приведен в табл. 5.2. В свою очередь, список случаев, когда в феврале регистрировались ПСО, но не наблюдалось масштабного разрушения озона, представлен в табл. 5.3. Средний объем ПСО V_{PSC} в феврале в годы без озоновых аномалий составил V_{PSC} = 42,6±26,7 млн. км^3. Исключение случаев с отобранными ВСП из списка всех случаев, когда не регистрировалась озоновая аномалия за период с 1979 по 2018 гг. позволяет детальнее рассмотреть динамику арктического полярного вихря в годы, когда при наличии ПСО в феврале разрушения озона не наблюдалось.

Для краткости далее (в пределах Главы 5) годы, в которые были зарегистрированы озоновые аномалии (согласно табл. 5.1), будут обозначены как «*годы с озоновыми аномалиями*», годы с отобранными ВСП (согласно табл. 5.2) – как «*годы с ВСП*» и, соответственно, годы, в которые регистрировались ПСО в феврале в отсутствии озоновых аномалий (согласно табл. 5.3), – как «*годы с ПСО*».

Таблица 5.2. Список отобранных случаев ВСП, зарегистрированных с декабря по февраль в период с 1979 по 2018 гг.

№	Зимне-весенний период	ВСП
1	1978/1979 гг.	24 января и 22 февраля 1979 г.
2	1980/1981 гг.	31 января 1981 г.
3	1981/1982 гг.	4 декабря 1981 г. и 24 января 1982 г.
4	1984/1985 гг.	1 января 1985 г.
5	1988/1989 гг.	21 февраля 1989 г.
6	1990/1991 гг.	25 января 1991 г.
7	1998/1999 гг.	15 декабря 1998 г. и 26 февраля 1999 г.
8	2000/2001 гг.	10 декабря 2000 г. и 11 февраля 2001 г.
9	2001/2002 гг.	30 декабря 2001 г. и 17 февраля 2002 г.
10	2003/2004 гг.	5 января 2004 г.
11	2005/2006 гг.	3 и 21 января 2006 г.
12	2008/2009 гг.	24 января 2009 г.
13	2009/2010 гг.	9 февраля 2010 г.
14	2011/2012 гг.	12 января 2012 г.
15	2012/2013 гг.	6 января 2013 г.
16	2014/2015 гг.	4 января 2015 г.

Таблица 5.3. Средний объем ПСО в феврале в годы без озоновых аномалий и отобранных ВСП в период с 1979 по 2018 гг.

№	Зимне-весенний период	Средний объем ПСО в феврале
1	1979/1980 гг.	65,9 млн. км^3
2	1983/1984 гг.	89,5 млн. км^3
3	1987/1988 гг.	70,3 млн. км^3
4	1989/1990 гг.	67,0 млн. км^3
5	1993/1994 гг.	17,4 млн. км^3
6	1997/1998 гг.	9,8 млн. км^3
7	2006/2007 гг.	29,8 млн. км^3
8	2007/2008 гг.	39,7 млн. км^3
9	2013/2014 гг.	26,7 млн. км^3
10	2016/2017 гг.	12,7 млн. км^3
11	2017/2018 гг.	39,9 млн. км^3

На рис. 5.3 приведены полученные на основе данных NASA GSFC [35] внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за *годы с озоновыми аномалиями* согласно табл. 5.1, за *годы с ВСП* согласно табл. 5.2 и за *годы с ПСО* согласно табл. 5.3 (при усреднении использовались временные периоды с 1 июля по 30 июня как для рис. 5.2).

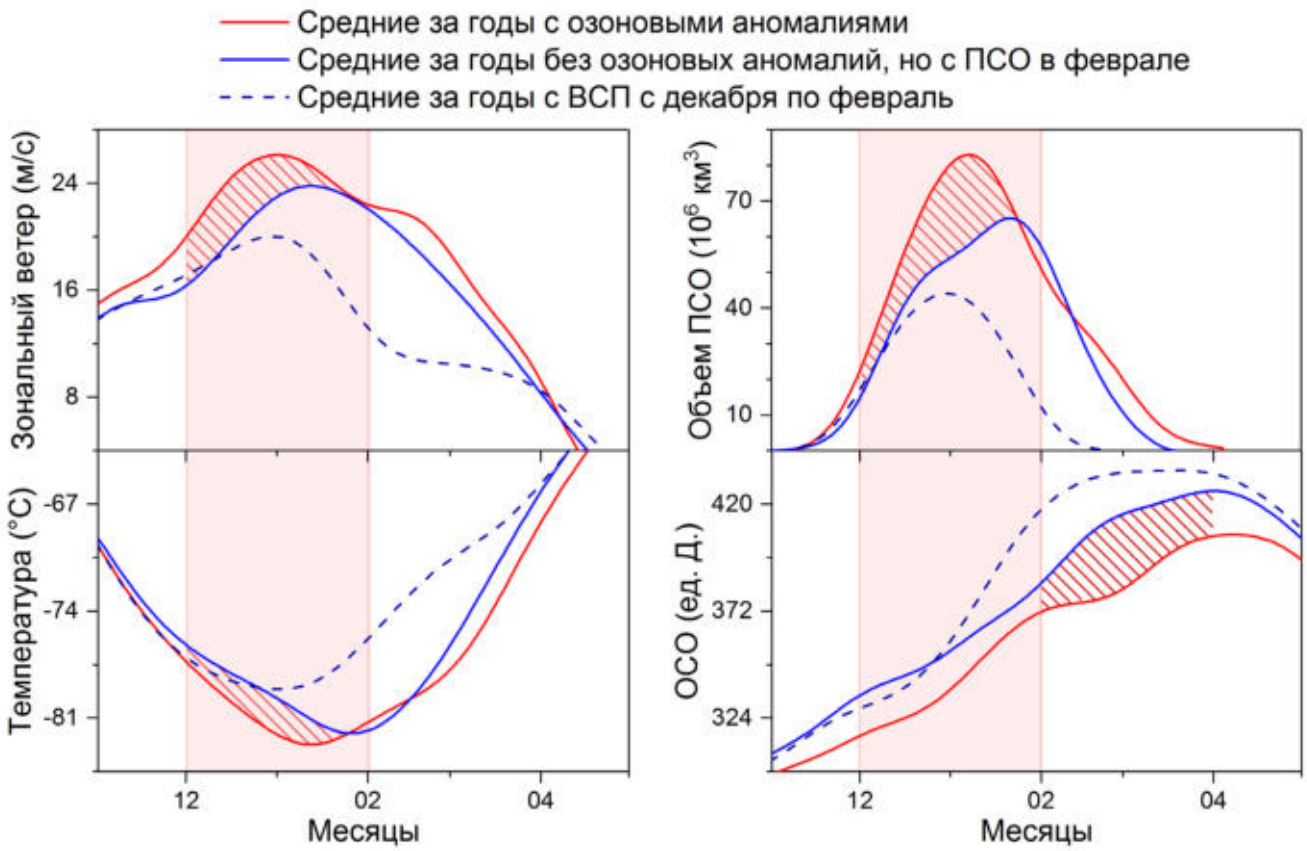

Рис. 5.3. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за годы с регистрируемыми озоновыми аномалиями, за годы с регистрируемыми ВСП с декабря по февраль и за годы с зарегистрированными ПСО в феврале в отсутствии озоновых аномалий. Светло-розовыми областями выделены зимние месяцы: декабрь и январь, играющие важную роль в формировании озоновой аномалии весной.

Как видно из рис. 5.3, в *годы с ВСП* полярный вихрь был существенно слабее в целом и, особенно, с середины января по март. В результате в стратосфере над Арктикой наблюдался сезонный максимум ОСО уже начиная с февраля, как последствие раннего разрушения полярного вихря. В *годы с ПСО*

(синие линии на рис. 5.3) в период с середины ноября до середины января полярный вихрь в среднем был значительно слабее, чем в *годы с озоновыми аномалиями*. Заштрихованные области на рис. 5.3 позволяют проследить последствия менее устойчивого полярного вихря в *годы с ПСО* по сравнению с таковыми в условиях сильного полярного вихря в *годы с озоновыми аномалиями*, проявляющиеся в более высоких температурах в зимний период (с начала ноября по 25 января), существенно меньшем объеме ПСО (с 15 ноября по 25 января) и, наконец, в отсутствии наблюдаемого разрушения стратосферного озона в период с конца зимы по весну (февраль–апрель). В итоге даже усиление полярного вихря в конце зимы (в *годы с ПСО*), сопровождающееся ростом объема ПСО, не приводило к формированию озоновых аномалий.

Таким образом, в параграфе рассмотрена динамика арктического полярного вихря в годы с зарегистрированными озоновыми аномалиями и в годы, характеризующиеся их отсутствием. Выявлено, что в некоторых случаях (табл. 5.3) в условиях сильного полярного вихря, содержащего ПСО в конце зимы (в феврале), масштабного разрушения озона внутри вихря, характерного для арктических озоновых аномалий, не происходило. Из рассмотрения были исключены годы с зарегистрированными ВСП, происходившими при разрушении вихря в зимний период под действием планетарных волн. На основе анализа динамики северного полярного вихря, показано, что важную роль в формировании арктической озоновой аномалии играет не только его устойчивость в период с конца зимы по весну, но и его сила и устойчивость в предшествующие зимние месяцы. Происходящие зимой ослабления полярного вихря могут приводить к ухудшению динамического барьера по границе вихря и последующему изменению газового и аэрозольного состава внутренней атмосферы вихря вплоть до ее первоначального состояния, когда полярный вихрь только сформировался и еще не содержит продуктов протекания гетерогенных реакций в достаточном количестве для масштабного разрушения озона при появлении солнечного излучения в конце зимы. В итоге даже при усилении полярного вихря в конце зимы разрушения озона не наблюдалось.

5.2. Последствия зимнего ослабления северного полярного вихря

Для рассмотрения особенностей зимнего ослабления арктического полярного вихря в *годы с ПСО* необходимо рассмотреть динамику вихря в эти годы в сравнении с его динамикой в *годы с озоновыми аномалиями* и *годы с ВСП* на конкретных примерах из каждой категории. На рис. 5.4 приведены временные изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. с ноября по март 2004/2005, 2006/2007 и 2008/2009 гг. в сравнении с 40-летними средними, полученными по данным NASA GSFC [35].

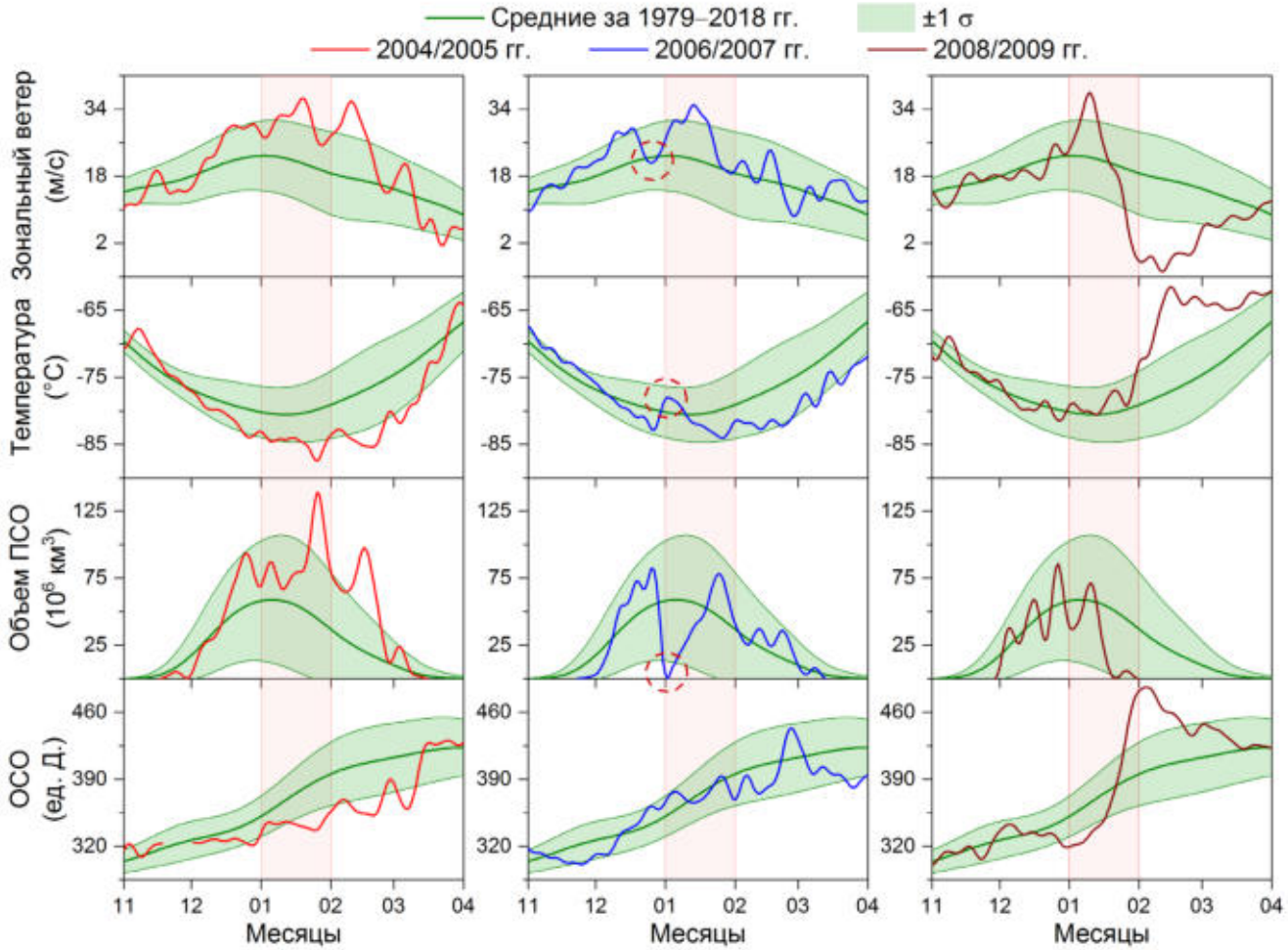

Рис. 5.4. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на уровне 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. за 2004/2005, 2006/2007 и 2008/2009 гг. на фоне средних значений за 1979–2018 гг. с СКО (±1 σ). Светло-розовой областью выделен месяц январь, в который в 2005 г. полярный вихрь был наиболее сильным, в 2007 г. – подвергался воздействию планетарных волн, а в 2009 г. – разрушился под действием последних.

В зимне-весенний период 2004/2005 гг. регистрировалась озоновая аномалия: около 3-х месяцев наблюдались повышенные скорости зонального ветра на 60° с.ш., что проявилось в пониженных температурах внутри полярного вихря [507] (рис. 5.4). В результате ПСО непрерывно существовали более 3-х месяцев, с декабря по начало марта. Через 2 месяца с момента формирования ПСО, в феврале и марте наблюдалось разрушение озона. В 2009 г. регистрировалось одно из крупнейших ВСП [508–517]: во второй половине января наблюдалось стремительное разрушение полярного вихря (западное стратосферное течение (полярный вихрь) на некоторое время сменилось восточным). В результате расщепления полярного вихря нижняя арктическая стратосфера достаточно быстро заполнилась теплыми, богатыми озоном воздушными массами из субполярной стратосферы. Наблюдалось стремительное разрушение ПСО и резкий всплеск ОСО (рис. 5.4).

Зимой 2006/2007 гг., в конце декабря наблюдалось ослабление полярного вихря (на рис. 5.4 отмечено кружком), в результате которого, вероятно, динамический барьер в некоторых частях вихря был ослаблен, что привело, к значительному повышению температуры внутри вихря и полному разрушению частиц ПСО (2 января 2007 г. $V_{PSC} = 0$ млн. км^3). Затем до 24 января наблюдался их устойчивый рост в условиях понижения температуры при усилении полярного вихря и постепенное снижение вплоть до начала марта. 24 февраля 2007 г. было зарегистрировано ВСП [54], наблюдавшееся при смещении полярного вихря. Значительный рост температуры и полное разрушение частиц ПСО, безусловно, свидетельствуют о факте ослабления динамического барьера вихря в нижней стратосфере. В результате разрушения частиц ПСО 2 января 2007 г. молекулы HCl и $ClONO_2$, которые адсорбировались на поверхности частиц ПСО за декабрь, были высвобождены и процесс их накопления на ПСО (предшествующий гетерогенным реакциям) начался заново. В работе [133] в качестве одного из необходимых условий для формирования озоновой аномалии в период с конца зимы по весну было отмечено существование устойчивого полярного вихря (содержащего ПСО) не менее 2-х месяцев, предшествующих разрушению озона.

5.3. Критерии ослабления динамического барьера полярного вихря

Для рассмотрения ослабления арктического полярного вихря в конце декабря 2006 г. на рис. 5.5 приведены поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой за период с 15 по 31 декабря 2006 г. по данным реанализа ERA-Interim [34]. В середине декабря 2006 г. полярный вихрь был достаточно устойчив, центрирован относительно полюса и имел слегка вытянутую форму. В конце декабря наблюдалось его постепенное ослабление, проявившееся сначала в смещении полярного вихря 25 декабря, а затем в его вытягивании 29 и 31 декабря. Значительно вытянутая форма полярного вихря 29 и, особенно, 31 декабря хорошо проявляется в полях температуры на эти даты (рис. 5.5).

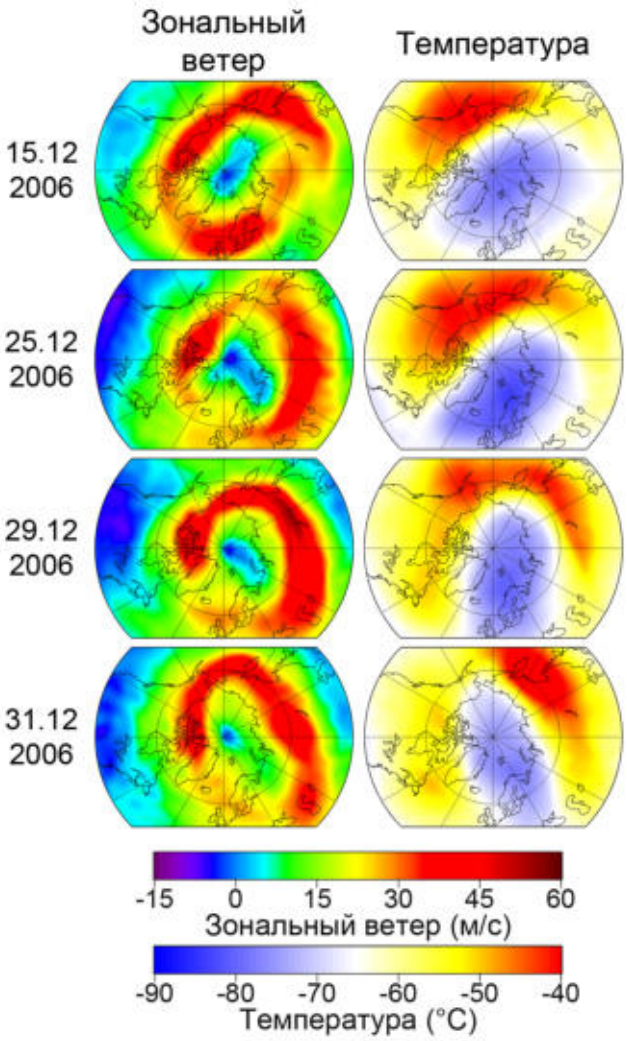

Рис. 5.5. Поля зонального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 15 по 31 декабря 2006 г.

Для рассмотрения динамики полярного вихря после его ослабления в конце декабря 2006 г. на рис. 5.6 приведены поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 1 января по 5 мая 2007 г. с шагом около 15 дней на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA-Interim [34]. Пониженные значения геопотенциала наблюдаются внутри полярного вихря, у границы вихря на уровне 50 гПа значение геопотенциала составляет около $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (§ 4.1) (на рис. 5.6 выделена контуром) [258]. На полях зонального и меридионального ветра выделены контуром значения 20 м/с (для меридионального ветра: ±20 м/с), при которых граница вихря становится динамическим барьером [258] (§ 4.1). Как видно из рис. 5.6, в зимне-весенний период 2006/2007 гг., после ослабления в конце декабря, полярный вихрь был достаточно устойчивым и существовал до апреля включительно, в первых числах мая произошло его разрушение. Кратковременное ослабление вихря наблюдалось в начале января. К середине января полярный вихрь восстановился и был достаточно сильным и устойчивым более месяца, в частности 24 января 2007 г. V_{PSC} = 80 млн. км^3 по данным NASA GSFC [35], в конце февраля произошло смещение вихря, регистрировалось ВСП [54]. В марте и апреле полярный вихрь еще прослеживался в полях геопотенциала и зонального ветра, однако повышение температуры внутри вихря в эти месяцы свидетельствует о его существенном ослаблении, особенно в апреле. Практически в течение всего периода с января по март (в том числе во временные промежутки, не представленные на рис. 5.6) скорость ветра на любом отрезке границы полярного вихря была выше 20 м/с, т.е. граница вихря представляла собой динамический барьер. При вытягивании вихря в некоторых частях его граница определяется меридиональной составляющей ветра, тогда в этой части уменьшается скорость зонального ветра и увеличивается меридионального (например, 1 марта 2007 г. над Шпицбергеном и Скандинавией скорость зонального ветра была около 10 м/с, а меридионального[4] более 20 м/с).

---

[4]Здесь и далее скорость меридионального ветра рассматривается в абсолютных значениях.

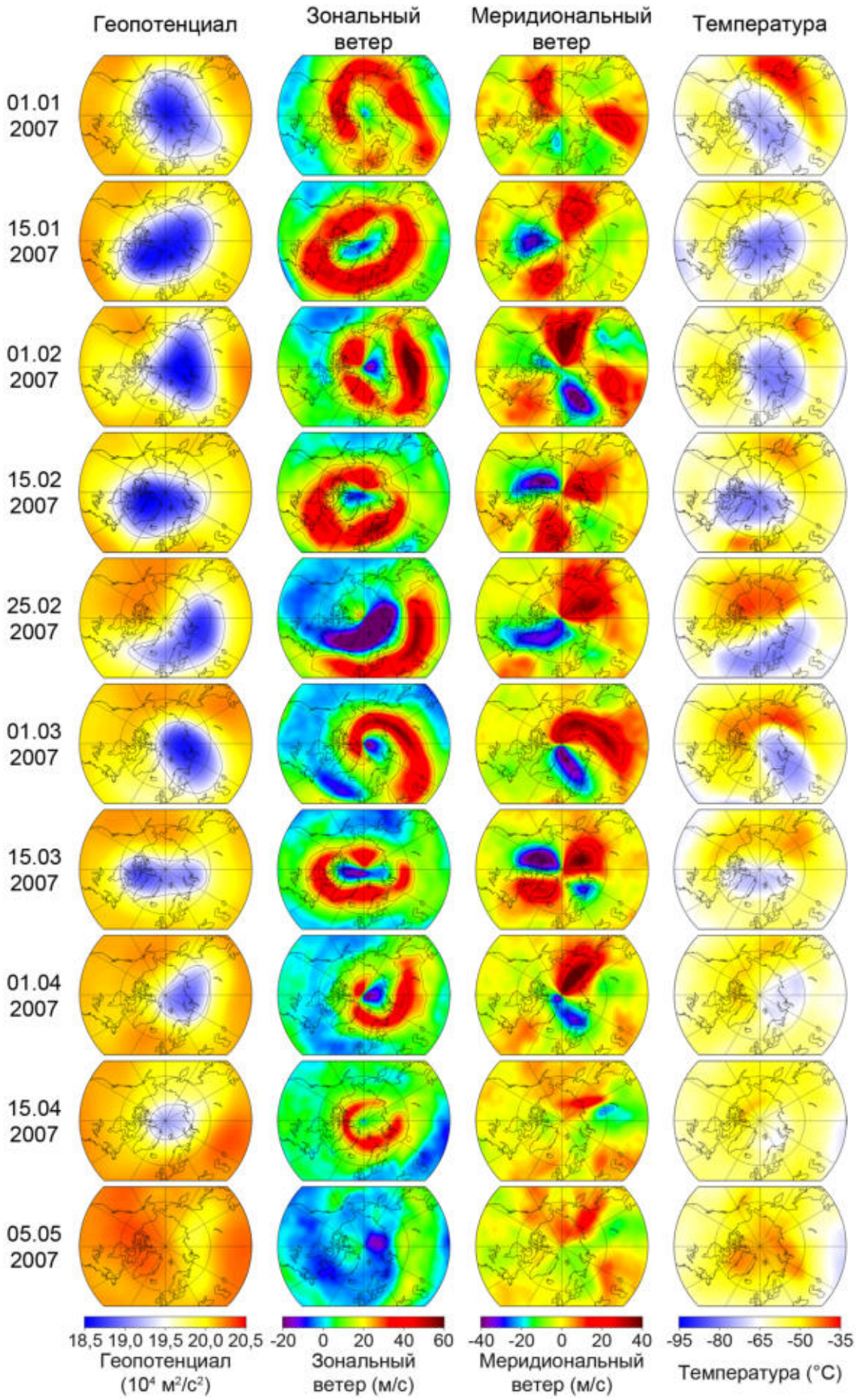

Рис. 5.6. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 1 января по 5 мая 2007 г.

С декабря 2006 г. по март 2007 г., наблюдалось всего 2 случая, когда локально по границе вихря скорость зонального ветра опускалась ниже 20 м/с при еще более низких значениях скорости меридионального ветра: 30 декабря и 1 января. На рис. 5.7 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 28 декабря 2006 г. по 3 января 2007 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. На рис. 5.7, как и на рис. 5.6, граница полярного вихря определяется значениями геопотенциала около $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (на рис. 5.7 выделена контуром), при этом при значениях зонального и меридионального ветра более 20 м/с (для меридионального ветра: более 20 м/с и менее –20 м/с) граница полярного вихря становится динамическим барьером [258] (также выделены контуром). 28 декабря 2006 г. в 00:00 UTC полярный вихрь был достаточно сильным и устойчивым, что определяется не только высокими значениями скорости зонального ветра, но и достаточно низкими значениями геопотенциала и температуры внутри вихря. 30 декабря в 9:00 UTC в результате вытягивания полярного вихря наблюдалось кратковременное (около 1 часа) локальное ослабление границы полярного вихря в районе Исландии, где скорость зонального и меридионального ветра составляли менее 20 м/с, что сразу проявилось в повышении температуры внутри вихря и небольшом уменьшении объема ПСО (рис. 5.4, 5.7). Второй случай ослабления границы полярного вихря в зимне-весенний период 2006/2007 гг. наблюдался с 21:00 UTC 1 января по 00:00 UTC 2 января, т.е. в течение чуть более 3 часов локально по границе вихря (севернее Каспийского моря) скорость зонального и меридионального ветра составляла менее 20 м/с. Как видно из рис. 5.7, в этот период о локальном ослаблении границы полярного вихря свидетельствует распространение холодных воздушных масс за пределы вихря над районом западнее Каспийского моря. Такое кратковременное (чуть более 3 часов), но более длительное, чем в первом случае (около 1 часа), локальное ослабление границы полярного вихря привело к более существенному повышению температуры и полному разрушению частиц ПСО внутри вихря, 2 января объем ПСО был равен 0 км^3 (рис. 5.4).

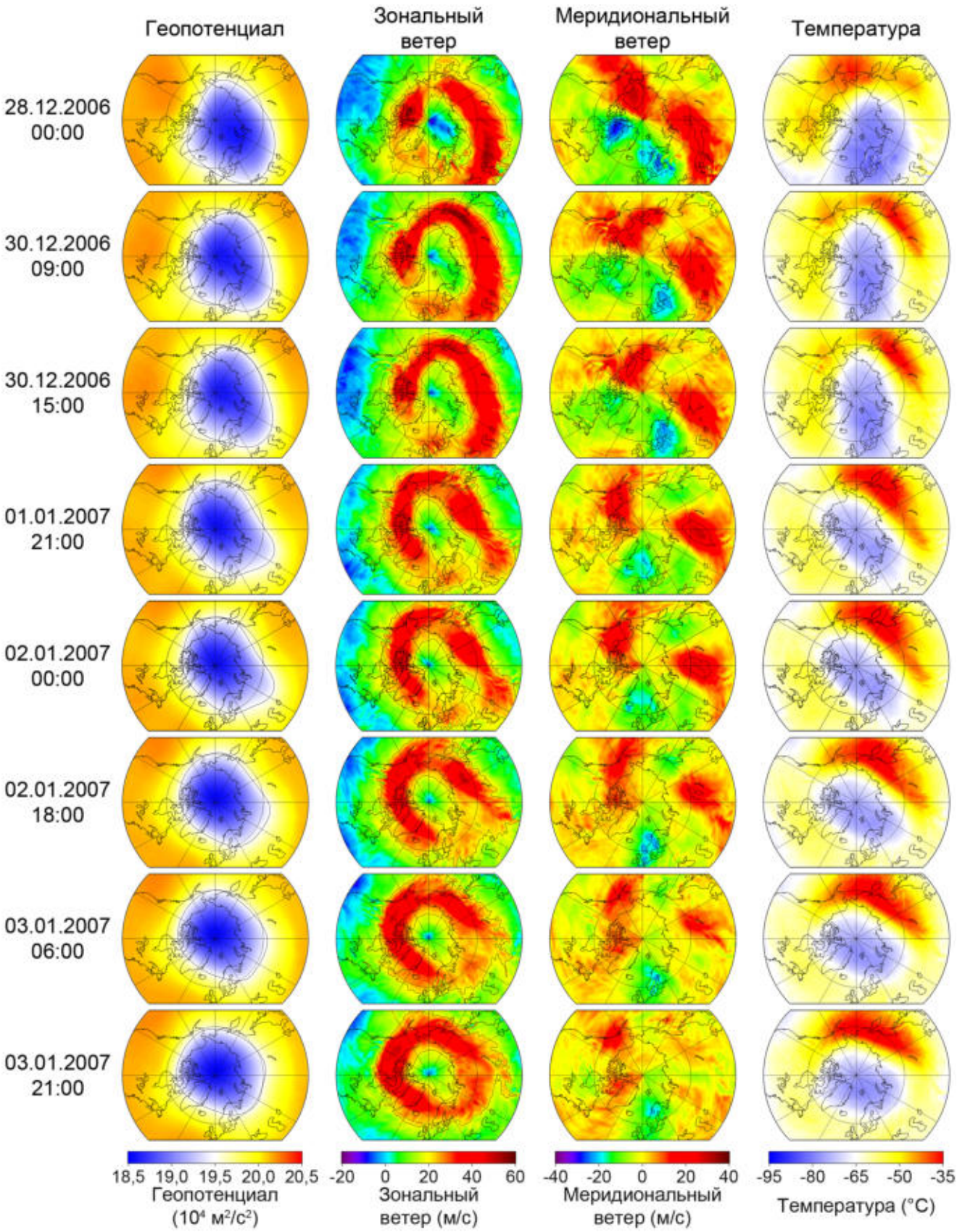

Рис. 5.7. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 28 декабря 2006 г. по 3 января 2007 г.

На рис. 5.8 приведены изменения средней температуры внутри арктического полярного вихря на уровне 50 гПа в середине зимы 2006/2007 гг.,

полученные с использованием метода, основанного на оконтуривании вихрей (§ 4.1), по данным реанализа ERA5 [257]. Как видно из рис. 5.8, небольшое повышение температуры внутри вихря началось с 30 декабря (после первого ослабления динамического барьера вихря). Максимальное увеличение температуры наблюдалось 2 января (когда после второго ослабления динамического барьера разрушились частицы ПСО). Среднее значение температуры внутри вихря 2 января составило –68,66 °С, затем наблюдалось ее понижение (рис. 5.8).

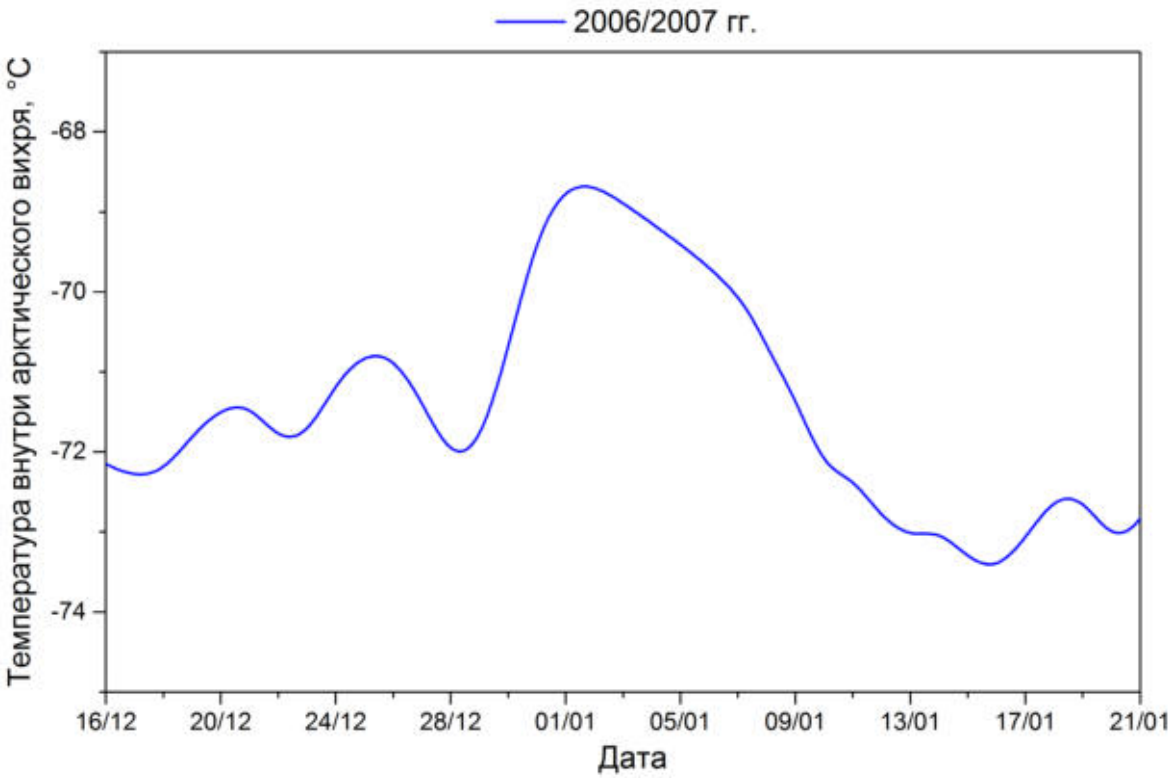

Рис. 5.8. Временной ход средней температуры внутри арктического полярного вихря на уровне 50 гПа с 16 декабря 2006 г. по 21 января 2007 г.

На рис. 5.9 приведены вертикальные профили температуры над станцией Ny-Ålesund (Шпицберген) с конца декабря 2006 г. по начало января 2007 г., полученные из общедоступного архива данных Университета Вайоминга [36]. Как видно из рис. 5.9, 1 января в 18:00 UTC значения температуры в центре арктического полярного вихря в нижней стратосфере превысили –78 °С, что привело к полному разрушению частиц ПСО [258]. Затем в течение следующих нескольких дней наблюдалось понижение температуры до значений, существенно меньших, чем –78 °С.

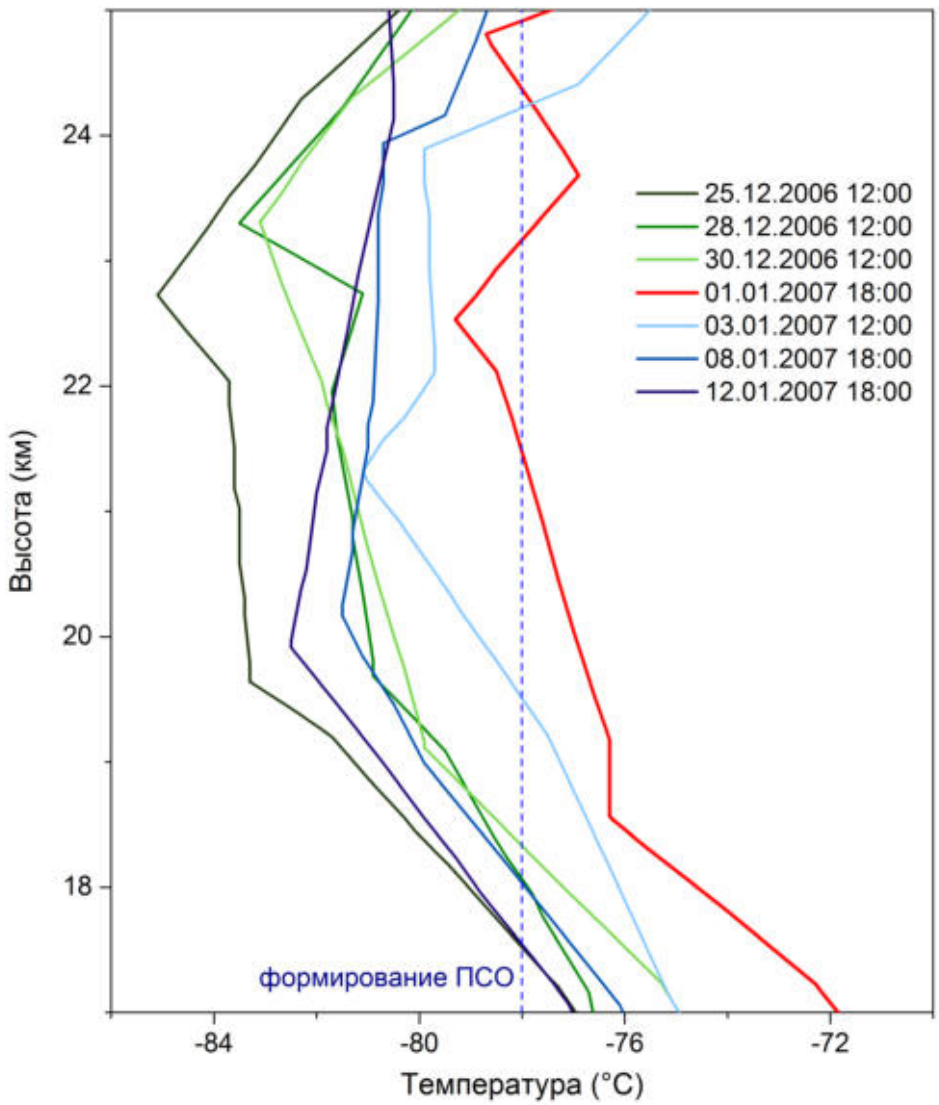

Рис. 5.9. Вертикальные профили температуры с 25 декабря 2006 г. по 12 января 2007 г. над станцией Ny-Ålesund (78,9° с.ш., 11,9° в.д.).

Поля геопотенциала, зонального ветра и температуры для 18:00 UTC 2 января, а также 6:00 и 21:00 UTC 3 января 2007 г. отражают постепенное восстановление вихря, после кратковременного ослабления: менее чем за двое суток вихрь вновь принял круглую форму, более симметричную относительно полюса (рис. 5.7), дальнейшее понижение температуры и рост ПСО наблюдался до конца января (рис. 5.4). Второй случай локального ослабления границы вихря (с 21.00 UTC 1 января по 00.00 UTC 2 января 2007 г.), когда скорость зонального и меридионального ветра составляла менее 20 м/с чуть более 3 часов, оказался более "заметным" по последствиям, чем смещение вихря 24 февраля 2007 г. (с регистрацией ВСП), которое не привело к моментальному полному разрушению частиц ПСО внутри вихря, хоть и способствовало уменьшению их объема. Не

наблюдалось полного разрушения частиц ПСО также во время кратковременного (около 1 часа) ослабления границы полярного вихря 30 декабря.

Таким образом, в зимне-весенний период 2006/2007 гг. полное разрушение частиц ПСО наблюдалось 2 января и произошло после ослабления арктического полярного вихря, при котором скорость зонального и меридионального ветра на небольшом участке границы полярного вихря (севернее Каспийского моря) составляла менее 20 м/с в течение чуть более 3 часов. Такое локальное ослабление границы полярного вихря привело к кратковременному ухудшению динамического барьера и последующему повышению температуры внутри вихря. В качестве отдаленного последствия наблюдался достаточно высокий уровень ОСО внутри вихря в конце зимы, свидетельствующий об отсутствии масштабного протекания реакций разрушения озона, характерного для арктических озоновых аномалий.

Для проверки критериев ослабления динамического барьера по границе полярного вихря в нижней стратосфере (локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра по границе вихря ниже 20 м/с в течение более 3-х часов), предшествующего кратковременному разрушению ПСО, были проанализированы все случаи из табл. 5.3, когда после эпизода разрушения частиц ПСО в первой половине зимы, в период с конца зимы по весну в условиях сильного полярного вихря в присутствии вновь сформировавшихся частиц ПСО масштабного разрушения озона не наблюдалось.

На рис. 5.10 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 3 по 14 января 1980 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. На рис. 5.10, как и на всех последующих в пределах § 5.4, выделены контуром значения геопотенциала $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2 (граница вихря), а также значения зонального ветра 20 м/с и меридионального ветра ±20 м/с (за пределами которых граница полярного вихря перестает быть динамическим барьером (§ 4.1, 5.3) [258]). Зимой 1979/1980 гг. полярный вихрь был достаточно сильным и устойчивым и существовал с ноября до середины марта.

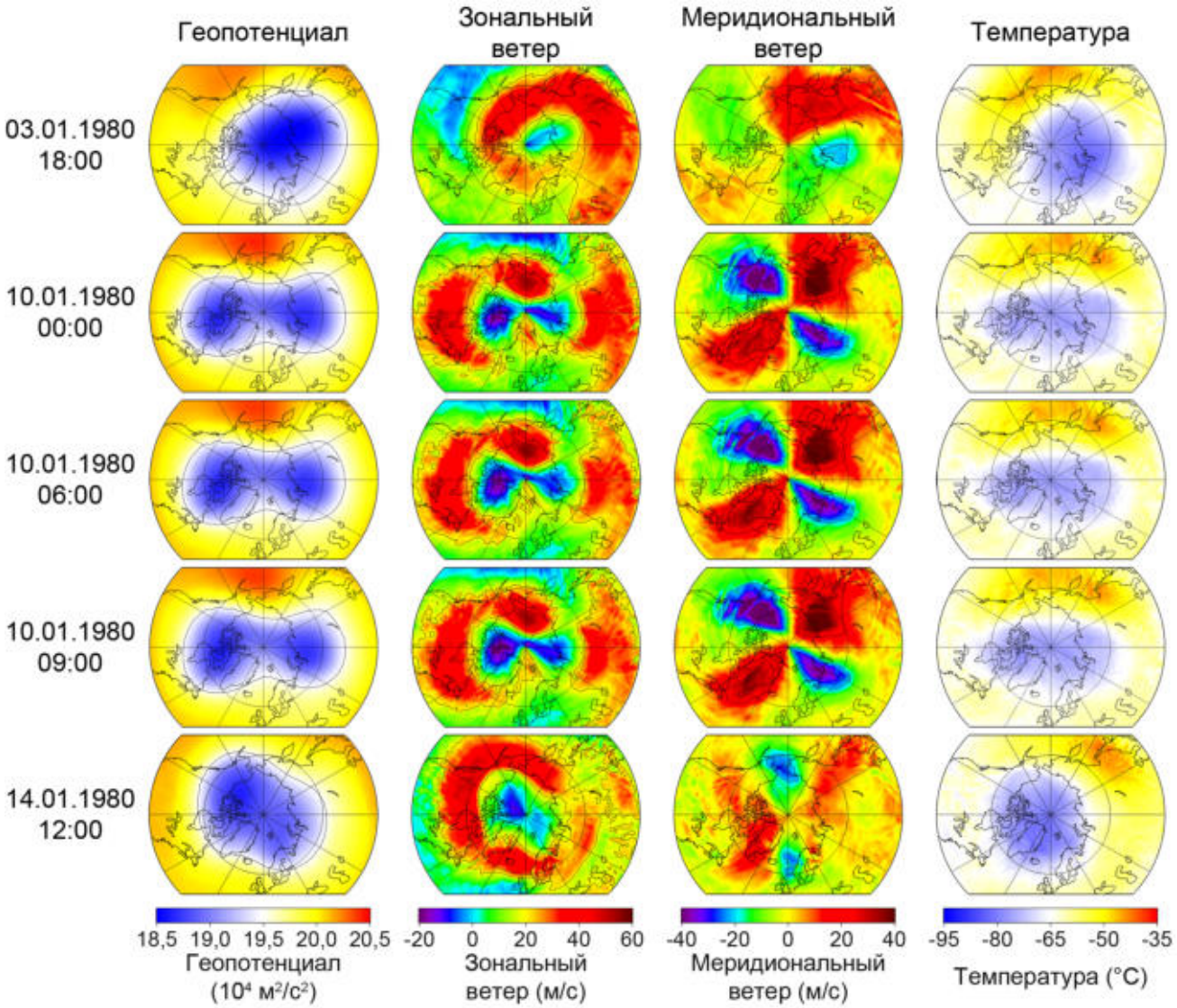

Рис. 5.10. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 3 по 14 января 1980 г.

Кратковременное ослабление полярного вихря в зимне-весенний период 1979/1980 гг. наблюдалось 10 января. В начале и середине января, т.е. до и после ослабления вихря, полярный вихрь был достаточно устойчив и имеел круглую форму (рис. 5.10). 10 января в 00:00 UTC наблюдалось вытягивание полярного вихря, но скорость зонального (и в некоторых частях границы вихря меридионального) ветра превышала 20 м/с. В 6:00 UTC наблюдалось начавшееся ранее ослабление динамического барьера по границе вихря над северной частью Гренландии (скорость зонального и меридионального ветра была менее 20 м/с), сопровождающееся повышением температуры и разрушением ПСО. Площадь ПСО на уровне 460 K (~ 20 км) S_{PSC} 10 и 11 января была равна 0 млн. км^2, хотя еще 5 января S_{PSC} составляла 6,85 млн. км^2 почти в 2 раза превышая 40-летнее

среднее для этой даты, а 14 января достигла значения 7,11 млн. км^2, в 1,5 раза превысив среднее значение [35]. Снижение скорости ветра по границе полярного вихря ниже 20 м/с 10 января 1980 г. наблюдалось в течение чуть более 3 ч до 9:00 UTC.

На рис. 5.11 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 18 по 27 декабря 1983 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 1983/1984 гг. арктический полярный вихрь был очень сильным в январе и, особенно, в феврале, в частности 11 февраля наблюдалась максимальная за 40 лет площадь ПСО S_{PSC} = 10,85 млн. км^2 [35], но разрушения озона не наблюдалось. Ослабление полярного вихря произошло в конце декабря. С 20 декабря наблюдалось его вытягивание, достигшее пика 23 декабря, когда над Гудзоновым проливом более суток скорость зонального и меридионального ветра составляла менее 20 м/с (S_{PSC} = 0 млн. км^2 с 23 по 26 декабря [35]).

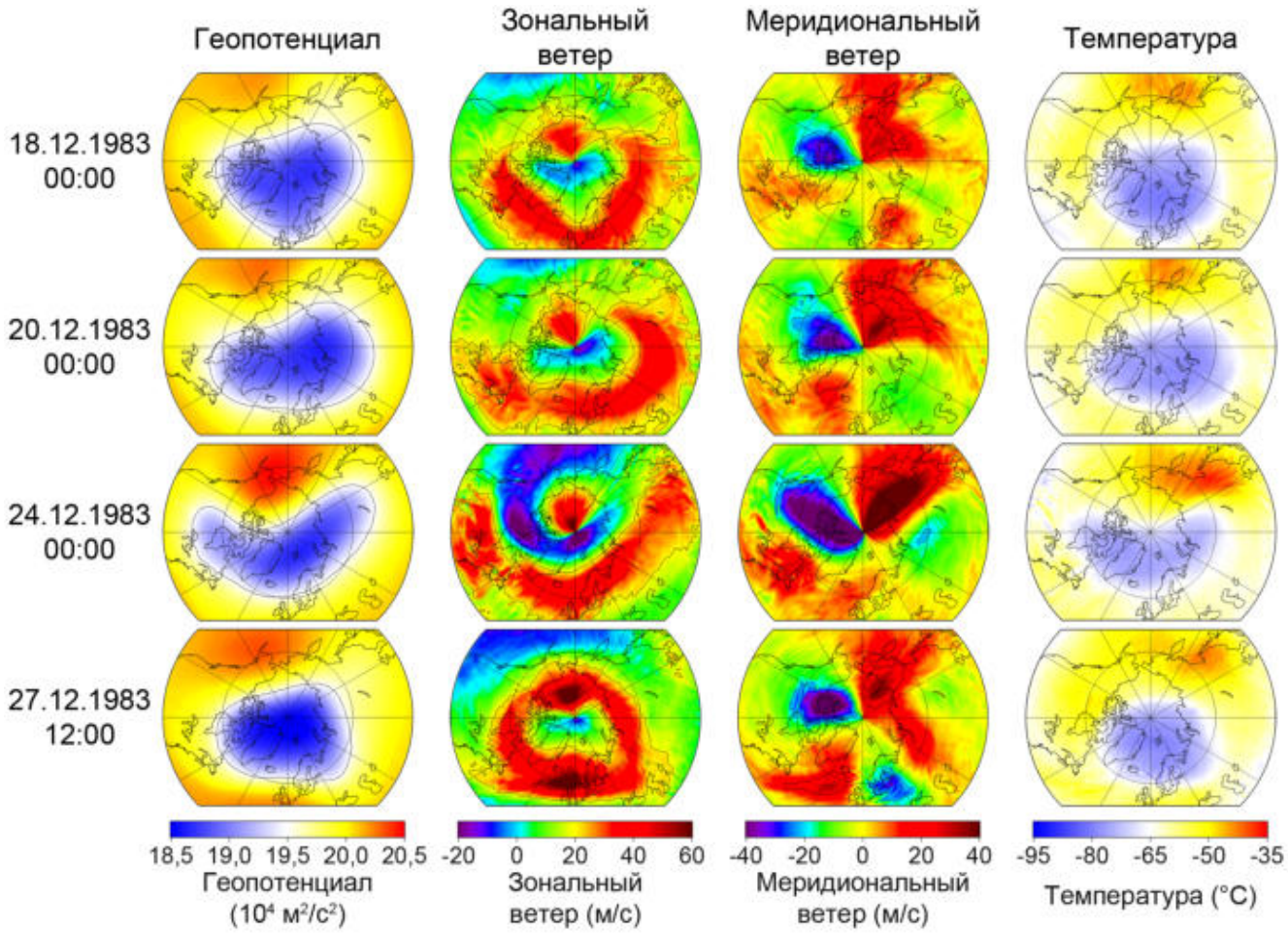

Рис. 5.11. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 18 по 27 декабря 1983 г.

На рис. 5.12 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 2 декабря 1987 г. по 29 января 1988 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 1987/1988 гг. полярный вихрь был достаточно слабым в течение всего декабря, его существенное усиление наблюдалось в январе и, особенно, в феврале (с 18 по 22 февраля регистрировался максимальный за 40 лет объем ПСО внутри вихря). Начавшие формироваться в ноябре ПСО растаяли в декабре, в течение всего месяца наблюдалось ослабление динамического барьера в разных частях границы вихря (с 1 по 31 декабря $S_{PSC} = 0$ млн. км^2 [35]). Как видно из рис. 5.12, в частности, 2 декабря понижение скорости зонального и меридионального ветра ниже 20 м/с по границе вихря наблюдалось над Карелией, 15 декабря произошло расщепление полярного вихря. Стремительное усиление полярного вихря с января по февраль проявляется, в частности, в полях геопотенциала, зонального и меридионального ветра и температуры за 19 и 29 января (рис. 5.12).

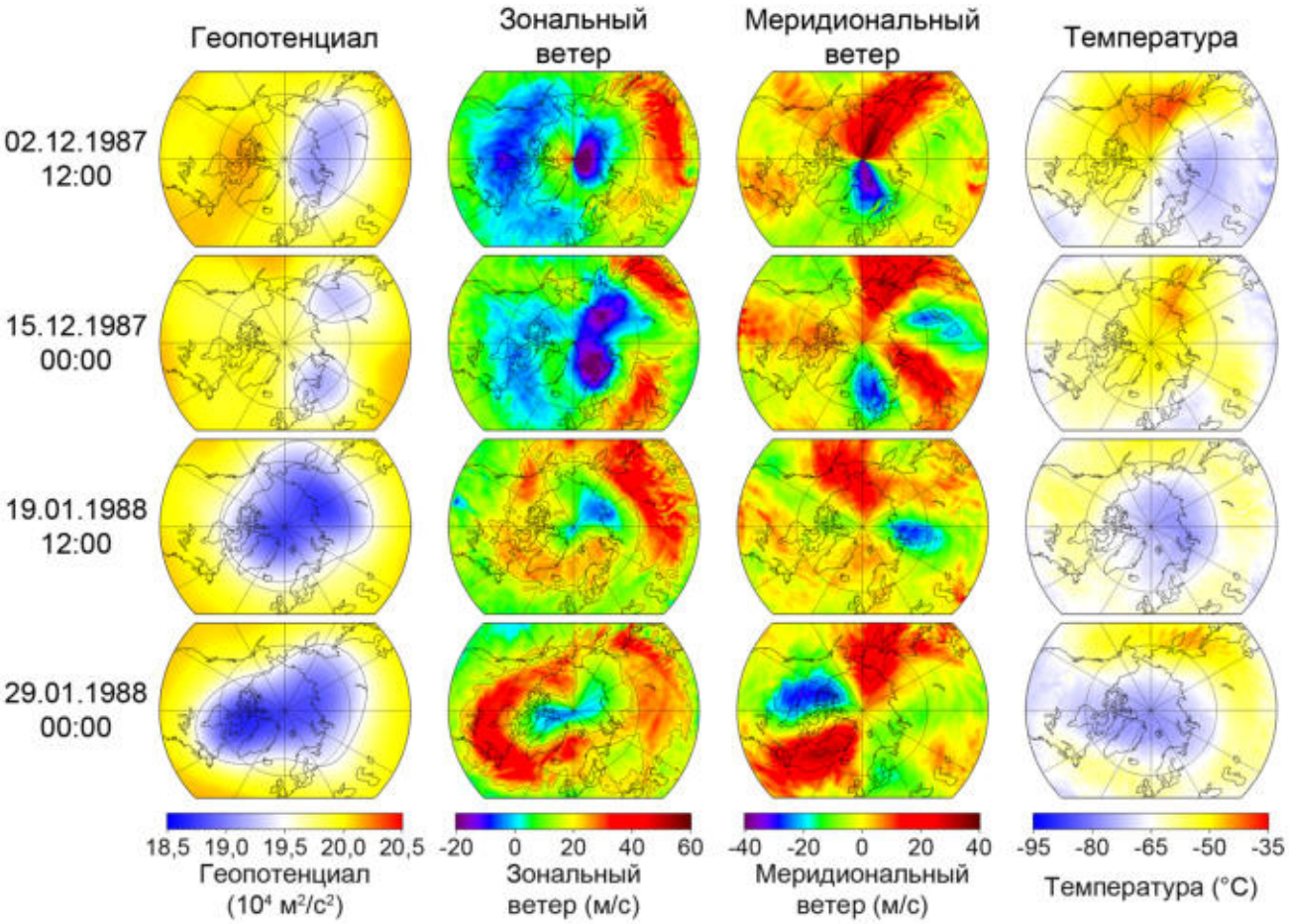

Рис. 5.12. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 2 декабря 1987 г. по 29 января 1988 г.

На рис. 5.13 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 8 по 30 декабря 1989 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. В зимне-весенний период 1989/1990 гг. полярный вихрь был достаточно слабым в первой половине декабря и вместе с тем необычно сильным с конца декабря до конца марта, при этом, как и в других случаях из табл. 5.3, масштабного разрушения озона в период с конца зимы по весну не наблюдалось. С начала зимы по 20 декабря, в большинстве случаев, $S_{PSC} = 0$ млн. км^2 (за исключением периода с 8 по 11 декабря, когда $S_{PSC} < 0{,}69$ млн. км^2 [35]). Практически в течение всего периода с момента формирования полярного вихря до 20 декабря наблюдалось ослабление границы полярного вихря в ее разных частях (локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с). 20 декабря произошло усиление полярного вихря (рис. 5.13), поля геопотенциала, зонального ветра и температуры за 28 и 30 декабря 1989 г. демонстрируют очень сильный полярный вихрь.

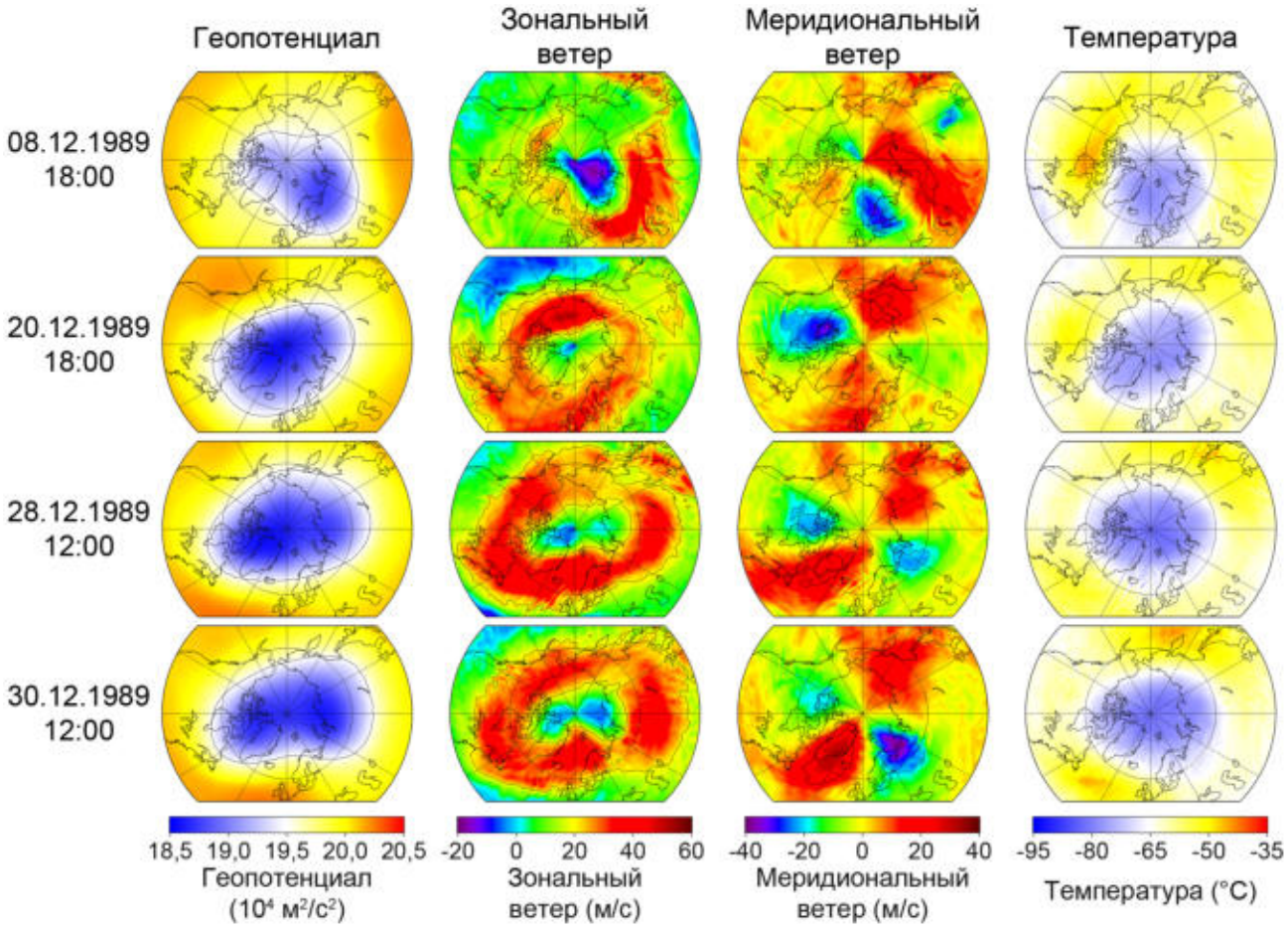

Рис. 5.13. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 8 по 30 декабря 1989 г.

На рис. 5.14 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 21 декабря 1993 г. по 13 января 1994 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 1993/1994 гг. ослабление полярного вихря наблюдалось в начале января. Как видно из рис. 5.14, во второй половине декабря полярный вихрь был достаточно сильным, но при этом существенно смещенным относительно полюса (хотя ВСП не регистрировалось [54]). С 2 по 5 января 1994 г. $S_{PSC} = 0$ млн. км^2 [35] в результате локальных ослаблений границы полярного вихря. В частности, 5 января наблюдалось ослабление границы полярного вихря (уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с) над Гудзоновым проливом, наблюдавшееся до 21:00 UTC (рис. 5.14). К середине января произошло усиление полярного вихря, как видно из рис. 5.14, 13 января 1994 г. полярный вихрь был достаточно устойчив, несмотря на то, что по-прежнему значительно смещен относительно полюса.

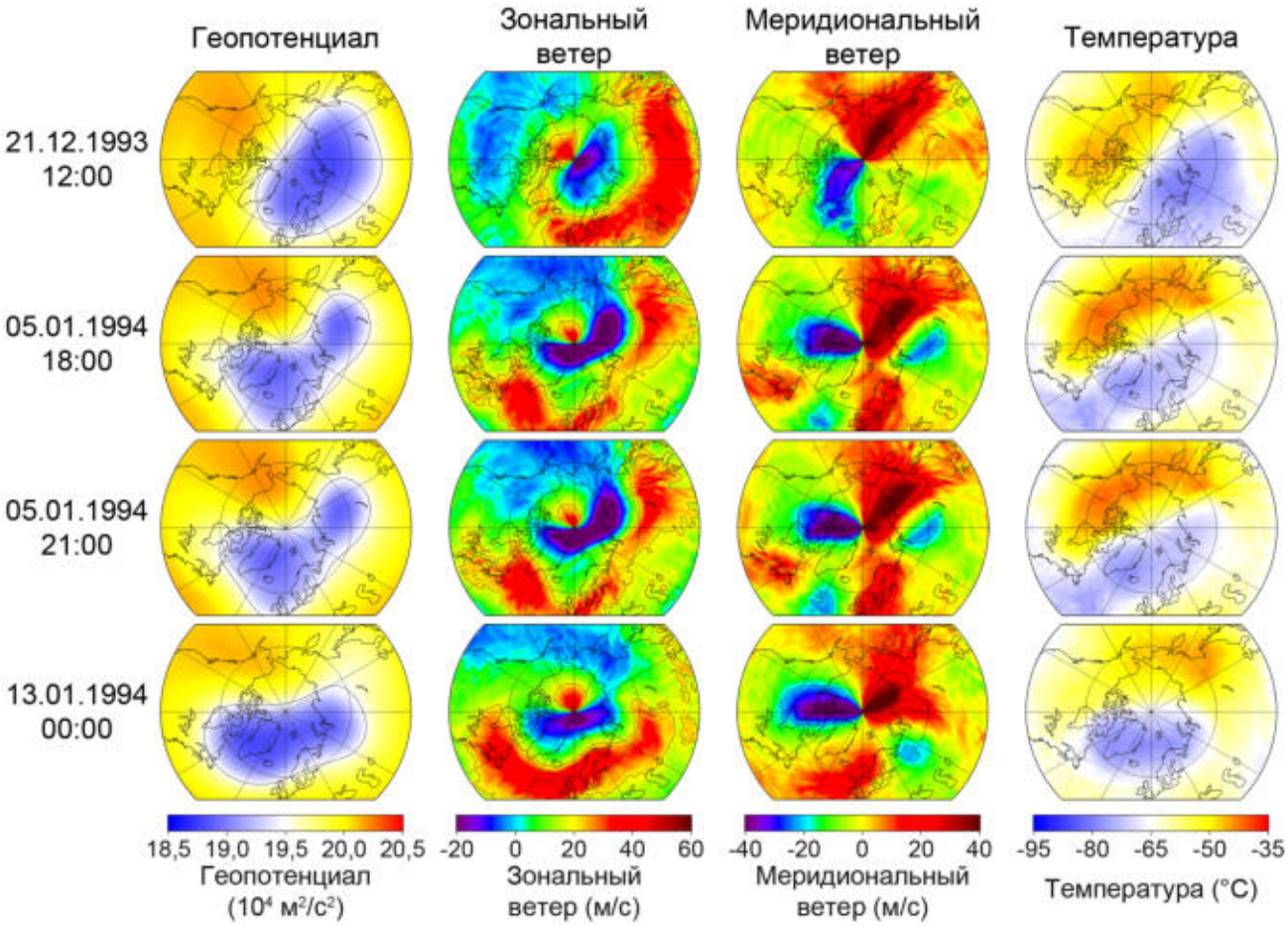

Рис. 5.14. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 21 декабря 1993 г. по 13 января 1994 г.

На рис. 5.15 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 30 декабря 1997 г. по 29 января 1998 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 1997/1998 гг. ослабление полярного вихря наблюдалось в первой половине января. Как видно из рис. 5.15, в конце декабря (как и в конце января) полярный вихрь был сильным и устойчивым. Ослабление полярного вихря, при котором происходило ослабление границы вихря в ее разных частях (локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с), наблюдалось с 4 по 18 января 1998 г. В течение этого периода S_{PSC} составляла 0 млн. км^2 [35]. Как видно из рис. 5.15, в частности, 4 января два небольших локальных ослабления границы вихря наблюдались над северной частью о. Сахалин и южной частью Гренландии. 18 декабря с 12:00 UTC граница вихря вновь стала динамическим барьером на всем своем протяжении (скорость ветра больше 20 м/с), начали формироваться ПСО (19 января S_{PSC} = 0,29 млн. км^2 [35]).

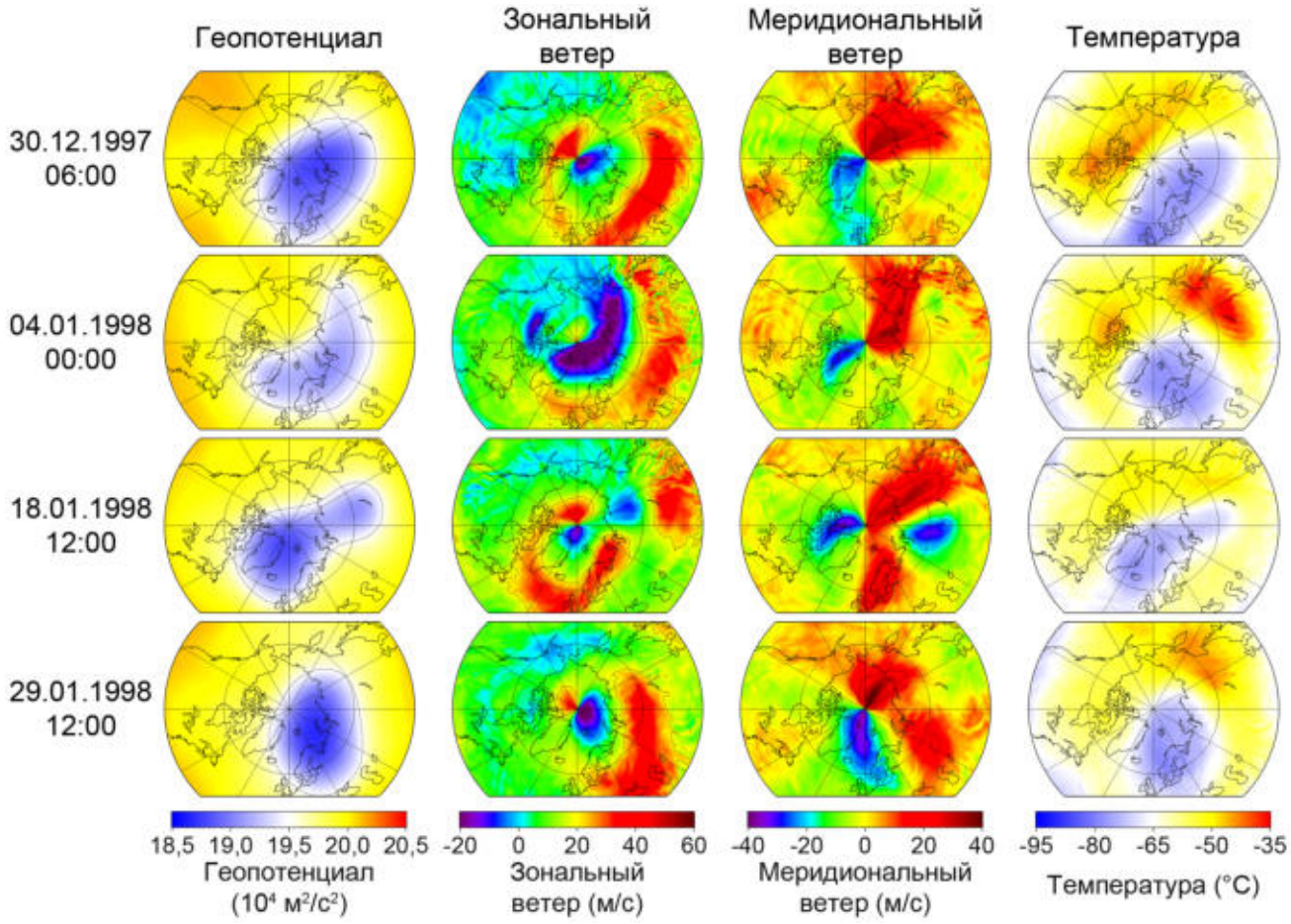

Рис. 5.15. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 30 декабря 1997 г. по 29 января 1998 г.

На рис. 5.16 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 20 по 31 января 2008 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 2007/2008 гг. полярный вихрь был достаточно сильным с декабря по февраль. Кратковременное локальное ослабление границы вихря наблюдалось 26 января. Как видно из рис. 5.16, несмотря на то, что с 20 по 31 января полярный вихрь был достаточно сильным (как и в течение всего периода с декабря 2007 г. по февраль 2008 г.), однако с 25 по 27 января наблюдалось его вытягивание, в результате которого 26 января произошло ослабление границы вихря (локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с) над северной частью Казахстана, регистрируемое более 3 ч (26 января S_{PSC} = 0 млн. км^2 [35]).

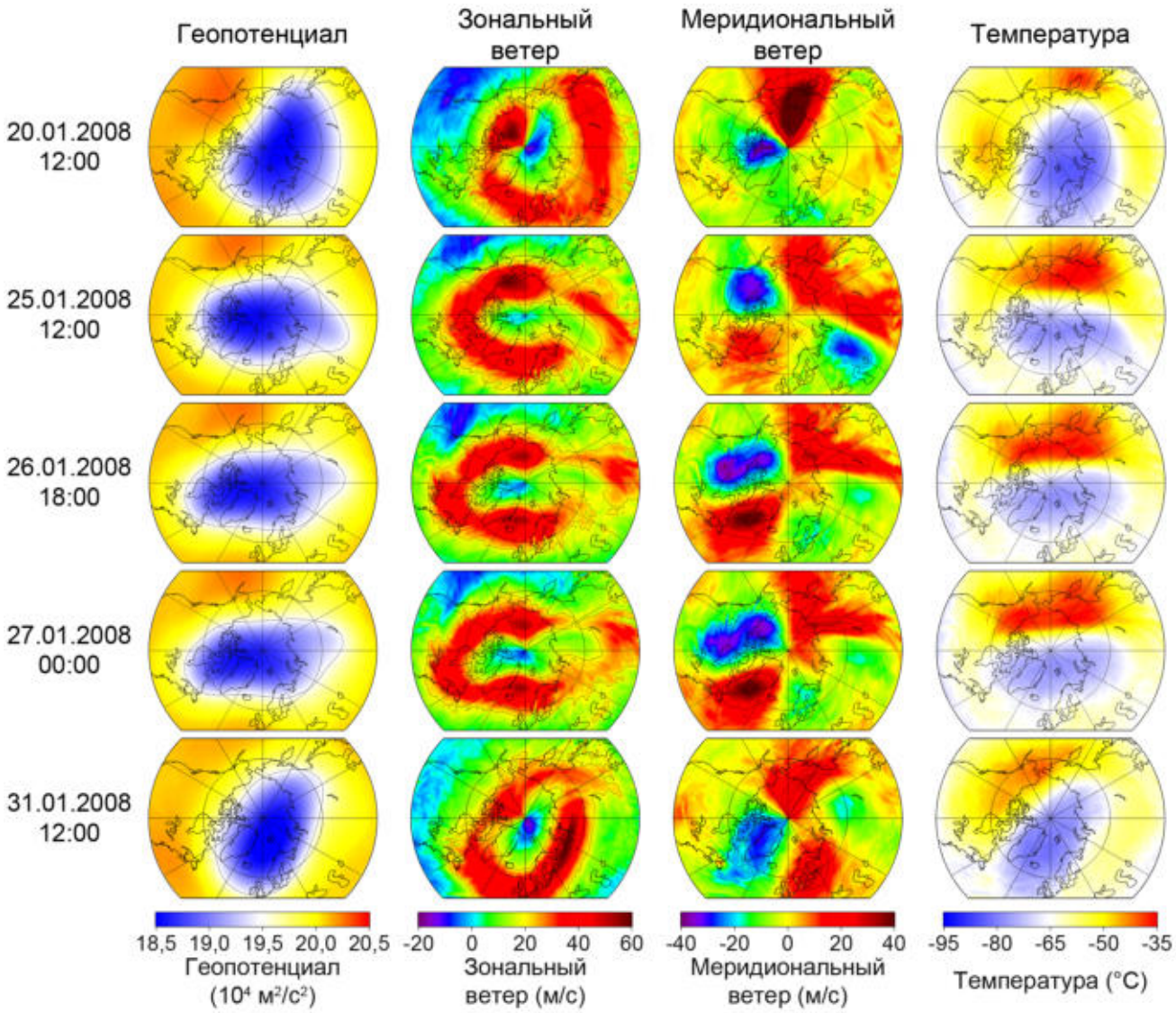

Рис. 5.16. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 20 по 31 января 2008 г.

На рис. 5.17 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 3 по 25 декабря 2013 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. В зимне-весенний период 2013/2014 гг. полярный вихрь был достаточно сильным с конца ноября по начало марта, при этом ослабление вихря наблюдалось с 9 по 12 декабря. Как видно из рис. 5.17, в начале декабря полярный вихрь был достаточно сильным, устойчивым и при этом хорошо центрированным относительно полюса. С 9 по 12 декабря 2013 г. произошло ослабление границы полярного вихря (локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с), в частности 10 декабря наблюдавшееся над территорией недалеко от Обской губы (S_{PSC} = 0 млн. км^2 с 9 по 13 декабря [35]). 13 декабря с 00:00 UTC граница полярного вихря вновь стала динамическим барьером и к концу декабря он значительно усилился (в частности, 25 декабря S_{PSC} = 9,24 млн. км^2 [35], что почти в 3 раза больше 40-летнего среднего значения для этой даты).

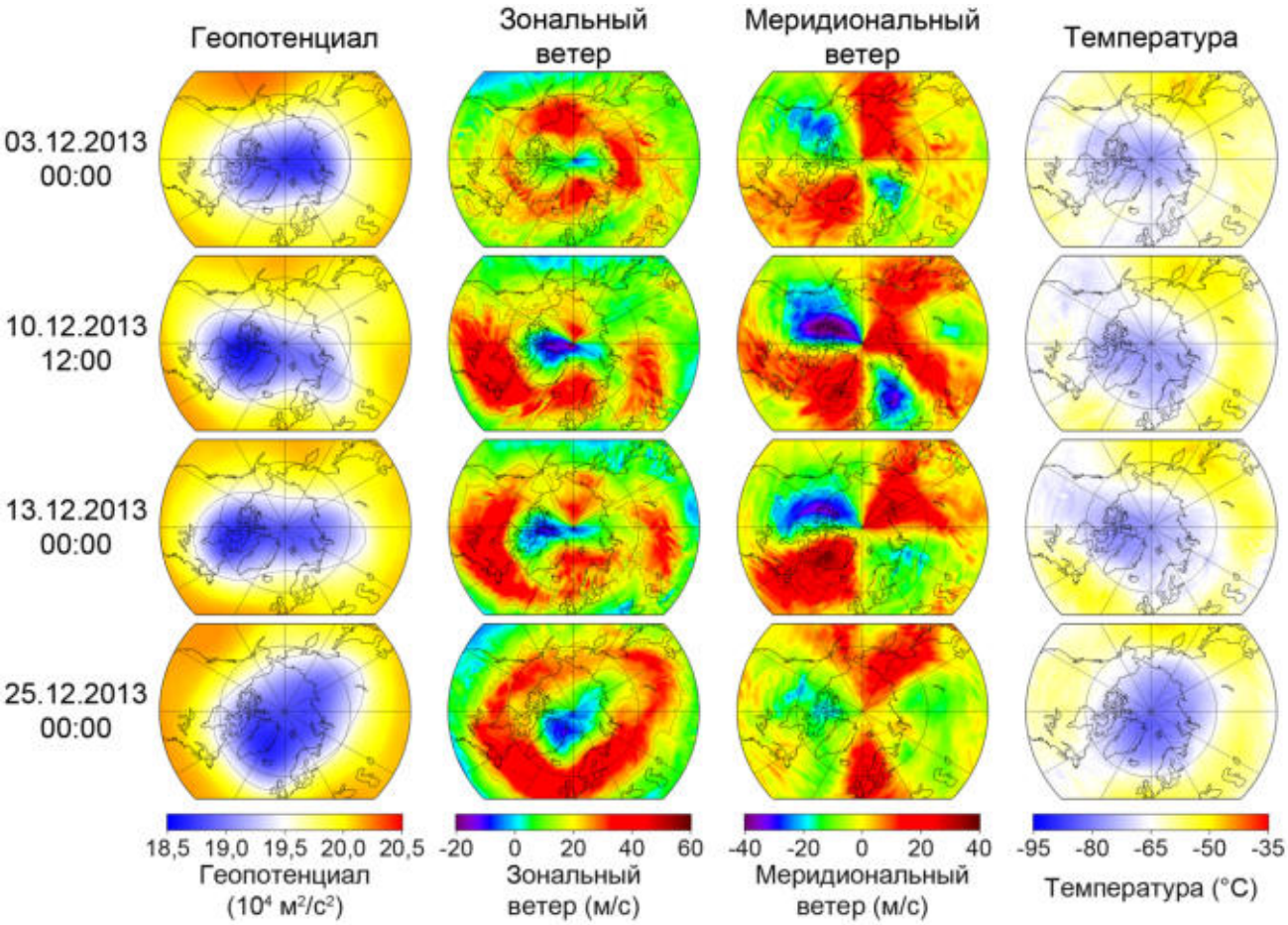

Рис. 5.17. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 3 по 25 декабря 2013 г.

На рис. 5.18 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 14 по 20 января 2017 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Зимой 2016/2017 гг. полярный вихрь был достаточно сильным с середины декабря по первую половину февраля, при этом в середине января наблюдалось его кратковременное ослабление. Как видно из рис. 5.18, 14 января 2017 г. полярный вихрь был еще достаточно сильным, после чего 16 января наблюдалось его искривление и последующее локальное ослабление границы вихря (уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с), наблюдавшееся более 3 ч над территорией южнее Обской губы (в результате 17 января S_{PSC} составила 0 млн. км^2 [35]). Поля геопотенциала, зонального ветра и температуры за 19 и 20 января 2017 г. демонстрируют постепенное усиление полярного вихря (рис. 5.18), которое наблюдалось вплоть до середины февраля, после чего в конце марта полярный вихрь разрушился.

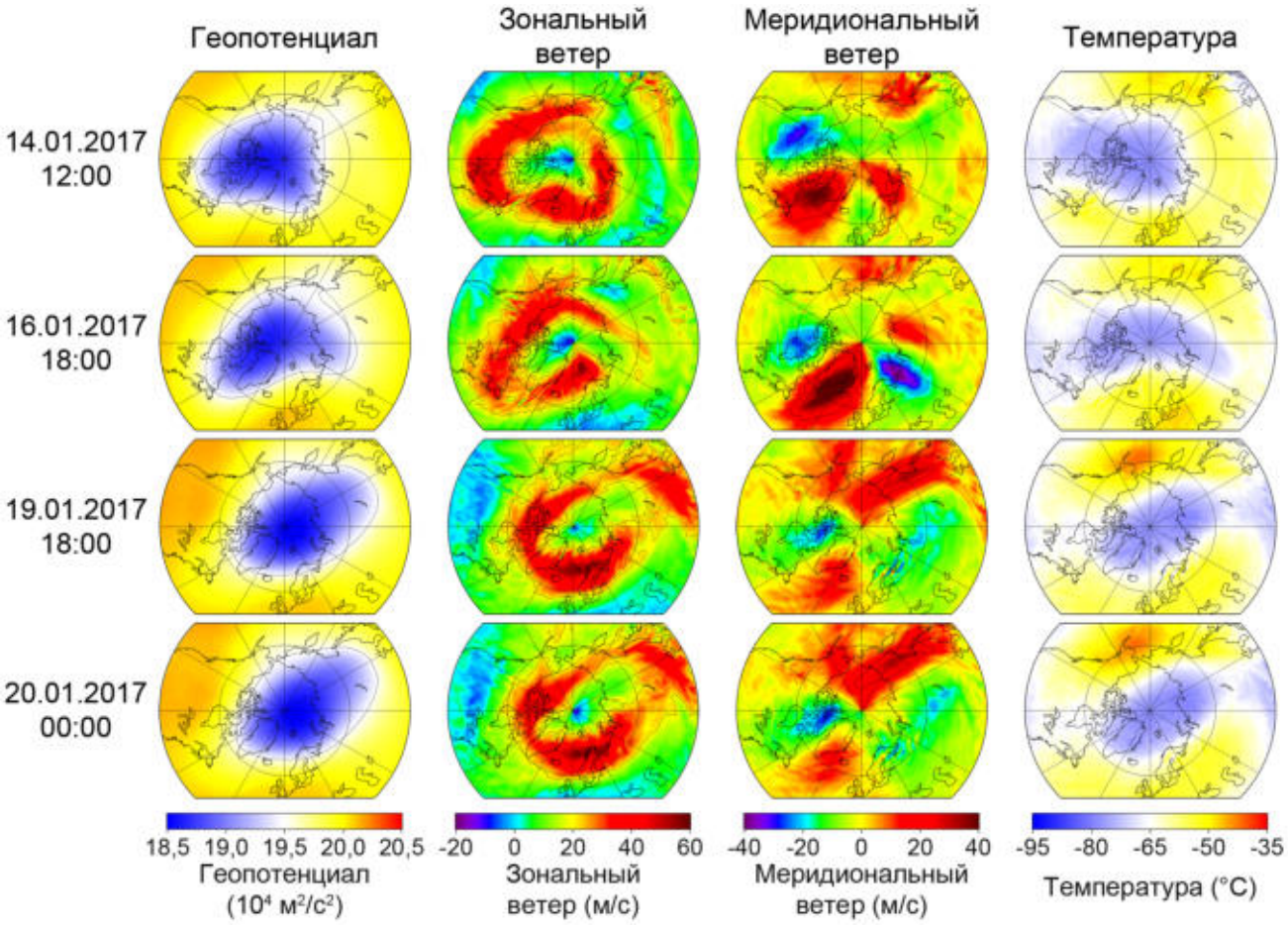

Рис. 5.18. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 14 по 20 января 2017 г.

На рис. 5.19 приведены среднечасовые поля геопотенциала, зонального и меридионального ветра, температуры с 10 декабря 2017 г. по 10 января 2018 г. на уровне 50 гПа над Арктикой по данным реанализа ERA5 [257]. Арктический полярный вихрь в зимне-весенний период 2017/2018 гг. был относительно устойчивым и существовал с ноября по март, при этом ослабление полярного вихря наблюдалось в первой половине декабря. Как видно из рис. 5.19, локальное ослабление границы вихря (уменьшение скорости зонального и меридионального ветра менее 20 м/с) наблюдалось 10 декабря в течение практически суток над Аляской (10 декабря S_{PSC} уменьшилась до 0,03 млн. км^2 [35]). В дальнейшем полноценное усиление полярного вихря наблюдалось только с 24 декабря (рис. 5.19). С января по первую половину февраля полярный вихрь был достаточно сильным, устойчивым и хорошо центрированным относительно полюса, однако масштабного протекания реакций разрушения озона, характерного для арктических озоновых аномалий не наблюдалось.

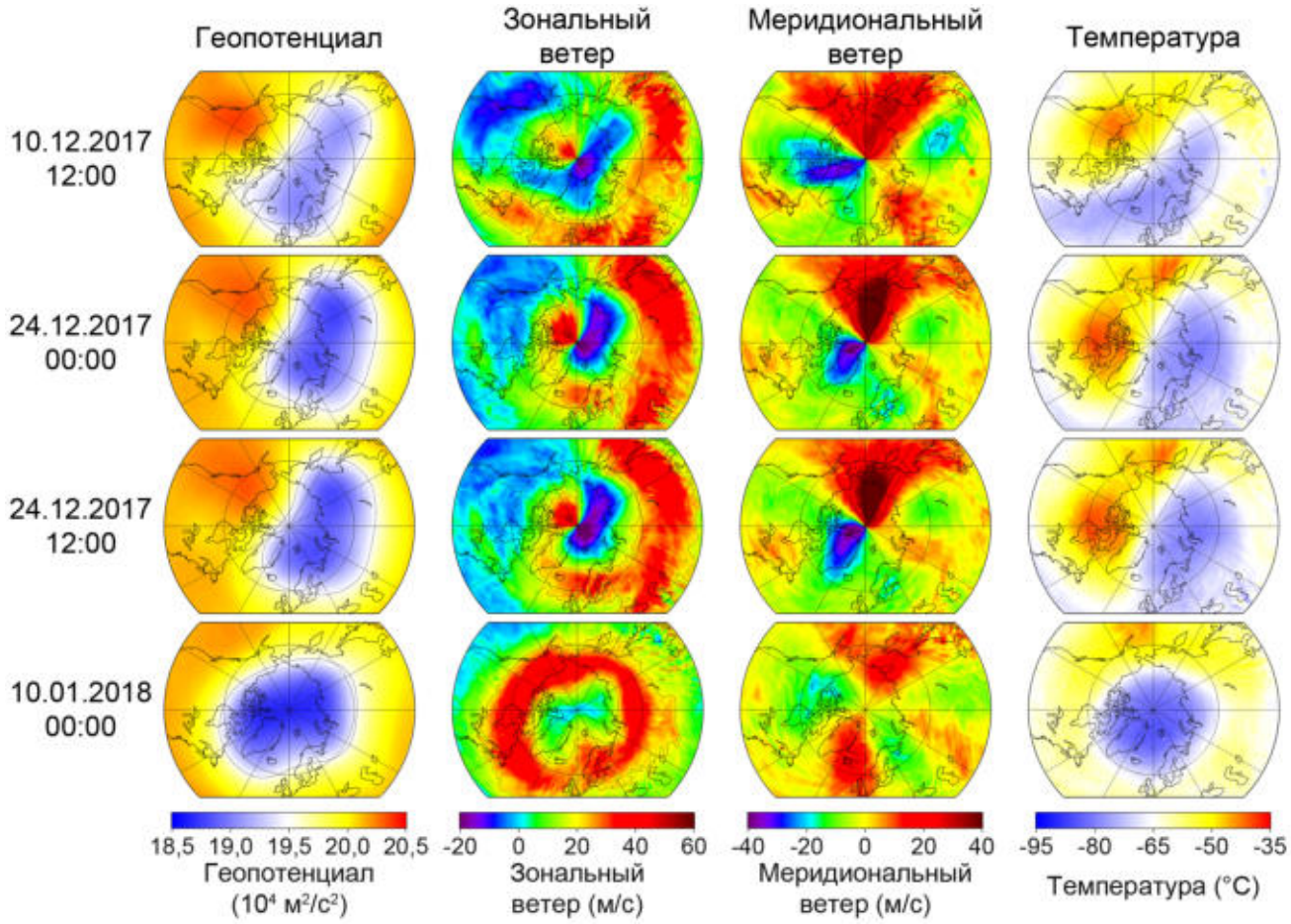

Рис. 5.19. Поля геопотенциала, зонального ветра, меридионального ветра и температуры на уровне 50 гПа над Арктикой для выборочных дат в период с 10 декабря 2017 г. по 10 января 2018 г.

Таким ообразом, в параграфе рассмотрены критерии ослабления динамического барьера полярного вихря. Ранее, в § 4.1, с использованием метода оценки основных параметров вихря, основанного на его оконтуривании, было показано, что полярный вихрь характеризуется наличием динамического барьера при скорости ветра по границе не менее 20 м/с. Для проверки критерия ослабления динамического барьера по границе полярного вихря в нижней стратосфере, предшествующего кратковременному разрушению ПСО, были проанализированы все случаи из табл. 5.3, когда после эпизода разрушения частиц ПСО в первой половине зимы, в период с конца зимы по весну в условиях сильного полярного вихря в присутствии вновь сформировавшихся частиц ПСО масштабного разрушения озона не наблюдалось. Происходящие под влиянием планетарных волн кратковременные вытягивания и смещения полярного вихря в середине зимы способствуют локальным ослаблениям динамического барьера по границе вихря [518–520]. При вытягивании вихря его граница в некоторых частях может определяться меридиональной составляющей ветра, при этом локально уменьшается скорость зонального ветра и увеличивается меридионального. Критериями ослабления динамического барьера по границе вихря в нижней стратосфере (на уровне 50 гПа) являются локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра ниже 20 м/с (для меридионального ветра: менее 20 м/с и более –20 м/с) по границе вихря, определяемой значениями геопотенциала ~ $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2. Такое ослабление, сохраняющееся не менее 3-х часов, как правило, сопровождается повышением температуры и полным разрушением частиц ПСО внутри полярного вихря. Происходит изменение газового и аэрозольного состава внутренней атмосферы вихря вплоть до ее первоначального состояния, когда полярный вихрь только сформировался и еще не содержит продуктов протекания гетерогенных реакций в достаточном количестве для масштабного разрушения озона с появлением солнечного излучения в конце зимы. В итоге даже в тех случаях, когда происходило усиление полярного вихря в конце зимы, сопровождающееся ростом объема ПСО, озоновые аномалии не регистрировались.

5.4. Выводы

В пятой главе рассмотрены последствия ослабления динамического барьера полярного вихря. В параграфе 5.1 исследована роль устойчивости арктического полярного вихря в начале зимы в формировании озоновой аномалии с конца зимы по весну. Выявлено, что в некоторых случаях в условиях сильного полярного вихря, содержащего ПСО в конце зимы (в феврале), масштабного разрушения озона внутри вихря, характерного для арктических озоновых аномалий, не происходило. На основе анализа динамики северного полярного вихря, показано, что важную роль в формировании арктической озоновой аномалии играет устойчивость полярного вихря не только в период с конца зимы по весну, но и в предшествующие зимние месяцы. В параграфе 5.2 рассмотрены последствия зимнего ослабления арктического полярного вихря. Значительный рост температуры и полное разрушение частиц ПСО, безусловно, свидетельствуют о факте ослабления динамического барьера вихря в нижней стратосфере. В результате разрушения частиц ПСО молекулы HCl и $ClONO_2$, которые адсорбировались на поверхности частиц ПСО за декабрь, высвобождаются и процесс их накопления на ПСО (предшествующий гетерогенным реакциям) начинается заново. В параграфе 5.3 рассмотрены критерии локального ослабления динамического барьера полярного вихря, сопровождающегося ростом температуры и разрушением частиц ПСО.

Основные выводы:

1) Происходящие зимой вытягивания полярного вихря могут приводить к ослаблению динамического барьера вихря и последующему увеличению температуры и изменению газового и аэрозольного состава внутри вихря. Разрушение частиц ПСО (в результате повышения температуры) приводит к прерыванию процесса накопления HCl и $ClONO_2$ на их поверхности, необходимого для протекания последующих гетерогенных и фотохимических реакций (каталитический цикл разрушения озона).

2) В формировании арктической озоновой аномалии важную роль играет устойчивость полярного вихря не только в текущий момент времени, но и в предшествующие зимние месяцы. Происходящие зимой кратковременные ослабления динамического барьера вихря, сопровождающиеся разрушением частиц ПСО, приводят к тому, что в последующие месяцы даже в условиях сильного вихря, содержащего ПСО, масштабного разрушения озона не наблюдается.
3) Критериями ослабления динамического барьера по границе вихря в нижней стратосфере (на уровне 50 гПа) являются локальное уменьшение скорости зонального и меридионального ветра ниже 20 м/с (для меридионального ветра: менее 20 м/с и более –20 м/с) по границе вихря, определяемой значениями геопотенциала $19{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2. Такое ослабление, сохраняющееся не менее 3-х часов, как правило, сопровождается повышением температуры и полным разрушением частиц ПСО внутри полярного вихря.

Ключевой результат:

Показаны ослабления динамического барьера полярного вихря в нижней стратосфере: локальное уменьшение скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с, сопровождающееся повышением температуры внутри вихря и разрушением частиц ПСО.

По результатам пятой главы сформулировано пятое защищаемое положение: «Ослабления динамического барьера полярного вихря в зимний период, характеризующиеся локальным уменьшением скорости ветра ниже 20 м/с по границе вихря и сопровождающиеся разрушением частиц ПСО внутри вихря, приводят к тому, что в период с конца зимы по весну даже в условиях сильного вихря (содержащего вновь сформировавшиеся ПСО) разрушения озона не наблюдается» [133, 258].

Заключение

В работе исследованы причины, последствия и особенности аномальной динамики арктического и антарктического стратосферных полярных вихрей. В первой главе рассмотрены особенности сезонных изменений полярных вихрей. Показано, что антарктический полярный вихрь, кроме того, что характеризуется существенно большей силой и устойчивостью, чем арктический вихрь, имеет смещенный в весенний период пик активности в нижней стратосфере. Во второй главе исследовано влияние внеполярной стратосферы на динамику полярных вихрей. Показана определяющая роль изменений температуры нижней субтропической стратосферы в формировании, усилении и ослаблении антарктического полярного вихря. В третьей главе исследовано влияние вулканических извержений на динамику полярных вихрей. Показано, что усиление арктического полярного вихря в большинстве случаев наблюдалось вследствие повышения температуры нижней тропической стратосферы после извержений тропических вулканов с высотой выброса не менее 18 км. По результатам первых трех глав показано, что стратосферный меридиональный температурный градиент, определяемый изменениями температуры тропической и субтропической стратосферы, играет ключевую роль в формировании, усилении и ослаблении полярных вихрей. В четвертой главе исследованы особенности аномальной динамики полярных вихрей. Предложен новый метод, основанный на оконтуривании вихрей и позволяющий вычислить площадь вихря, скорость ветра у границы вихря, средние значения температуры и массового отношения смеси озона внутри вихря с использованием значений геопотенциала, определенных по максимальным значениям градиента температуры и скорости ветра и, таким образом, характеризующих границы арктического и антарктического полярных вихрей в нижней и средней стратосфере. В среднем за 1979–2020 гг. значение геопотенциала Φ^* в районе максимального градиента температуры по границе полярного вихря на уровне 50 гПа составило $\Phi^* = (19{,}50 \pm 0{,}15) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (19{,}30 \pm 0{,}17) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой, а на уровне 10 гПа

составило $\Phi^* = (29{,}50 \pm 0{,}30) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Арктикой и $\Phi^* = (29{,}30 \pm 0{,}33) \cdot 10^4$ м^2/с^2 над Антарктикой. Исследуемые параметры рассчитывались на основе данных реанализа ERA5, основываясь на том, что граница арктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}5 \cdot 10^4$ и $29{,}5 \cdot 10^4$ м^2/с^2, а граница антарктического полярного вихря на уровнях 50 и 10 гПа определяется значениями геопотенциала соответственно $19{,}3 \cdot 10^4$ и $29{,}3 \cdot 10^4$ м^2/с^2. С использованием предложенного метода охарактеризован динамический барьер полярного вихря в нижней стратосфере (скорость ветра по границе вихря $\geq$ 20 м/с) и определены динамические характеристики полярного вихря (площадь вихря более 10 млн. км^2 и средняя скорость ветра по границе вихря более 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере). В пятой главе исследованы последствия ослабления динамического барьера полярного вихря. Показаны критерии ослабления динамического барьера полярного вихря в нижней стратосфере: локальное уменьшение скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с, сопровождающееся повышением температуры внутри вихря и разрушением частиц ПСО. В качестве отдаленного последствия ослабления динамического барьера в середине зимы наблюдается относительно высокий уровень ОСО внутри вихря в конце зимы, свидетельствующий об отсутствии масштабного протекания реакций разрушения озона, характерного для арктических озоновых аномалий.

Основные выводы:

1. Высокая устойчивость и сила антарктического полярного вихря зимой и его ежегодное весеннее усиление обусловлены влиянием сезонного хода температуры нижней субтропической стратосферы, где наблюдаются постепенный рост начиная с марта и максимум в сентябре.
2. Повышение температуры нижней субтропической стратосферы с октября по ноябрь приводит к увеличению стратосферного меридионального температурного градиента и последующему усилению антарктического полярного вихря, сопровождающемуся аномальным разрушением озона, что, в частности, наблюдалось в 1987, 1998, 1999, 2001, 2006, 2011 и 2015 гг.

3. Весной 2002 и 2019 гг. ослабление и разрушение антарктического полярного вихря происходило в условиях аномального понижения температуры нижней субтропической стратосферы, способствовавшего уменьшению стратосферного меридионального температурного градиента.
4. Осенне-зимние извержения тропических вулканов с высотой выброса не менее 18 км способствуют усилению арктического полярного вихря и последующему формированию озоновых аномалий. Около 70 % арктических озоновых аномалий сформировалось в результате усиления полярного вихря в условиях увеличения стратосферного меридионального температурного градиента после крупных вулканических извержений.
5. Арктические озоновые аномалии, формирующиеся во время восточной фазы КДЦ, как правило, наблюдаются в январе, а во время западной – в период с февраля по апрель.
6. При снижении площади полярного вихря менее 10 млн. км^2 и последующем уменьшении средней скорости ветра по границе вихря ниже 30 и 45 м/с соответственно в нижней и средней стратосфере, полярный вихрь становится небольшим циклоном (с существенно более высокими температурами и отсутствием динамического барьера) и разрушается в пределах 3-х недель.
7. В формировании озоновой аномалии важную роль играет устойчивость полярного вихря в зимний период. Происходящие зимой вытягивания вихря могут приводить к ослаблению динамического барьера вихря (вследствие локального уменьшения скорости ветра по границе вихря ниже 20 м/с) и последующему увеличению температуры и разрушению ПСО внутри вихря. Разрушение частиц ПСО приводит к прерыванию процесса накопления соединений хлора на их поверхности, необходимого для последующего протекания гетерогенных реакций (предшествующих реакциям разрушения озона). В результате, в период с конца зимы по весну даже в условиях сильного вихря (содержащего вновь сформировавшиеся ПСО) разрушения озона не наблюдается.

Список сокращений

БД – Брюера–Добсона, циркуляция

ВСП – внезапное стратосферное потепление

КДЦ – квазидвухлетняя цикличность

ОМД – осцилляция Маддена–Джулиана

ОСО – общее содержание озона

ПСО – полярные стратосферные облака

СКО – среднеквадратичное отклонение

СП – Северное полушарие

ТПО – температура поверхности океана

УФ – ультрафиолетовое (излучение)

ЭП – Элиассена–Пальма, потоки

ЮП – Южное полушарие

PVU – potential vorticity unit; единица потенциальной завихренности

VEI – volcanic explosivity index; индекс вулканической взрывчатости

Список литературы

1. Waugh, D.W. Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics / D.W. Waugh, W.J. Randel // J. Atmos. Sci. – 1999. – V. 56, N 11. – P. 1594–1613.
2. Waugh, D.W. Stratospheric polar vortices / D.W. Waugh, L.M. Polvani // The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series. – 2010. – V. 190. – P. 43–57.
3. Waugh, D.W. What is the polar vortex and how does it influence weather? / D.W. Waugh, A.H. Sobel, L.M. Polvani // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2017. – V. 98, N 1. – P. 37–44.
4. Scherhag, R. Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose / R. Scherhag. – Berlin: Springer, 1948. – 424 p.
5. Gutenburg, B. New data on the lower stratosphere / B. Gutenburg // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1949. – V. 30, N 2. – P. 62–64.
6. Brasefield, C.J. Winds and temperatures in the lower stratosphere / C.J. Brasefield // J. Meteor. – 1950. – V. 7, N 1. – P. 66–69.
7. Palmer, C.E. The stratospheric polar vortex in winter / C.E. Palmer // J. Geophys. Res. – 1959. – V. 64, N 7. – P. 749–764.
8. Solomon, S. On the depletion of Antarctic ozone / S. Solomon, R.R. Garcia, F.S. Rowland, D.J. Wuebbles // Nature. – 1986. – V. 321. – P. 755–758.
9. Newman, P.A. On the size of the Antarctic ozone hole / P.A. Newman, S.R. Kawa, E.R. Nash // Geophys. Res. Lett. – 2004. – V. 31, N 21. – P. L21104.
10. Solomon, S. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history / S. Solomon // Rev. Geophys. – 1999. – V. 37, N 3. – P. 275–316.
11. Manney, G.L. On the motion of air through the stratospheric polar vortex / G.L. Manney, R.W. Zurek // J. Atmos. Sci. – 1994. – V. 51, N 20. – P. 2973–2994.

12. Sobel, A.H. Methods of calculating transport across the polar vortex edge / A.H. Sobel, R.A. Plumb, D.W. Waugh // J. Atmos. Sci. – 1997. – V. 54, N 18. – P. 2241–2260.
13. Finlayson-Pitts, B.J. Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications / B.J. Finlayson-Pitts, J.N. Pitts. – California: Academic Press, 2000. – 969 p.
14. Holton, J.R. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb / J.R. Holton, H.C. Tan // J. Atmos. Sci. – 1980. – V. 37, N 10. – P. 2200–2208.
15. Driscoll, S. Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) simulations of climate following volcanic eruptions / S. Driscoll, A. Bozzo, L.J. Gray, A. Robock, G. Stenchikov // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 17. – P. D17105.
16. Stenchikov, G. Arctic Oscillation response to the 1991 Mount Pinatubo eruption: Effects of volcanic aerosols and ozone depletion / G. Stenchikov, A. Robock, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf, K. Hamilton, S. Ramachandran // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 24. – P. ACL28.
17. Козельцева, В.Ф. Весенняя перестройка циркуляции стратосферы и устойчивый переход температуры воздуха через 0 °C, +5 °C весной / В.Ф. Козельцева, А.М. Алешина, Н.Н. Кузнецова // Труды Гидрометцентра России. – 2015. – № 353. – С. 88–108.
18. Зуев, В.В. Динамика стратосферных полярных вихрей / В.В. Зуев, Е.С. Савельева. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2020. – 115 с.
19. Newman, P.A. Chemistry and dynamics of the Antarctic ozone hole / P.A. Newman // The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series. – 2010. – V. 190. – P. 157–171.
20. Young, P.J. Changes in stratospheric temperatures and their implications for changes in the Brewer–Dobson circulation, 1979–2005 / P.J. Young, K.H. Rosenlof, S. Solomon, S.C. Sherwood, Q. Fu, J.-F. Lamarque // J. Climate. – 2012. – V. 25, N 5. – P. 1759–1772.

21. Conway, J. Bifurcation of potential vorticity gradients across the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex / J. Conway, G. Bodeker, C. Cameron // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 11. – P. 8065–8077.
22. Grooß, J.-U. The impact of transport across the polar vortex edge on Match ozone loss estimates / J.-U. Grooß, R. Müller, P. Konopka, H.-M. Steinhorst, A. Engel, T. Möbius, C.M. Volk // Atmos. Chem. Phys. – 2008. – V. 8, N 3. – P. 565–578.
23. De la Cámara, A. Polar night vortex breakdown and large-scale stirring in the southern stratosphere / A. de la Cámara, C.R. Mechoso, K. Ide, R. Walterscheid, G. Schubert // Clim. Dynam. – 2010. – V. 35, N 6. – P. 965–975.
24. Holton, J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 4th Edition / J. Holton. – California: Academic Press, 2004. – 535 p.
25. Butler, A.H. Defining Sudden Stratospheric Warmings / A.H. Butler, D.J. Seidel, S.C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, A. Match // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2015. – V. 96, N 11. – P. 1913–1928.
26. Боровко, И.В. Влияние динамики стратосферного полярного вихря на циркуляцию в нижней тропосфере / И.В. Боровко, В.Н. Крупчатников // Сиб. журн. вычисл. матем. – 2009. – Т. 12, № 2. – С. 145–160.
27. Kim, B.-M. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss / B.-M. Kim, S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, J.-H. Yoon // Nat. Commun. – 2014. – V. 5. – P. 4646.
28. Hoshi, K. Poleward eddy heat flux anomalies associated with recent Arctic sea ice loss / K. Hoshi, J. Ukita, M. Honda, K. Iwamoto, T. Nakamura, K. Yamazaki, K. Dethloff, R. Jaiser, D. Handorf // Geophys. Res. Lett. – 2017. – V. 44, N 1. – P. 446–454.
29. Polvani, L.M. Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes / L.M. Polvani, D.W. Waugh // J. Climate. – 2004. – V. 17, N 18. – P. 3548–3554.
30. Zuev, V.V. Dynamics of the Arctic polar vortex during the 1984/1985 sudden stratospheric warming / V.V. Zuev, E.S. Savelieva // IOP Conf. Series: Earth Env. Sci. – 2019. – V. 386. – P. 12010.

31. Zuev, V.V. Sudden stratospheric warming effects during the winter 1998/1999 / V.V. Zuev, E.S. Savelieva // Proc. SPIE. – 2019. – V. 11208. – P. 112086F.
32. Zuev, V.V. Influence of the upward wave activity flux in the winter 2012/2013 on the Arctic polar vortex / V.V. Zuev, E.S. Savelieva // Proc. SPIE. – 2019. – V. 11208. – P. 112088M.
33. Harvey, V.L. A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones / V.L. Harvey, R.B. Pierce, T.D. Fairlie, M.H. Hitchman // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. ACL10.
34. Dee, D.P. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D.P. Dee, S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, F. Vitart // Q. J. Roy. Meteor. Soc. – 2011. – V. 37, N 656. – P. 553–597.
35. Goddard Space Flight Center (GSFC). NASA's Ozone Hole Watch Web Site (online database). – URL: http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov (дата обращения 01/2021).
36. University of Wyoming. College of Engineering. Department of Atmospheric Science. Soundings. – URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html (дата обращения 01/2021).
37. Stohl, A. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO / A. Stohl, P. Bonasoni, P. Cristofanelli, W. Collins, J. Feichter, A. Frank, C. Forster, E. Gerasopoulos, H. Gäggeler, P. James, T. Kentarchos, H. Kromp-Kolb, B. Krüger, C. Land, J. Meloen, A. Papayannis, A. Priller, P. Seibert, M. Sprenger, G.J. Roelofs, H.E. Scheel, C. Schnabel, P. Siegmund, L. Tobler, T. Trickl, H. Wernli, V. Wirth, P. Zanis, C. Zerefos // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N 12. – P. 8516.

38. Иванова, А.Р. Стратосферно-тропосферный обмен и его некоторые особенности во внетропических широтах / А.Р. Иванова // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 3. – С. 22–45.
39. Зуев, В.В. Лазерное зондирование средней атмосферы / В.В. Зуев, А.В. Ельников, В.Д. Бурлаков / Под ред. чл.-корр. РАН В.В. Зуева. – Томск: РАСКО, 2002. – 352 с.
40. Mohanakumar, K. Stratosphere Troposphere Interactions: An Introduction / K. Mohanakumar. – Netherlands: Springer, 2008. – 424 p.
41. Zuev, V.V. Influence of the stratospheric polar vortex on the tropospheric vortex dynamics in winter / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva // Proc. SPIE. – 2020. – V. 11560. – P. 115607P.
42. Zuev, V.V. Influence of the stratospheric polar vortex on the Barents Sea ice extent in early 2012 / V.V. Zuev, E.S. Savelieva // IOP Conf. Series: Earth Env. Sci. – 2019. – V. 386. – P. 12002.
43. Savelieva, E. Possible influence of the tropospheric polar vortex on the Barents Sea ice extent in winter / E. Savelieva // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2020. – V. 197. – P. 105173.
44. Limpasuvan, V. Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification / V. Limpasuvan, D.L. Hartmann, D.W.J. Thompson, K. Jeev, Y.L. Yung // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N 24. – P. D24101.
45. Zhou, S. An inter-hemisphere comparison of the persistent stratospheric polar vortex / S. Zhou, M.E. Gelman, A.J. Miller, J.P. McCormack // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27, N 8. – P. 1123–1126.
46. Waugh, D.W. Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices / D.W. Waugh, P.-P. Rong // J. Meteorol. Soc. Jpn. – 2002. – V. 80, N 4. – P. 997–1012.
47. Burnett, A.W. Interannual variations in the Southern Hemisphere winter circumpolar vortex: Relationships with the semiannual oscillation / A.W. Burnett, A.R. McNicoll // J. Climate. – 2000. – V. 13, N 5. – P. 991–999.

48. Díaz-Durán, A. Intra-seasonal variability of extreme boreal stratospheric polar vortex events and their precursors / A. Díaz-Durán, E. Serrano, B. Ayarzagüena, M. Abalos, A. de la Cámara // Clim. Dynam. – 2017. – V. 49, N 9–10. – P. 3473–3491.
49. Waugh, D.W. Persistence of the lower stratospheric polar vortices / D.W. Waugh, W.J. Randel, S. Pawson, P.A. Newman, E.R. Nash // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 22. – P. 27191–27201.
50. Ren, R. Polar vortex oscillation viewed in an isentropic potential vorticity coordinate / R. Ren, M. Cai // Adv. Atmos. Sci. – 2006. – V. 23, N 6. – P. 884–900.
51. Зоркальцева, О.С. Динамика среднезональных характеристик циркуляции в средней атмосфере / О.С. Зоркальцева, В.И. Мордвинов, А.И. Погорельцев, Н.С. Домбровская // Известия РАН, ФАО. – 2020. – Т. 56, № 4. – С. 433–445.
52. Гаврилов, Н.М. Численное моделирование волновых взаимодействий во время внезапного стратосферного потепления / Н.М. Гаврилов, А.В. Коваль, А.И. Погорельцев, Е.Н. Савенкова // Известия РАН, ФАО. – 2017. – Т. 53, № 6. – С. 674–685.
53. Савенкова, Е.Н. Статистическая неравномерность дат внезапных стратосферных потеплений в зимнем Северном полушарии / Е.Н. Савенкова, Н.М. Гаврилов, А.И. Погорельцев, Р.О. Мануйлова // Известия РАН, ФАО. – 2017. – № 3. – С. 287–295.
54. Агеева, В.Ю. Внезапные стратосферные потепления: статистические характеристики и влияние на общее содержание NO_2 и O_3 / В.Ю. Агеева, А.Н. Груздев, А.С. Елохов, И.И. Мохов, Н.Е. Зуева // Известия РАН. ФАО. – 2017. – Т. 53, № 5. – С. 545–555.
55. Lefèvre, F. The 1997 Arctic Ozone depletion quantified from three-dimensional model simulations / F. Lefèvre, F. Figarol, K.S. Carslaw, T. Peter // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 13. – P. 2425–2428.
56. Müller, R. HALOE observations of the vertical structure of chemical ozone depletion in the Arctic vortex during winter and early spring 1996–1997 /

R. Müller, J.-U. Grooß, D.S. McKenna, P.J. Crutzen, C. Brühl, J.M. Russell III, A.F. Tuck // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 22. – P. 2717–2720.

57. Newman, P.A. Anomalously low ozone over the Arctic / P.A. Newman, J.F. Gleason, R.D. McPeters, R.S. Stolarski // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 22. – P. 2689–2692.
58. Sinnhuber, B.-M. Ground based millimeter-wave observations of Arctic ozone depletion during winter and spring of 1996/97 / B.-M. Sinnhuber, J. Langer, U. Klein, U. Raffalski, K. Künzi, O. Schrems // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 17. – P. 3327–3330.
59. Wang, H. First simulations with a whole atmosphere data assimilation and forecast system: The January 2009 major sudden stratospheric warming / H. Wang, T.J. Fuller-Rowell, R.A. Akmaev, M. Hu, D.T. Kleist, M.D. Iredell // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 12. – P. A12321.
60. Yue, X. Global ionospheric response observed by COSMIC satellites during the January 2009 stratospheric sudden warming event / X. Yue, W.S. Schreiner, J. Lei, C. Rocken, D.C. Hunt, Y.-H. Kuo, W. Wan // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, N 11. – P. A00G09.
61. Klimenko, M.V. Ionospheric effects of the sudden stratospheric warming in 2009: Results of simulation with the first version of the EAGLE model / M.V. Klimenko, F.S. Bessarab, T.V. Sukhodolov, V.V. Klimenko, Yu.N. Koren'kov, I.E. Zakharenkova, N.V. Chirik, P.A. Vasil'ev, D.V. Kulyamin, Kh. Shmidt, B. Funke, E.V. Rozanov // Russ. J. Phys. Chem. B. – 2018. – V. 12, N 4. – P. 760–770.
62. Salmi, S.-M. Mesosphere-to-stratosphere descent of odd nitrogen in February–March 2009 after sudden stratospheric warming / S.-M. Salmi, P.T. Verronen, L. Thölix, E. Kyrölä, L. Backman, A.Yu. Karpechko, A. Seppälä // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – V. 11, N 10. – P. 4645–4655.
63. Langematz, U. An update on dynamical changes in the Arctic and Antarctic stratospheric polar vortices / U. Langematz, M. Kunze // Clim. Dynam. – 2006. – V. 27, N 6. – P. 647–660.

64. France, J.A. A climatology of stratopause temperature and height in the polar vortex and anticyclones / J.A. France, V.L. Harvey, C.E. Randall, M.H. Hitchman, M.J. Schwartz // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 6. – P. D06116.
65. Manney, G.L. The high Arctic in extreme winters: vortex, temperature, and MLS and ACE-FTS trace gas evolution / G.L. Manney, W.H. Daffer, K.B. Strawbridge, K.A. Walker, C.D. Boone, P.F. Bernath, T. Kerzenmacher, M.J. Schwartz, K. Strong, R.J. Sica, K. Krüger, H.C. Pumphrey, A. Lambert, M.L. Santee, N.J. Livesey, E.E. Remsberg, M.G. Mlynczak, J.R. Russell // Atmos. Chem. Phys. – 2008. – V. 8, N 3. – P. 505–522.
66. Gimeno, L. A new diagnostic of stratospheric polar vortices / L. Gimeno, L. la Torre, R. Nieto, D. Gallego, P. Ribera, R. García-Herrera // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2007. – V. 69, N 15. – P. 1797–1812.
67. Криволуцкий, А.А. Незональная структура отклика глобального поля температуры атмосферы Земли на солнечную активность / А.А. Криволуцкий, А.В. Дементьева // Геомагнетизм и аэрономия. – 2017. – Т. 57, № 1. – С. 116–122.
68. Zuev, V.V. Temperature variability in the upper polar stratosphere depending on the polar vortex strength / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva, A.V. Pavlinskiy // Proc. SPIE. – 2020. – V. 11560. – P. 115607R.
69. Manney, G.L. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011 / G.L. Manney, M.L. Santee, M. Rex, N.J. Livesey, M.C. Pitts, P. Veefkind, E.R. Nash, I. Wohltmann, R. Lehmann, L. Froidevaux, L.R. Poole, M.R. Schoeberl, D.P. Haffner, J. Davies, V. Dorokhov, H. Gernandt, B. Johnson, R. Kivi, E. Kyro, N. Larsen, P.F. Levelt, A. Makshtas, C.T. McElroy, H. Nakajima, M.C. Parrondo, D.W. Tarasick, P. von der Gathen, K.A. Walker, N.S. Zinoviev // Nature. – 2011. – V. 478, N 7370. – P. 469–475.
70. Kuttippurath, J. Record-breaking ozone loss in the Arctic winter 2010/2011: comparison with 1996/1997 / J. Kuttippurath, S. Godin-Beekmann, F. Lefevre,

G. Nikulin, M.L. Santee, L. Froidevaux // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 15. – P. 7073–7085.

71. Evers, L.G. Infrasonic signature of the 2009 major sudden stratospheric warming / L.G. Evers, P. Siegmund // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 23. – P. L23808.
72. Fang, T.-W. Longitudinal variation of ionospheric vertical drifts during the 2009 sudden stratospheric warming / T.-W. Fang, T. Fuller-Rowell, R. Akmaev, F. Wu, H. Wang, D. Anderson // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 3. – P. A03324.
73. Sridharan, S. Variabilities of mesospheric tides during sudden stratospheric warming events of 2006 and 2009 and their relationship with ozone and water vapour / S. Sridharan, S. Sathishkumar, S. Gurubaran // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2012. – V. 78–79. – P. 108–115.
74. Yamashita, C. Gravity wave variations during the 2009 stratospheric sudden warming as revealed by ECMWF-T799 and observations / C. Yamashita, H.-L. Liu, X. Chu // Geophys. Res. Lett. – 2010. – V. 37, N 22. – P. L22806.
75. Fuller-Rowell, T. Did the January 2009 sudden stratospheric warming cool or warm the thermosphere? / T. Fuller-Rowell, R. Akmaev, F. Wu, M. Fedrizzi, R.A. Viereck, H. Wang // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 18. – P. L18104.
76. Liu, H. Equatorial electrodynamics and neutral background in the Asian sector during the 2009 stratospheric sudden warming / H. Liu, M. Yamamoto, S.T. Ram, T. Tsugawa, Y. Otsuka, C. Stolle, E. Doornbos, K. Yumoto, T. Nagatsuma // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 8. – P. A08308.
77. Lin, J.T. Observational evidence of ionospheric migrating tide modification during the 2009 stratospheric sudden warming / J.T. Lin, C.H. Lin, L.C. Chang, H.H. Huang, J.Y. Liu, A.B. Chen, C.H. Chen, C.H. Liu // Geophys. Res. Lett. – 2012. – V. 39, N 2. – P. L02101.
78. Rodrigues, F.S. C/NOFS observations of the equatorial ionospheric electric field response to the 2009 major sudden stratospheric warming event / F.S. Rodrigues,

G. Crowley, S.M.I. Azeem, R.A. Heelis // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 9. – P. A09316.

79. Thurairajah, B. Gravity wave activity in the Arctic stratosphere and mesosphere during the 2007–2008 and 2008–2009 stratospheric sudden warming events / B. Thurairajah, R.L. Collins, V.L. Harvey, R.S. Lieberman, M. Gerding, K. Mizutani, J.M. Livingston // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115. – P. D00N06.
80. Coy, L. Mesospheric precursors to the major stratospheric sudden warming of 2009: Validation and dynamical attribution using a Ground-to-Edge-of-Space Data Assimilation System / L. Coy, S.D. Eckermann, K.W. Hoppel, F Sassi // J. Adv. Model. Earth Syst. – 2011. – V. 3, N 4. – P. M10002.
81. Брасье, Г. Аэрономия средней атмосферы. Химия и физика стратосферы и мезосферы / Г. Брасье, С. Соломон. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 414 с.
82. Зуев, В.В. Лидарный контроль стратосферы / В.В. Зуев. – Новосибирск: Наука, 2004. – 307 с.
83. Криволуцкий, А.А. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли / А.А. Криволуцкий, А.И. Репнев. – М.: ГЕОС, 2009. – 384 с.
84. Криволуцкий, А.А. Воздействие космической плазмы на озоносферу Земли / А.А. Криволуцкий, А.И. Репнёв, Т.Ю. Вьюшкова, Д.М. Виссинг // Солнечно-земная физика. – 2011. – № 17. – С. 153–160.
85. Криволуцкий, А.А. Опытные глобальные прогнозы параметров атмосферы на основе экспериментальной технологии, учитывающей фотохимию озона (модель FOROZ) / А.А. Криволуцкий, Т.Ю. Вьюшкова, М.В. Банин, М.А. Толстых // Геомагнетизм и аэрономия. – 2020. – Т. 60, № 2. – С. 250–260.
86. Мягкова, И.Н. Мониторинг солнечных протонных событий на высотах до 1000 км – данные российских космических экспериментов. Эффекты солнечных протонов в озоносфере Земли / И.Н. Мягкова, А.А. Криволуцкий // Геомагнетизм и аэрономия. – 2017. – Т. 57, № 6. – С. 724–735.
87. Криволуцкий, А.А. Изменения химического состава в полярных областях Земли после протонных вспышек на Солнце (трехмерное моделирование) /

А.А. Криволуцкий, Т.Ю. Вьюшкова, И.А. Миронова // Геомагнетизм и аэрономия. – 2017. – Т. 57, № 2. – С. 173–194.

88. Chapman, S. A theory of upper-atmospheric ozone / S. Chapman // Mem. Roy. Meteorol. Soc. – 1930. – V. 3, N 26. – P. 103–125.
89. Калиниченко, М.В. Теоретические основы пространственно-временного распределения стратосферного озона / М.В. Калиниченко, Н.А. Лазуткина // Современные наукоемкие технологии. – 2011. – № 3. – С. 58–61.
90. Dütsch, H.U. Vertical ozone distribution on a global scale / H.U. Dütsch // Pure Appl. Geophys. – 1978. – V. 116, N 2–3. – P. 511–529.
91. Butchart, N. The Brewer-Dobson circulation / N. Butchart // Rev. Geophys. – 2014. – V. 52, N 2. – P. 157–184.
92. Weber, M. The Brewer-Dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales / M. Weber, S. Dikty, J.P. Burrows, H. Garny, M. Dameris, A. Kubin, J. Abalichin, U. Langematz // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – V. 11, N 21. – P. 11221–11235.
93. Butchart, N. Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation / N. Butchart, A.A. Scaife, M. Bourqui, J. de Grandpré, S.H.E. Hare, J. Kettleborough, U. Langematz, E. Manzini, F. Sassi, K. Shibata, D. Shindell, M. Sigmond // Clim. Dynam. – 2006. – V. 27, N 7–8. – P. 727–741.
94. Li, F. Stratospheric ozone in the post-CFC era / F. Li, R.S. Stolarski, P.A. Newman // Atmos. Chem. Phys. – 2009. – V. 9, N 6. – P. 2207–2213.
95. Криволуцкий, А.А. Результаты российских исследований средней атмосферы в 2015–2018 гг. / А.А. Криволуцкий, А.И. Репнев, И.А. Миронова, А.Н. Груздев, Т.И. Туниянц // Известия РАН, ФАО. – 2019. – Т. 55, № 6. – С. 48–65.
96. Тальрозе, В.Л. Химико-кинетические критерии воздействия на озоносферу веществ естественного и антропогенного происхождения / В.Л. Тальрозе, А.И. Порейкова, И.К. Ларин, Э.Е. Касимовская, П.С. Виноградов // Известия АН СССР. ФАО. – 1978. – V. 14, N 4. – P. 355–365.

97. Тарасова, Н.П. Задачи и вопросы по химии окружающей среды / Н.П. Тарасова, В.А. Кузнецов, Ю.В. Сметанников, А.В. Малков, А.А. Додонова. – Москва: Мир, 2002. – 368 с.
98. Кашкин, В.Б. Стратосферный озон: Вид с космической орбиты / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева, Р.Г. Хлебопрос. – Красноярск: СФУ, 2015. – 182 с.
99. Хлебопрос, Р.Г. Антарктическая озоновая дыра – кто виноват? / Р.Г. Хлебопрос, В.Б. Кашкин // Наука из первых рук. – 2017. – Т. 73, № 1. – С. 20–27.
100. Кашкин, В.Б. Зональное движение масс озона в нижней стратосфере по спутниковым данным / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева // Оптика атмосф. и океана. – 2014. – Т. 27, № 9. – С. 826–832.
101. Рублева, Т.В. Изменчивость полярного стратосферного озона Южного полушария по спутниковым данным (аппаратура TOMS, OMI) / Т.В. Рублева, В.Б. Кашкин, В.М. Мясников, С.А. Селиверстов // Вестник СибГАУ. – 2011. – № 2. – С. 58–62.
102. Von der Gathen, P. Observational evidence for chemical ozone depletion over the Arctic in winter 1991–92 / P. von der Gathen, M. Rex, N.R.P. Harris, D. Lucic, B.M. Knudsen, G.O. Braathen, H. de Backer, R. Fabian, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, I.S. Mikkelsen, M. Rummukainen, J. Stähelin, C. Varotsos // Nature. – 1995. – V. 375. – P. 131–134.
103. Farman, J.C. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction / J.C. Farman, B.G. Gardiner, J.D. Shanklin // Nature. – 1985. – V. 315, N 6016. – P. 207–210.
104. Звягинцев, А.М. О вкладе гетерофазных процессов в формирование весенней озоновой аномалии в Антарктиде / А.М. Звягинцев, В.В. Зуев, Г.М. Крученицкий, Т.В. Скоробогатый // Исследование Земли из космоса. – 2002. – № 3. – С. 29–34.

105. Звягинцев, А.М. Об эволюции весенней антарктической озоновой аномалии / А.М. Звягинцев, И.Н. Кузнецова, Г.И. Кузнецов // Оптика атмосф. и океана. – 2012. – Т. 25, № 7. – С. 580–583.
106. Solomon, S. Four decades of ozonesonde measurements over Antarctica / S. Solomon, R.W. Portmann, T. Sasaki, D.J. Hofmann, D.W.J. Thompson // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N 21. – P. D21311.
107. Kondratyev, K.Y. Atmospheric ozone variability. Implications for climate change, human health and ecosystems / K.Y. Kondratyev, C. Varotsos. – Chichester, UK: Praxis Publishing, 2000. – 617 p.
108. Chubachi, S. Preliminary results of ozone observations at Syowa station from February 1982 to January 1983 / S. Chubachi // Mem. Natl. Inst. Polar Res. – 1984. – V. 34. – P. 13–19.
109. Solomon, S. The mystery of the Antarctic ozone “hole” / S. Solomon // Rev. Geophys. – 1988. – V. 26, N 1. – P. 131–148.
110. Douglass, A. The Antarctic ozone hole: an update / A. Douglass, P. Newman, S. Solomon // Phys. Today. – 2014. – V. 67, N 7. – P. 42–48.
111. Hoyle, C.R. Heterogeneous formation of polar stratospheric clouds – Part 1: Nucleation of nitric acid trihydrate (NAT) / C.R. Hoyle, I. Engel, B.P. Luo, M.C. Pitts, L.R. Poole, J.-U. Grooß, T. Peter // Atmos. Chem. Phys. – 2013. – V. 13, N 18. – P. 9577–9595.
112. Engel, I. Heterogeneous formation of polar stratospheric clouds – Part 2: Nucleation of ice on synoptic scales / I. Engel, B.P. Luo, M.C. Pitts, L.R. Poole, C.R. Hoyle, J.-U. Grooß, A. Dörnbrack, T. Peter // Atmos. Chem. Phys. – 2013. – V. 13, N 21. – P. 10769–10785.
113. Lambert, A. A-train CALIOP and MLS observations of early winter Antarctic polar stratospheric clouds and nitric acid in 2008 / A. Lambert, M.L. Santee, D.L. Wu, J.H. Chae // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 6. – P. 2899–2931.
114. Kirner, O. Simulation of polar stratospheric clouds in the chemistry-climate-model EMAC via the submodel PSC / O. Kirner, R. Ruhnke,

J. Buchholz-Dietsch, P. Jöckel, C. Brühl, B. Steil // Geosci. Model Dev. – 2011. – V. 4, N 1. – P. 169–182.

115. Adhikari, L. Microphysical properties of Antarctic polar stratospheric clouds and their dependence on tropospheric cloud systems / L. Adhikari, Z. Wang, D. Liu // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, N 4. – P. D00H18.
116. Molleker, S. Microphysical properties of synoptic-scale polar stratospheric clouds: in situ measurements of unexpectedly large HNO_3-containing particles in the Arctic vortex / S. Molleker, S. Borrmann, H. Schlager, B. Luo, W. Frey, M. Klingebiel, R. Weigel, M. Ebert, V. Mitev, R. Matthey, W. Woiwode, H. Oelhaf, A. Dörnbrack, G. Stratmann, J.-U. Grooß, G. Günther, B. Vogel, R. Müller, M. Krämer, J. Meyer, F. Cairo // Atmos. Chem. Phys. – 2014. – V. 14, N 19. – P. 10785–10801.
117. Di Liberto, L. Observation of polar stratospheric clouds over McMurdo (77.85°S, 166.67°E) (2006–2010) / L. Di Liberto, F. Cairo, F. Fierli, G. Di Donfrancesco, M. Viterbini, T. Deshler, M. Snels // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 9. – P. 5528–5541.
118. Pitts, M.C. Polar stratospheric cloud climatology based on CALIPSO spaceborne lidar measurements from 2006 to 2017 / M.C. Pitts, L.R. Poole, R. Gonzalez // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 15. – P. 10881–10913.
119. Krämer, M. Intercomparison of stratospheric chemistry models under polar vortex conditions / M. Krämer, Ri. Müller, H. Bovensmann, J. Burrows, J. Brinkmann, E.P. Röth, J.-U. Grooß, Ro. Müller, Th. Woyke, R. Ruhnke, G. Günther, J. Hendricks, E. Lippert, K.S. Carslaw, Th. Peter, A. Zieger, Ch. Brühl, B. Steil, R. Lehmann, D.S. McKenna // J. Atmos. Chem. – 2003. – V. 45, N 1. – P. 51–77.
120. Zuev, V.V. The Antarctic ozone depletion caused by Erebus volcano gas emissions / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva, V.V. Gerasimov // Atmos. Environ. – 2015. – V. 122. – P. 393–399.

121. Савельева, Е.С. Вулкан Эребус – ключевой фактор усиления антарктической озоновой дыры / Е.С. Савельева, В.В. Зуев, Н.Е. Зуева // Химия уст. разв. – 2014. – Т. 22, № 5. – С. 541–547.

122. Sander, S.P. Chemical Kinetics and Photochemical Data for Use in Atmospheric Studies. Evaluation Number 17 / S.P. Sander, R.R. Friedl, J.R. Barker, D.M. Golden, M.J. Kurylo, P.H. Wine, J.P.D. Abbatt, J.B. Burkholder, C.E. Kolb, G.K. Moortgat, R.E. Huie, V.L. Orkin. – California: JPL Publication 10–6, 2011. – 684 p.

123. Moore, T.A. Photodissociation of Cl_2O at 248 and 308 nm / T.A. Moore, M. Okumura, T.K. Minton // J. Chem. Phys. – 1997. – V. 107, N 8. – P. 3337–3338.

124. Chu, L.T. Uptake of HBr on ice at polar atmospheric conditions / L.T. Chu, J.W. Heron // Geophys. Res. Lett. – 1995. – V. 22, N 23. – P. 3211–3214.

125. Karpetchko, A. Arctic and Antarctic polar vortices 1957–2002 as seen from the ERA-40 reanalyses / A. Karpetchko, E. Kyrö, B.M. Knudsen // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N 21. – P. D21109.

126. Petzoldt, K. Correlation between stratospheric temperature, total ozone, and tropospheric weather systems / K. Petzoldt, B. Naujokat, K. Neugebohren // Geophys. Res. Lett. – 1994. – V. 21, N 13. – P. 1203–1206.

127. Савельева, Е.С. Роль вулканогенного фактора в усилении весенней озоновой аномалии над Антарктидой / Е.С. Савельева, В.В. Зуев, Н.Е. Зуева // Химия уст. разв. – 2012. – Т. 20, № 6. – С. 739–744.

128. Wohltmann, I. Uncertainties in modelling heterogeneous chemistry and Arctic ozone depletion in the winter 2009/2010 / I. Wohltmann, T. Wegner, R. Müller, R. Lehmann, M. Rex, G.L. Manney, M.L. Santee, P. Bernath, O. Sumińska-Ebersoldt, F. Stroh, M. von Hobe, C.M. Volk, E. Hösen, F. Ravegnani, A. Ulanovsky, V. Yushkov // Atmos. Chem. Phys. – 2013. – V. 13, N 8. – P. 3909–3929.

129. Halfacre, J.W. Temporal and spatial characteristics of ozone depletion events from measurements in the Arctic / J.W. Halfacre, T.N. Knepp, P.B. Shepson,

C.R. Thompson, K.A. Pratt, B. Li, P.K. Peterson, S.J. Walsh, W.R. Simpson, P.A. Matrai, J.W. Bottenheim, S. Netcheva, D.K. Perovich, A. Richter // Atmos. Chem. Phys. – 2014. – V. 14, N 10. – P. 4875–4894.

130. Arnone, E. Extreme ozone depletion in the 2010–2011 Arctic winter stratosphere as observed by MIPAS/ENVISAT using a 2-D tomographic approach / E. Arnone, E. Castelli, E. Papandrea, M. Carlotti, B.M. Dinelli // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 19. – P. 9149–9165.
131. Strahan, S.E. Chemical and dynamical impacts of stratospheric sudden warmings on Arctic ozone variability / S.E. Strahan, A.R. Douglass, S.D. Steenrod // Geophys. Res. Lett. – 2016. – V. 121, N 19. – P. 11836–11851.
132. Rieder, H.E. Are recent Arctic ozone losses caused by increasing greenhouse gases? / H.E. Rieder, L.M. Polvani // Geophys. Res. Lett. – 2013. – V. 40, N 16. – P. 4437–4441.
133. Zuev, V.V. The role of the polar vortex strength during winter in Arctic ozone depletion from late winter to spring / V.V. Zuev, E. Savelieva // Polar Sci. – 2019. – V. 22. – P. 100469.
134. Савельева, Е.С. Роль уменьшения площади арктического морского льда осенью в расщеплении полярного вихря зимой 1984/1985, 1998/1999 и 2012/2013 гг. / Е.С. Савельева, В.В. Зуев // Оптика атмосф. и океана. – 2020. – Т. 33, № 12. – С. 967–970.
135. Зуев, В.В. Влияние стратосферного и тропосферного полярных вихрей на площадь ледового покрытия Баренцева моря в зимний период 1997/1998 и 2015/2016 гг. / В.В. Зуев, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2019. – Т. 32, № 8. – С. 665–668.
136. Solomon, S. Contrasts between Antarctic and Arctic ozone depletion / S. Solomon, R.W. Portmann, D.W.J. Thompson // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2007. – V. 104, N 2. – P. 445–449.
137. Solomon, S. Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion / S. Solomon, J. Haskins, D.J. Ivy, F. Min // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. – 2014. – V. 111, N 17. – P. 6220–6225.

138. Solomon, S. Simulation of polar ozone depletion: An update / S. Solomon, D. Kinnison, J. Bandoro, R. Garcia // J. Geophys. Res. – 2015. – V. 120, N 15. – P. 7958–7974.
139. Зуев, В.В. Специфика формирования антарктической и арктической озоновых аномалий / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2014. – Т. 27, № 5. – С. 407–412.
140. Varotsos, C.A. The exceptional ozone depletion over the Arctic in January–March 2011 / C.A. Varotsos, A.P. Cracknell, C. Tzanis // Remote Sens. Lett. – 2012. – V. 3, N 4. – P. 343–352.
141. Кашкин, В.Б. Озонная аномалия 2011 г. в Северном полушарии по данным спутника AURA / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева // Журнал СФУ. – 2017. – Т. 10, № 6. – С. 828–834.
142. Кашкин, В.Б. Аномальные геофизические события 2010 и 2011 годов в Северном полушарии / В.Б. Кашкин, Т.В. Рублева, Р.В. Одинцов // Журнал СФУ. – 2018. – Т. 11, № 8. – С. 982–988.
143. Zhang, Y. Anomalously low ozone of 1997 and 2011 Arctic spring: Monitoring results and analysis / Y. Zhang, W. Wang, X. Li, X. Zhang, Z. Zheng, R. Liu // Adv. Polar Sci. – 2012. – V. 23, N 2. – P. 82–86.
144. Olascoaga, M.J. Brief communication "Stratospheric winds, transport barriers and the 2011 Arctic ozone hole" / M.J. Olascoaga, M.G. Brown, F.J. Beron-Vera, H. Kocak // Nonlinear Proc. Geoph. – 2012. – V. 19, N 6. – P. 687–692.
145. Hommel, R. Chemical ozone loss and ozone mini-hole event during the Arctic winter 2010/2011 as observed by SCIAMACHY and GOME-2 / R. Hommel, K.-U. Eichmann, J. Aschmann, K. Bramstedt, M. Weber, C. von Savigny, A. Richter, A. Rozanov, F. Wittrock, F. Khosrawi, R. Bauer, J.P. Burrows // Atmos. Chem. Phys. – 2014. – V. 14, N 7. – P. 3247–3276.
146. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC). NOAA's National Weather Service (online database). – URL: http://www.ndsc.ncep.noaa.gov (дата обращения 01/2021).

147. Zuev, V.V. The role of the Mt. Merapi eruption in the 2011 Arctic ozone depletion / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva // Atmos. Environ. – 2017. – V. 166. – P. 327–333.
148. Zuev, V.V. Influence of the polar vortex strength and the QBO phase on Arctic ozone depletion / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva // Proc. SPIE. – 2020. – V. 11560. – P. 115607Q.
149. Baldwin, M.P. The quasi-biennial oscillation / M.P. Baldwin, L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato, M. Takahashi // Rev. Geophys. – 2001. – V. 39, N 2. – P. 179–229.
150. Manney, G.L. Variability of ozone loss during Arctic winter (1991–2000) estimated from UARS Microwave Limb Sounder measurements / G.L. Manney, L. Froidevaux, M.L. Santee, N.J. Livesey, J.L. Sabutis, J.W. Waters // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N 4. – P. 4149.
151. Tilmes, S. Ozone loss and chlorine activation in the Arctic winters 1991–2003 derived with the tracer-tracer correlations / S. Tilmes, R. Müller, J.-U. Grooß, J.M. Russell III // Atmos. Chem. Phys. – 2004. – V. 4, N 8. – P. 2181–2213.
152. Newman, P. Stratospheric meteorological conditions in the Arctic polar vortex, 1991 to 1992 / P. Newman, L.R. Lait, M. Schoeberl, E.R. Nash, K. Kelly, D.W. Fahey, R. Nagatani, D. Toohey, L. Avallone, J. Anderson // Science. – 1993. – V. 261, N 5125. – P. 1143–1146.
153. Larsen, N. Ozone depletion in the Arctic stratosphere in early 1993 / N. Larsen, B. Knudsen, I.S. Mikkelsen, T.S. Jørgensen, P. Eriksen // Geophys. Res. Lett. – 1994. – V. 21, N 15. – P. 1611–1614.
154. Jokela, K. Effects of arctic ozone depletions in 1992 and 1993 on UV exposure in Finland / K. Jokela, K. Leszczynski, R. Visuri, T. Koskela // Proc. SPIE. – 1993. – V. 2049. – P. 215–224.
155. Manney, G.L. Chemical depletion of ozone in the Arctic lower stratosphere during winter 1992–93 / G.L. Manney, L. Froidevaux, J.W. Waters, R.W. Zurek,

W.G. Read, L.S. Elson, J.B. Kumer, J.L. Mergenthaler, A.E. Roche, A. O'Neill, R.S. Harwood, I. Mackenzie, R. Swinbank // Nature. – 1994. – V. 370. – P. 429–434.

156. Chipperfield, M.P. Model calculations of ozone depletion in the Arctic polar vortex for 1991/92 to 1994/95 / M.P. Chipperfield, A.M. Lee, J.A. Pyle // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23, N 5. – P. 559–562.
157. Deniel, C. Arctic chemical ozone depletion during the 1994–1995 winter deduced from POAM II satellite observations and the REPROBUS three-dimensional model / C. Deniel, R.M. Bevilacqua, J.P. Pommereau, F. Lefèvre // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103, N 15. – P. 19231–19244.
158. Rex, M. Chemical ozone loss in the Arctic winter 1994/95 as determined by the match technique / M. Rex, P. von der Gathen, G.O. Braathen, N.R.P. Harris, E. Reimer, A. Beck, R. Alfier, R. Krüger-Carstensen, M. Chipperfield, H. de Backer, D. Balis, F. O'Connor, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, A. Gamma, M. Gil, E. Kyrö, Z. Litynska, I.S. Mikkelsen, M. Molyneux, G. Murphy, S.J. Reid, M. Rummukainen, C. Zerefos // J. Atmos. Chem. – 1999. – V. 32, N 1. – P. 35–59.
159. Becker, G. Ozone loss rates in the Arctic stratosphere in the winter 1994/1995: Model simulations underestimate results of the Match analysis / G. Becker, R. Müller, D.S. McKenna, M. Rex, K.S. Carslaw, H. Oelhaf // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105, N 12. – P. 15175–15184.
160. Woyke, T. A test of our understanding of the ozone chemistry in the Arctic polar vortex based on in situ measurements of ClO, BrO, and O_3 in the 1994/1995 winter / T. Woyke, R. Müller, F. Stroh, D.S. McKenna, A. Engel, J.J. Margitan, M. Rex, K.S. Carslaw // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 15. – P. 18755–18768.
161. Kilbane-Dawe, I. A comparison of Match ozonesonde-derived and 3D model ozone loss rates in the Arctic polar vortex during the winters of 1994/95 and 1995/96 / I. Kilbane-Dawe, N.R.P. Harris, J.A. Pyle, M. Rex, A.M. Lee, M.P. Chipperfield // J. Atmos. Chem. – 2001. – V. 39, N 2. – P. 123–138.

162. Müller, R. Severe chemical ozone loss in the Arctic during the winter of 1995–96 / R. Müller, P.J. Crutzen, J.-U. Grooβ, C. Bürhl, J.M. Russell, H. Gernandt, D.S. McKenna, A.F. Tuck // Nature. – 1997. – V. 389. – P. 709–712.
163. Rex, M. Prolonged stratospheric ozone loss in the 1995–96 Arctic winter / M. Rex, N.R.P. Harris, P. von der Gathen, R. Lehmann, G.O. Braathen, E. Reimer, A. Beck, M.P. Chipperfield, R. Alfier, M. Allaart, F. O'Connor, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, Z. Litynska, I.S. Mikkelsen, M.G. Molyneux, H. Nakane, J. Notholt, M. Rummukainen, P. Viatte, J. Wenger // Nature. – 1997. – V. 389. – P. 835–838.
164. Hansen, G. Evidence of substantial ozone depletion in winter 1995/96 over northern Norway / G. Hansen, T. Svenøe, M.P. Chipperfield, A. Dahlback, U.-P. Hoppe // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 7. – P. 799–802.
165. Manney, G.L. Polar vortex conditions during the 1995–96 Arctic winter: Meteorology and MLS ozone / G.L. Manney, M.L. Santee, L. Froidevaux, J.W. Waters, R.W. Zurek // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23, N 22. – P. 3203–3206.
166. Lukyanov, A.N. Lagrangian estimations of ozone loss in the core and edge region of the Arctic polar vortex 1995/1996: model results and observations / A.N. Lukyanov, H. Nakane, V.A. Yushkov // J. Atmos. Chem. – 2003. – V. 44, N 2. – P. 191–210.
167. Weber, M. The cold Arctic winter 1995/96 as observed by GOME and HALOE: Tropospheric wave activity and chemical ozone loss / M. Weber, K.-U. Eichmann, F. Wittrock, K. Bramstedt, L. Hild, A. Richter, J.P. Burrows, R.M. Üller // Q. J. Roy. Meteor. Soc. – 2002. – V. 128, N 582. – P. 1293–1319.
168. Müller, R. Chemical ozone loss in the Arctic vortex in the winter 1995–96: HALOE measurements in conjunction with other observations / R. Müller, J.-U. Grooß, D.S. McKenna, P.J. Crutzen, C. Brühl, J.M. Russell III, L.L. Gordley, J.P. Burrows, A.F. Tuck // Ann. Geophys. – 1998. – V. 17, N 1. – P. 101–114.

169. Hansen, G. Ozone depletion at the edge of the Arctic polar vortex 1996/1997 / G. Hansen, M.P. Chipperfield // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 1. – P. 1837–1845.

170. Manney, G.L. MLS observations of Arctic ozone loss in 1996–97 / G.L. Manney, L. Froidevaux, M.L. Santee, R.W. Zurek, J.W. Waters // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 22. – P. 2697–2700.

171. Schulz, A. Match observations in the Arctic winter 1996/97: High stratospheric ozone loss rates correlate with low temperatures deep inside the polar vortex / A. Schulz, M. Rex, J. Steger, N.R.P. Harris, G.O. Braathen, E. Reimer, R. Alfier, A. Beck, M. Alpers, J. Cisneros, H. Claude, H.D. Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, S. Godin, G. Hansen, H. Kanzawa, B. Kois, Y. Kondo, E. Kosmidis, E. Kyrö, Z. Litynska, M.J. Molyneux, G. Murphy, H. Nakane, C. Parrondo, F. Ravegnani, C. Varotsos, C. Vialle, P. Viatte, V. Yushkov, C. Zerefos, P. von der Gathen // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27, N 2. – P. 205–208.

172. Kyrö, E. Ozone measurements during the Airborne Polar Experiment: Aircraft instrument validation, isentropic trends, and hemispheric fields prior to the 1997 Arctic ozone depletion / E. Kyrö, R. Kivi, T. Turunen, H. Aulamo, V.V. Rudakov, V. Khattatov, A.R. MacKenzie, M.P. Chipperfield, A.M. Lee, L. Stefanutti, F. Ravegnani // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105, N 11. – P. 14599–14611.

173. Donovan, D.P. Ozone, column ClO, and PSC measurements made at the NDSC Eureka Observatory (80°N, 86°W) during the spring of 1997 / D.P. Donovan, H. Fast, Y. Makino, J.C. Bird, A.I. Carswell, J. Davies, T.J. Duck, J.W. Kaminski, C.T. McElroy, R.L. Mittermeiter, S.R. Pal, V. Savastiouk, D. Velkov, J.A. Whiteway // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 22. – P. 2709–2712.

174. Pierce, R.B. HALOE observations of the Arctic vortex during the 1997 spring: Horizontal structure in the lower stratosphere / R.B. Pierce, T.D. Fairlie, E.E. Remsberg, J.M. Russell III, W.L. Grose // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 22. – P. 2701–2704.

175. Raffalski, U. Ground based millimeter-wave observations of Arctic chlorine activation during winter and spring 1996/97 / U. Raffalski, U. Klein, B. Franke, J. Langer, B.-M. Sinnhuber, J. Trentmann, K.F. Künzi, O. Schrems // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 17. – P. 3331–3334.
176. Terao, Y. Stratospheric ozone loss in the 1996/1997 Arctic winter: Evaluation based on multiple trajectory analysis for double-sounded air parcels by ILAS / Y. Terao, Y. Sasano, H. Nakajima, H.L. Tanaka, T. Yasunari // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 24. – P. 8210.
177. Toon, G.C. Ground-based observations of Arctic O_3 loss during spring and summer 1997 / G.C. Toon, J.-F. Blavier, B. Sen, R.J. Salawitch, G.B. Osterman, J. Notholt, M. Rex, C.T. McElroy, J.M. Russell III // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 21. – P. 26497–26510.
178. Van den Broek, M.M.P. Model study of stratospheric chlorine activation and ozone loss during the 1996/1997 winter / M.M.P. van den Broek, A. Bregman, J. Lelieveld // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105, N 23. – P. 28961–28977.
179. Rex, M. Chemical depletion of Arctic ozone in winter 1999/2000 / M. Rex, R.J. Salawitch, N.R.P. Harris, P. von der Gathen, G.O. Braathen, A. Schulz, H. Deckelmann, M. Chipperfield, B.-M. Sinnhuber, E. Reimer, R. Alfier, R. Bevilacqua, K. Hoppel, M. Fromm, J. Lumpe, H. Küllmann, A. Kleinböhl, H. Bremer, M. von König, K. Künzi, D. Toohey, H. Vömel, E. Richard, K. Aikin, H. Jost, J.B. Greenblatt, M. Loewenstein, J.R. Podolske, C.R. Webster, G.J. Flesch, D.C. Scott, R.L. Herman, J.W. Elkins, E.A. Ray, F.L. Moore, D.F. Hurst, P. Romashkin, G.C. Toon, B. Sen, J.J. Margitan, P. Wennberg, R. Neuber, M. Allart, B.R. Bojkov, H. Claude, J. Davies, W. Davies, H. de Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, Y. Kondo, E. Kyrö, Z. Litynska, I.S. Mikkelsen, M.J. Molyneux, E. Moran, T. Nagai, H. Nakane, C. Parrondo, F. Ravegnani, P. Skrivankova, P. Viatte, V. Yushkov // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8276.
180. Sinnhuber, B.-M. Large loss of total ozone during the Arctic winter of 1999/2000 / B.-M. Sinnhuber, M.P. Chipperfield, S. Davies, J.P. Burrows, K.-U. Eichmann,

M. Weber, P. von der Gathen, M. Guirlet, G.A. Cahill, A.M. Lee, J.A. Pyle // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27, N 21. – P. 3473–3476.

181. Bremer, H. Ozone depletion observed by the Airborne Submillimeter Radiometer (ASUR) during the Arctic winter 1999/2000 / H. Bremer, M. von König, A. Kleinböhl, H. Küllmann, K. Künzi, K. Bramstedt, J.P. Burrows, K.-U. Eichmann, M. Weber, A.P.H. Goede // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8277.
182. Drdla, K. Microphysical modeling of the 1999–2000 Arctic winter. 2. Chlorine activation and ozone depletion / K. Drdla, M.R. Schoeberl // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N 5. – P. 8319.
183. Mellqvist, J. Ground-based FTIR observations of chlorine activation and ozone depletion inside the Arctic vortex during the winter of 1999/2000 / J. Mellqvist, B. Galle, T. Blumenstock, F. Hase, D. Yashcov, J. Notholt, B. Sen, J.-F. Blavier, G.C. Toon, M.P. Chipperfield // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8263.
184. Klein, U. Ozone depletion and chlorine activation in the Arctic winter 1999/2000 observed in Ny-Ålesund / U. Klein, I. Wohltmann, K. Lindner, K.F. Künzi // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8288.
185. Eichmann, K.-U. Ozone depletion in Northern Hemisphere winter/spring 1999/2000 as measured by the Global Ozone Monitoring Experiment on ERS-2 / K.-U. Eichmann, M. Weber, K. Bramstedt, J.P. Burrows // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8280.
186. Grooß, J.-U. Simulation of ozone depletion in spring 2000 with the Chemical Lagrangian Model of the Stratosphere (CLaMS) / J.-U. Grooß, G. Günther, P. Konopka, R. Müller, D.S. McKenna, F. Stroh, B. Vogel, A. Engel, M. Müller, K. Hoppel, R. Bevilacqua, E. Richard, C.R. Webster, J.W. Elkins, D.F. Hurst, P.A. Romashkin, D.G. Baumgardner // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8295.
187. Ross, D.E.M. Investigation of Arctic ozone depletion sampled over midlatitudes during the Egrett campaign of spring/summer 2000 / D.E.M. Ross, J.A. Pyle,

N.R.P. Harris, J.D. McIntyre, G.A. Millard, A.D. Robinson, R. Busen // Atmos. Chem. Phys. – 2004. – V. 4, N 5. – P. 1407–1417.

188. Hoppel, K. POAM III observations of Arctic ozone loss for the 1999/2000 winter / K. Hoppel, R. Bevilacqua, G. Nedoluha, C. Deniel, F. Lefèvre, J. Lumpe, M. Fromm, C. Randall, J. Rosenfield, M. Rex // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 20. – P. 8262.
189. Christensen, T. Vortex-averaged Arctic ozone depletion in the winter 2002/2003 / T. Christensen, B.M. Knudsen, M. Streibel, S.B. Andersen, A. Benesova, G. Braathen, H. Claude, J. Davies, H.D. Backer, H. Dier, V. Dorokhov, M. Gerding, M. Gil, B. Henchoz, H. Kelder, R. Kivi, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, G. Peters, P. Skrivankova, R. Stübi, T. Turunen, G. Vaughan, P. Viatte, A.F. Vik, P. von der Gathen, I. Zaitcev // Atmos. Chem. Phys. – 2005. – V. 5, N 1. – P. 131–138.
190. Feng, W. Three-dimensional model study of the Arctic ozone loss in 2002/2003 and comparison with 1999/2000 and 2003/2004 / W. Feng, M.P. Chipperfield, S. Davies, B. Sen, G. Toon, J.F. Blavier, C.R. Webster, C.M. Volk, A. Ulanovsky, F. Ravegnani, P. von der Gathen, H. Jost, E.C. Richard, H. Claude // Atmos. Chem. Phys. – 2005. – V. 5, N 1. – P. 139–152.
191. Goutail, F. Early unusual ozone loss during the Arctic winter 2002/2003 compared to other winters / F. Goutail, J.-P. Pommereau, F. Lefèvre, M. van Roozendael, S.B. Andersen, B.-A. Kåstad Høiskar, V. Dorokhov, E. Kyrö, M.P. Chipperfield, W. Feng // Atmos. Chem. Phys. – 2005. – V. 5, N 3. – P. 665–677.
192. Singleton, C.S. 2002–2003 Arctic ozone loss deduced from POAM III satellite observations and the SLIMCAT chemical transport model / C.S. Singleton, C.E. Randall, M.P. Chipperfield, S. Davies, W. Feng, R.M. Bevilacqua, K.W. Hoppel, M.D. Fromm, G.L. Manney, V.L. Harvey // Atmos. Chem. Phys. – 2005. – V. 5, N 3. – P. 597–609.
193. Streibel, M. Chemical ozone loss in the Arctic winter 2002/2003 determined with Match / M. Streibel, M. Rex, P. von der Gathen, R. Lehmann, N.R.P. Harris,

G.O. Braathen, E. Reimer, H. Deckelmann, M. Chipperfield, G. Millard, M. Allaart, S.B. Andersen, H. Claude, J. Davies, H. de Backer, H. Dier, V. Dorokov, H. Fast, M. Gerding, E. Kyrö, Z. Litynska, D. Moore, E. Moran, T. Nagai, H. Nakane, C. Parrondo, P. Skrivankova, R. Stübi, G. Vaughan, P. Viatte, V. Yushkov // Atmos. Chem. Phys. – 2006. – V. 6, N 10. – P. 2783–2792.

194. Tilmes, S. Very early chlorine activation and ozone loss in the Arctic winter 2002–2003 / S. Tilmes, R. Müller, J.-U. Grooß, M. Höpfner, G.C. Toon, J.M. Russell III // Geophys. Res. Lett. – 2003. – V. 30, N 23. – P. 2201.

195. Amraoui, L.E. Ozone loss in the 2002–2003 Arctic vortex deduced from the assimilation of Odin/SMR O_3 and N_2O measurements: N_2O as a dynamical tracer / L.E. Amraoui, V.-H. Peuch, P. Ricaud, S. Massart, N. Semane, H. Teyssèdre, D. Cariolle, F. Karcher // Q. J. Roy. Meteor. Soc. – 2008. – V. 134, N 630. – P. 217–228.

196. Kuttippurath, J. Arctic ozone depletion in 2002–2003 measured by ASUR and comparison with POAM observations / J. Kuttippurath, A. Kleinböhl, M. Sinnhuber, H. Bremer, H. Küllmann, J. Notholt, S. Godin-Beekmann, O. Tripathi, G. Nikulin // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 22. – P. D22305.

197. Von Hobe, M. Severe ozone depletion in the cold Arctic winter 2004–05 / M. von Hobe, A. Ulanovsky, C.M. Volk, J.-U. Grooß, S. Tilmes, P. Konopka, G. Günther, A. Werner, N. Spelten, G. Shur, V. Yushkov, F. Ravegnani, C. Schiller, R. Müller, F. Stroh // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33, N 17. – P. L17815.

198. Feng, W. Modelling the effect of denitrification on polar ozone depletion for Arctic winter 2004/2005 / W. Feng, M.P. Chipperfield, S. Davies, G.W. Mann, K.S. Carslaw, S. Dhomse, L. Harvey, C. Randall, M.L. Santee // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – V. 11, N 13. – P. 6559–6573.

199. Rösevall, J.D. A study of ozone depletion in the 2004/2005 Arctic winter based on data from Odin/SMR and Aura/MLS / J.D. Rösevall, D.P. Murtagh, J. Urban,

W. Feng, P. Eriksson, S. Brohede // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113, N 13. – P. D13301.

200. Tilmes, S. Chemical ozone loss in the Arctic and Antarctic stratosphere between 1992 and 2005 / S. Tilmes, R. Müller, A. Engel, M. Rex, J.M. Russell III // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33, N 20. – P. L20812.
201. Feng, W. Large chemical ozone loss in 2004/2005 Arctic winter/spring / W. Feng, M.P. Chipperfield, S. Davies, P. von der Gathen, E. Kyrö, C.M. Volk, A. Ulanovsky, G. Belyaev // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34, N 9. – P. L09803.
202. Singleton, C.S. Quantifying Arctic ozone loss during the 2004–2005 winter using satellite observations and a chemical transport model / C.S. Singleton, C.E. Randall, V.L. Harvey, M.P. Chipperfield, W. Feng, G.L. Manney, L. Froidevaux, C.D. Boone, P.F. Bernath, K.A. Walker, C.T. McElroy, K.W. Hoppel // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112, N 7. – P. D07304.
203. Kuttippurath, J. Spatial, temporal, and vertical variability of polar stratospheric ozone loss in the Arctic winters 2004/2005–2009/2010 / J. Kuttippurath, S. Godin-Beekmann, F. Lefèvre, F. Goutail // Atmos. Chem. Phys. – 2010. – V. 10, N 20. – P. 9915–9930.
204. Sinnhuber, B.-M. Arctic winter 2010/2011 at the brink of an ozone hole / B.-M. Sinnhuber, G. Stiller, R. Ruhnke, T. von Clarmann, S. Kellmann, J. Aschmann // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 24. – P. L24814.
205. Karpechko, A.Y. A model study of tropospheric impacts of the Arctic ozone depletion 2011 / A.Y. Karpechko, J. Perlwitz, E. Manzini // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 13. – P. 7999–8014.
206. Adams, C. Severe 2011 ozone depletion assessed with 11 years of ozone, NO_2, and OClO measurements at 80°N / C. Adams, K. Strong, X. Zhao, M.R. Bassford, M.P. Chipperfield, W. Daffer, J.R. Drummond, E.E. Farahani, W. Feng, A. Fraser, F. Goutail, G. Manney, C.A. McLinden, A. Pazmino, M. Rex, K.A. Walker // Geophys. Res. Lett. – 2012. – V. 39, N 5. – P. L05806.

207. Isaksen, I.S.A. Attribution of the Arctic ozone column deficit in March 2011 / I.S.A. Isaksen, C. Zerefos, W.-C. Wang, D. Balis, K. Eleftheratos, B. Rognerud, F. Stordal, T.K. Berntsen, J.H. LaCasce, O.A. Søvde, D. Olivié, Y.J. Orsolini, I. Zyrichidou, M. Prather, O.N.E. Tuinder // Geophys. Res. Lett. – 2012. – V. 39, N 24. – P. L24810.

208. Lindenmaier, R. Unusually low ozone, HCl, and HNO_3 column measurements at Eureka, Canada during winter/spring 2011 / R. Lindenmaier, K. Strong, R.L. Batchelor, M.P. Chipperfield, W.H. Daffer, J.R. Drummond, T.J. Duck, H. Fast, W. Feng, P.F. Fogal, F. Kolonjari, G.L. Manney, A. Manson, C. Meek, R.L. Mittermeier, G.J. Nott, C. Perro, K.A. Walker // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 8. – P. 3821–3835.

209. Hu, Y.Y. Extremely cold and persistent stratospheric Arctic vortex in the winter of 2010–2011 / Y.Y. Hu, Y. Xia // Chinese Sci. Bull. – 2013. – V. 58, N 25. – P. 3155–3160.

210. Griffin, D. Stratospheric ozone loss in the Arctic winters between 2005 and 2013 derived with ACE-FTS measurements / D. Griffin, K.A. Walker, I. Wohltmann, S.S. Dhomse, M. Rex, M.P. Chipperfield, W. Feng, G.L. Manney, J. Liu, D. Tarasick // Atmos. Chem. Phys. – 2019. – V. 19, N 1. – P. 577–601.

211. Khosrawi, F. Comparison of ECHAM5/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) simulations of the Arctic winter 2009/2010 and 2010/2011 with Envisat/MIPAS and Aura/MLS observations / F. Khosrawi, O. Kirner, G. Stiller, M. Höpfner, M.L. Santee, S. Kellmann, P. Braesicke // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 12. – P. 8873–8892.

212. Смышляев, С.П. Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов / С.П. Смышляев, А.И. Погорельцев, В.Я. Галин, Е.А. Дробашевская // Геомагнетизм и аэрономия. – 2016. – Т. 56, № 1 – С. 102–116.

213. Khosrawi, F. Denitrification, dehydration and ozone loss during the 2015/2016 Arctic winter / F. Khosrawi, O. Kirner, B.-M. Sinnhuber, S. Johansson, M. Höpfner, M.L. Santee, L. Froidevaux, J. Ungermann, R. Ruhnke,

W. Woiwode, H. Oelhaf, P. Braesicke // Atmos. Chem. Phys. – 2017. – V. 17, N 21. – P. 12893–12910.

214. Voigt, C. Widespread polar stratospheric ice clouds in the 2015–2016 Arctic winter – implications for ice nucleation / C. Voigt, A. Dörnbrack, M. Wirth, S.M. Groß, M.C. Pitts, L.R. Poole, R. Baumann, B. Ehard, B.-M. Sinnhuber, W. Woiwode, H. Oelhaf // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 21. – P. 15623–15641.
215. Яковлев, А.Р. Влияние Южной осцилляции на динамику стратосферы и озоновый слой Арктики / А.Р. Яковлев, С.П. Смышляев // Известия РАН. ФАО. – 2019. – Т. 55, № 1. – С. 98–113.
216. Thomas, M.A. Simulation of the climate impact of Mt. Pinatubo eruption using ECHAM5 – Part 2: Sensitivity to the phase of the QBO and ENSO / M.A. Thomas, M.A. Giorgetta, C. Timmreck, H.-F. Graf, G. Stenchikov // Atmos. Chem. Phys. – 2009. – V. 9, N 9. – P. 3001–3009.
217. Camp, C.D. The influence of the solar cycle and QBO on the late-winter stratospheric polar vortex / C.D. Camp, K.-K. Tung // J. Atmos. Sci. – 2007. – V. 64, N 4. – P. 1267–1283.
218. Hampson, J. Influence of the equatorial QBO on the extratropical stratosphere / J. Hampson, P. Haynes // J. Atmos. Sci. – 2006. – V. 63, N 3. – P. 936–951.
219. Pascoe, C.L. A GCM study of the influence of equatorial winds on the timing of sudden stratospheric warmings / C.L. Pascoe, L.J. Gray, A.A. Scaife // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33, N 6. – P. L06825.
220. Naito, Y. Behavior of planetary waves before and after stratospheric sudden warming events in several phases of the equatorial QBO / Y. Naito, S. Yoden // J. Atmos. Sci. – 2006. – V. 63, N 6. – P. 1637–1649.
221. Kinnersley, J.S. Mechanisms for the extratropical QBO in circulation and ozone / J.S. Kinnersley, K.K. Tung // J. Atmos. Sci. – 1999. – V. 56, N 12. – P. 1942–1962.

222. Naoe, H. Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation / H. Naoe, K. Shibata // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, N 19. – P. D19102.
223. O'Sullivan, D. Modeling the quasi-biennial oscillation's effect on the winter stratospheric circulation / D. O'Sullivan, R. Young // J. Atmos. Sci. – 1992. – V. 49, N 24. – P. 2437–2448.
224. Hu, Y. Tropospheric and equatorial influences on planetary-wave amplitude in the stratosphere / Y. Hu, K.K. Tung // Geophys. Res. Lett. – 2002. – V. 29, N 2. – P. 1019.
225. Ruzmaikin, A. Extratropical signature of the quasi-biennial oscillation / A. Ruzmaikin, J. Feynman, X. Jiang, Y.L. Yung // J. Geophys. Res. – 2005. – V. 110, N 11. – P. D11111.
226. Ford, E.A.K. QBO effects on Antarctic mesospheric winds and polar vortex dynamics / E.A.K. Ford, R.E. Hibbins, M.J. Jarvis // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 20. – P. L20801.
227. Chen, W. Interannual variability of the winter stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere and their relations to QBO and ENSO / W. Chen, K. Wei // Adv. Atmos. Sci. – 2009. – V. 26, N 5. – P. 855–863.
228. Calvo, N. Sensitivity of the boreal winter circulation in the middle atmosphere to the quasi-biennial oscillation in MAECHAM5 simulations / N. Calvo, M.A. Giorgetta, C. Peña-Ortiz // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112, N 10. – P. D10124.
229. Niwano, M. The influence of the equatorial QBO on the Northern Hemisphere winter circulation of a GCM / M. Niwano, M. Takahashi // J. Meteor. Soc. Jpn. – 1998. – V. 76, N 3. – P. 453–461.
230. Hitchman, M.H. Seasonal influence of the quasi-biennial oscillation on stratospheric jets and Rossby wave breaking / M.H. Hitchman, A.S. Huesmann // J. Atmos. Sci. – 2009. – V. 66, N 4. – P. 935–946.
231. Thomas, M.A. Simulation of the climate impact of Mt. Pinatubo eruption using ECHAM5 – Part 1: Sensitivity to the modes of atmospheric circulation and

boundary conditions / M.A. Thomas, C. Timmreck, M.A. Giorgetta, H.-F. Graf, G. Stenchikov // Atmos. Chem. Phys. – 2009. – V. 9, N 2. – P. 757–769.

232. Погорельцев, А.И. Межгодовая и климатическая изменчивость сроков весенней перестройки циркуляции стратосферы / А.И. Погорельцев, Е.Н. Савенкова // Ученые записки РГГМУ. – 2010. – № 11. – С. 53–62.
233. Garfinkel, C.I. Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere / C.I. Garfinkel, D.L. Hartmann // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112, N 19. – P. D19112.
234. Klekociuk, A.R. The Antarctic ozone hole during 2010 / A.R. Klekociuk, M.B. Tully, S.P. Alexander, R.J. Dargaville, L.L. Deschamps, P.J. Fraser, H.P. Gies, S.I. Henderson, J. Javorniczky, P.B. Krummel, S.V. Petelina, J.D. Shanklin, J.M. Siddaway, K.A. Stone // Aust. Meteorol. Ocean. – 2011. – V. 61, N 4. – P. 253–267.
235. Haigh, J.D. The final warming date of the Antarctic polar vortex and influences on its interannual variability / J.D. Haigh, H.K. Roscoe // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 22. – P. 5809–5819.
236. Garfinkel, C.I. Does the Holton–Tan mechanism explain how the quasi-biennial oscillation modulates the Arctic polar vortex? / C.I. Garfinkel, T.A. Shaw, D.L. Hartmann, D.W. Waugh // J. Atmos. Sci. – 2012. – V. 69, N 5. – P. 1713–1733.
237. Zuev, V.V. The cause of the spring strengthening of the Antarctic polar vortex / V.V. Zuev, E. Savelieva // Dynam. Atmos. Oceans. – 2019. – V. 87. – P. 101097.
238. Zuev, V.V. The cause of the strengthening of the Antarctic polar vortex during October–November periods / V.V. Zuev, E. Savelieva // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2019. – V. 190. – P. 1–5.
239. Кандиева, К.К. Влияние осцилляции Маддена–Джулиана на интенсивность и структуру полярного вихря / К.К. Кандиева, О.Г. Анискина, А.И. Погорельцев // Ученые записки РГГМУ. – 2018. – № 50. – С. 18–27.

240. Кандиева, К.К. Влияние осцилляции Маддена–Джулиана и квазидвухлетнего колебания на динамику внетропической стратосферы / К.К. Кандиева, О.Г. Анискина, А.И. Погорельцев, О.С. Зоркальцева, В.И. Мордвинов // Геомагнетизм и аэрономия. – 2019. – Т. 59, № 1 – С. 114–124.
241. Швед, Г.М. Временные вариации содержания озона в субарктике по данным спутниковых измерений и моделирования / Г.М. Швед, Я.А. Виролайнен, Ю.М. Тимофеев, С.И. Ермоленко, С.П. Смышляев, М.А. Моцаков, О. Кирнер // Известия РАН. ФАО. – 2018. – Т. 54, № 1. – С. 36–44.
242. Garfinkel, C.I. Impact of the MJO on the boreal winter extratropical circulation / C.I. Garfinkel, J.J. Benedict, E.D. Maloney // Geophys. Res. Lett. – 2014. – V. 41, N 16. – P. 6055–6062.
243. Madden, R.A. Observations of the 40–50-day tropical oscillation – A review / R.A. Madden, P.R. Julian // Mon. Weather Rev. – 1994. – V. 122, N 5. – P. 814–837.
244. Wohltmann, I. Near-complete local reduction of Arctic stratospheric ozone by severe chemical loss in spring 2020 / I. Wohltmann, P. von der Gathen, R. Lehmann, M. Maturilli, H. Deckelmann, G.L. Manney, J. Davies, D. Tarasick, N. Jepsen, R. Kivi, N. Lyall, M. Rex // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 20. – P. e2020GL089547.
245. Bernhard, G.H. Record-breaking increases in Arctic solar ultraviolet radiation caused by exceptionally large ozone depletion in 2020 / G.H. Bernhard, V.E. Fioletov, J.-U. Grooß, I. Ialongo, B. Johnsen, K. Lakkala, G.L. Manney, R. Müller, T. Svendby // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 24. – P. e2020GL090844.
246. Inness, A. Exceptionally low Arctic stratospheric ozone in spring 2020 as seen in the CAMS reanalysis / A. Inness, S. Chabrillat, J. Flemming, V. Huijnen, B. Langenrock, J. Nicolas, I. Polichtchouk, M. Razinger // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 125, N 23. – P. e2020JD033563.

247. Rao, J. The strong stratospheric polar vortex in March 2020 in sub-seasonal to seasonal models: Implications for empirical prediction of the low Arctic total ozone extreme / J. Rao, C.I. Garfinkel // Geophys. Res. Lett. – 2021. – V. 126, N 9. – P. e2020JD034190.
248. Bognar, K. Unprecedented spring 2020 ozone depletion in the context of 20 years of measurements at Eureka, Canada / K. Bognar, R. Alwarda, K. Strong, M.P. Chipperfield, S.S. Dhomse, J.R. Drummond, W. Feng, V. Fioletov, F. Goutail, B. Herrera, G.L. Manney, E.M. McCullough, L.F. Millán, A. Pazmino, K.A. Walker, T. Wizenberg, X. Zhao // Geophys. Res. Lett. – 2021. – V. 126, N 8. – P. e2020JD034365.
249. Weber, M. The unusual stratospheric Arctic winter 2019/20: Chemical ozone loss from satellite observations and TOMCAT chemical transport model / M. Weber, C. Arosio, W. Feng, S.S. Dhomse, M.P. Chipperfield, A. Meier, J.P. Burrows, K.-U. Eichmann, A. Richter, A. Rozanov // Geophys. Res. Lett. – 2021. – V. 126, N 6. – P. e2020JD034386.
250. Feng, W. Arctic ozone depletion in 2019/20: Roles of chemistry, dynamics and the Montreal protocol / W. Feng, S.S. Dhomse, C. Arosio, M. Weber, J.P. Burrows, M.L. Santee, M.P. Chipperfield // Geophys. Res. Lett. – 2021. – V. 48, N 4. – P. e2020GL091911.
251. DeLand, M.T. OMPS LP observations of PSC variability during the NH 2019–2020 season / M.T. DeLand, P.K. Bhartia, N. Kramarova, Z. Chen // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 20. – P. e2020GL090216.
252. Lee, S.H. Seasonal Forecasts of the Exceptional Northern Hemisphere Winter of 2020 / S.H. Lee, Z.D. Lawrence, A.H. Butler, A.Y. Karpechko // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 21. – P. e2020GL090328.
253. Lawrence, Z.D. The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic Oscillation and ozone loss / Z.D. Lawrence, J. Perlwitz, A.H. Butler, G.L. Manney, P.A. Newman, S.H. Lee, E.R. Nash // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 125, N 22. – P. e2020JD033271.

254. Varotsos, C.A. The lesson learned from the unprecedented ozone hole in the Arctic in 2020; A novel nowcasting tool for such extreme events / C.A. Varotsos, M.N. Efstathiou, J. Christodoulakis // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2020. – V. 207. – P. 105330.

255. Manney, G.L. Record-low Arctic stratospheric ozone in 2020: MLS observations of chemical processes and comparisons with previous extreme winters / G.L. Manney, N.J. Livesey, M.L. Santee, L. Froidevaux, A. Lambert, Z.D. Lawrence, L.F. Millán, J.L. Neu, W.G. Read, M.J. Schwartz, R.A. Fuller // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 16. – P. e2020GL089063.

256. Rao, J. Arctic ozone loss in March 2020 and its seasonal prediction in CFSv2: A comparative study with the 1997 and 2011 cases / J. Rao, C.I. Garfinkel // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 125, N 21. – P. e2020JD033524.

257. Hersbach, H. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach, B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. de Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R.J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, J.-N. Thépaut // Q. J. Roy. Meteor. Soc. – 2020. – V. 146, N 729. – P. 1–51.

258. Zuev, V.V. Arctic polar vortex dynamics during winter 2006/2007 / V.V. Zuev, E. Savelieva // Polar Sci. – 2020. – V. 25. – P. 100532.

259. Зуев, В.В. Особенности перестройки циркуляции стратосферы вследствие внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г. / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, В.Ю. Агеева, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2017. – Т. 30, № 4. – С. 310–314.

260. Ayarzagüena, B. No robust evidence of future changes in major stratospheric sudden warmings: a multi-model assessment from CCMI / B. Ayarzagüena, L.M. Polvani, U. Langematz, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, M. Dameris,

M. Deushi, S.C. Hardiman, P. Jöckel, A. Klekociuk, M. Marchand, M. Michou, O. Morgenstern, F.M. O'Connor, L.D. Oman, D.A. Plummer, L. Revell, E. Rozanov, D. Saint-Martin, J. Scinocca, A. Stenke, K. Stone, Y. Yamashita, K. Yoshida, G. Zeng // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 15. – P. 11277–11287.

261. The NOAA Earth System Research Laboratory's Physical Sciences Division (ESRL PSD). Plotting & Analysis. – URL: https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/epflux (дата обращения 01/2021).
262. Зуев, В.В. Аномальное разрушение озона в Арктике с января по апрель 2020 г.: динамика полярного вихря под влиянием планетарных волн / В.В. Зуев, Е.С. Савельева // Исследование Земли из космоса. – 2021. – № 1. – С. 41–52.
263. Hurwitz, M.M. The Arctic vortex in March 2011: A dynamical perspective / M.M. Hurwitz, P.A. Newman, C.I. Garfinkel // Atmos. Chem. Phys. – 2011. – V. 11, N 22. – P. 11447–11453.
264. Manney, G.L. Arctic ozone depletion observed by UARS MLS during the 1994–95 winter / G.L. Manney, L. Froidevaux, J.W. Waters, M.L. Santee, W.G. Read, D.A. Flower, R.F. Jarnot, R.W. Zurek // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23, N 1. – P. 85–88.
265. Solomon, S. Emergence of healing in the Antarctic ozone layer / S. Solomon, D.J. Ivy, D. Kinnison, M.J. Mills, R.R. Neely, A. Schmidt // Science. – 2016. – V. 353, N 6296. – P. 269–274.
266. Зуев, В.В. Влияние температуры нижней субтропической стратосферы на динамику антарктического полярного вихря / В.В. Зуев, И.В. Боровко, В.Н. Крупчатников, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2020. – Т. 33, № 5. – С. 415–418.
267. Stenchikov, G. Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models / G. Stenchikov, K. Hamilton, R.J. Stouffer, A. Robock, V. Ramaswamy, B. Santer, H.-F. Graf // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, N 7. – P. D07107.

268. Zuev, V.V. 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia) / V.V. Zuev, V.D. Burlakov, A.V. Nevzorov, V.L. Pravdin, E.S. Savelieva, V.V. Gerasimov // Atmos. Chem. Phys. – 2017. – V. 17, N 4. – P. 3067–3081.
269. Kodera, K. Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter / K. Kodera // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 1. – P. 1273–1282.
270. Perlwitz, J. The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter / J. Perlwitz, H.-F. Graf // J. Climate. – 1995. – V. 8, N 10. – P. 2281–2295.
271. Kirchner, I. Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption / I. Kirchner, G.L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock, J.C. Antuña // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 16. – P. 19039–19055.
272. Stenchikov, G. Arctic oscillation response to the 1991 Pinatubo eruption in the SKYHI general circulation model with a realistic quasi-biennial oscillation / G. Stenchikov, K. Hamilton, A. Robock, V. Ramaswamy, M.D. Schwarzkopf // J. Geophys. Res. – 2004. – V. 109, N 3. – P. D03112.
273. DallaSanta, K. The circulation response to volcanic eruptions: The key roles of stratospheric warming and eddy interactions / K. DallaSanta, E.P. Gerber, M. Toohey // J. Climate. – 2019. – V. 32, N 4. – P. 1101–1120.
274. Yulaeva, E. On the cause of the annual cycle in tropical lower-stratospheric temperatures / E. Yulaeva, J.R. Holton, J.M. Wallace // J. Atmos. Sci. – 1994. – V. 51, N 2. – P. 169–174.
275. Steinbrecht, W. Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations / W. Steinbrecht, B. Hassler, H. Claude, P. Winkler, R.S. Stolarski // Atmos. Chem. Phys. – 2003. – V. 3, N 5. – P. 1421–1438.
276. Randel, W.J. Coherent variations of monthly mean total ozone and lower stratospheric temperature / W.J. Randel, J.B. Cobb // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 3. – P. 5433–5447.

277. Newman, P.A. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? / P.A. Newman, E.R. Nash, J.E. Rosenfield // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106, N 17. – P. 19999–20010.

278. Reid, S.J. A study of ozone laminae using diabatic trajectories, contour advection and photochemical trajectory model simulations / S.J. Reid, M. Rex, P. von der Gathen, I. Fløisand, F. Stordal, G.D. Carver, A. Beck, E. Reimer, R. Krüger-Carstensen, L.L. de Haan, G. Braathen, V. Dorokhov, H. Fast, E. Kyrö, M. Gil, Z. Lityñska, M. Molyneux, G. Murphy, F. O'Connor, F. Ravegnani, C. Varotsos, J. Wenger, C. Zerefos // J. Atmos. Chem. – 1998. – V. 30, N 1. – P. 187–207.

279. Schulz, A. Arctic ozone loss in threshold conditions: Match observations in 1997/1998 and 1998/1999 / A. Schulz, M. Rex, N.R.P. Harris, G.O. Braathen, E. Reimer, R. Alfier, I. Kilbane-Dawe, S. Eckermann, M. Allaart, M. Alpers, B. Bojkov, J. Cisneros, H. Claude, E. Cuevas, J. Davies, H. de Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, S. Godin, B. Johnson, B. Kois, Y. Kondo, E. Kosmidis, E. Kyrö, Z. Litynska, I.S. Mikkelsen, M.J. Molyneux, G. Murphy, T. Nagai, H. Nakane, F. O'Connor, C. Parrondo, F.J. Schmidlin, P. Skrivankova, C. Varotsos, C. Vialle, P. Viatte, V. Yushkov, C. Zerefos, P. von der Gathen // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106, N 7. – P. 7495–7503.

280. Cracknell, A.P. The Antarctic 2006 ozone hole / A.P. Cracknell, C.A. Varotsos // Int. J. Remote Sens. – 2007. – V. 28, N 1. – P. 1–2.

281. Garfinkel, C.I. Temperature trends in the tropical upper troposphere and lower stratosphere: Connections with sea surface temperatures and implications for water vapor and ozone / C.I. Garfinkel, D.W. Waugh, L.D. Oman, L. Wang, M.M. Hurwitz // J. Geophys. Res. – 2013. – V. 118, N 17. – P. 9658–9672.

282. Garfinkel, C.I. Nonlinear response of tropical lower-stratospheric temperature and water vapor to ENSO / C.I. Garfinkel, A. Gordon, L.D. Oman, F. Li, S. Davis, S. Pawson // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 7. – P. 4597–4615.

283. Яковлев, А.Р. Численное моделирование глобального воздействия океана и явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья на структуру и состав атмосферы /

А.Р. Яковлев, С.П. Смышляев // Ученые записки РГГМУ. – 2017. – № 49. – С. 58–72.

284. Дробашевская, Е.А. Реакция внетропической стратосферы на события Эль-Ниньо Южного Колебания во время весенней перестройки циркуляции / Е.А. Дробашевская, А.И. Погорельцев, С.П. Смышляев // Труды Военно-космической академии имени А.Ф. Можайского. – 2018. – № 662. – С. 33–36.
285. Charlton, A.J. The splitting of the stratospheric polar vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical evolution / A.J. Charlton, A. O'Neill, W.A. Lahoz, P. Berrisford // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 590–602.
286. Feng, W. Three-dimensional model study of the Antarctic ozone hole in 2002 and comparison with 2000 / W. Feng, M.P. Chipperfield, H.K. Roscoe, J.J. Remedios, A.M. Waterfall, G.P. Stiller, N. Glatthor, M. Höpfner, D.-Y. Wang // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 822–837.
287. Kondragunta, S. Vertical structure of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole / S. Kondragunta, L.E. Flynn, A. Neuendorffer, A.J. Miller, C. Long, R. Nagatani, S. Zhou, T. Beck, E. Beach, R. McPeters, R. Stolarski, P.K. Bhartia, M.T. DeLand, L.-K. Huang // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 801–811.
288. Stolarski, R.S. The ozone hole of 2002 as measured by TOMS / R.S. Stolarski, R.D. McPeters, P.A. Newman // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 716–720.
289. Hio, Y. Interannual variations of the seasonal March in the Southern Hemisphere stratosphere for 1979–2002 and characterization of the unprecedented year 2002 / Y. Hio, S. Yoden // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 567–580.
290. Roscoe, H.K. Has the Antarctic vortex split before 2002? / H.K. Roscoe, J.D. Shanklin, S.R. Colwell // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 581–588.
291. Krüger, K. The unusual midwinter warming in the Southern Hemisphere stratosphere 2002: A comparison to Northern Hemisphere phenomena / K. Krüger, B. Naujokat, K. Labitzke // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 603–613.

292. Newman, P.A. The unusual Southern Hemisphere stratosphere winter of 2002 / P.A. Newman, E.R. Nash // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 614–628.
293. Scaife, A.A. Stratospheric vacillations and the major warming over Antarctica in 2002 / A.A. Scaife, D.R. Jackson, R. Swinbank, N. Butchart, H.E. Thornton, M. Keil, L. Henderson // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 629–639.
294. Harnik, N. Wave reflection and focusing prior to the major stratospheric warming of September 2002 / N. Harnik, R.K. Scott, J. Perlwitz // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 640–650.
295. Gray, L. A possible influence of equatorial winds on the September 2002 Southern Hemisphere sudden warming event / L. Gray, W. Norton, C. Pascoe, A. Charlton // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 651–667.
296. Simmons, A. ECMWF analyses and forecasts of stratospheric winter polar vortex breakup: September 2002 in the Southern Hemisphere and related events / A. Simmons, M. Hortal, G. Kelly, A. McNally, A. Untch, S. Uppala // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 668–689.
297. Manney, G.L. Simulations of dynamics and transport during the September 2002 Antarctic major warming / G.L. Manney, J.L. Sabutis, D.R. Allen, W.A. Lahoz, A.A. Scaife, C.E. Randall, S. Pawson, B. Naujokat, R. Swinbank // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 690–707.
298. Von Savigny, C. The ozone hole breakup in September 2002 as seen by SCIAMACHY on ENVISAT / C. von Savigny, A. Rozanov, H. Bovensmann, K.-U. Eichmann, S. Noël, V. Rozanov, B.-M. Sinnhuber, M. Weber, J.P. Burrows, J.W. Kaiser // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 721–734.
299. Orsolini, Y.J. An observational study of the final breakdown of the Southern Hemisphere stratospheric vortex in 2002 / Y.J. Orsolini, C.E. Randall, G.L. Manney, D.R. Allen // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 735–747.
300. Randall, C.E. Reconstruction and simulation of stratospheric ozone distributions during the 2002 austral winter / C.E. Randall, G.L. Manney, D.R. Allen, R.M. Bevilacqua, J. Hornstein, C. Trepte, W. Lahoz, J. Ajtic, G. Bodeker // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 748–764.

301. Richter, A. GOME observations of stratospheric trace gas distributions during the splitting vortex event in the Antarctic winter of 2002. Part I: Measurements / A. Richter, F. Wittrock, M. Weber, S. Beirle, S. Kühl, U. Platt, T. Wagner, W. Wilms-Grabe, J.P. Burrows // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 778–785.

302. Glatthor, N. Mixing processes during the Antarctic vortex split in September–October 2002 as inferred from source gas and ozone distributions from ENVISAT–MIPAS / N. Glatthor, T. von Clarmann, H. Fischer, B. Funke, U. Grabowski, M. Höpfner, S. Kellmann, M. Kiefer, A. Linden, M. Milz, T. Steck, G.P. Stiller, G. Mengistu Tsidu, D.-Y. Wang // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 787–800.

303. Eskes, H. Ozone forecasts of the stratospheric polar vortex–splitting event in September 2002 / H. Eskes, A. Segers, P. van Velthoven // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 812–821.

304. Siegmund, P. Antarctic ozone transport and depletion in austral spring 2002 / P. Siegmund, H. Eskes, P. van Velthoven // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 838–847.

305. Hoppel, K. POAM III observations of the anomalous 2002 Antarctic ozone hole / K. Hoppel, R. Bevilacqua, D. Allen, G. Nedoluha, C. Randall // Geophys. Res. Lett. – 2003. – V. 30, N 7. – P. 1394.

306. Konopka, P. Mixing and chemical ozone loss during and after the Antarctic polar vortex major warming in September 2002 / P. Konopka, J.-U. Grooß, K.W. Hoppel, H.-M. Steinhorst, R. Müller // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 848–859.

307. Grooß, J.-U. Ozone chemistry during the 2002 Antarctic vortex split / J.-U. Grooß, P. Konopka, R. Müller // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 860–870.

308. Marchand, M. Model simulations of the impact of the 2002 Antarctic ozone hole on the midlatitudes / M. Marchand, S. Bekki, A. Pazmino, F. Lefèvre,

S. Godin-Beekmann, A. Hauchecorne // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 871–884.

309. Kushner, P.J. A very large, spontaneous stratospheric sudden warming in a simple AGCM: A prototype for the Southern Hemisphere warming of 2002? / P.J. Kushner, L.M. Polvani // J. Atmos. Sci. – 2005. – V. 62, N 3. – P. 890–897.
310. Савельева, Е.С. Динамика антарктического полярного вихря во время внезапного стратосферного потепления в 2002 г. / Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2020. – Т. 33, № 1. – С. 50–55.
311. Zuev, V.V. Antarctic polar vortex weakening due to a temperature decrease in the lower subtropical stratosphere / V.V. Zuev, E.S. Savelieva, I.V. Borovko, V.N. Krupchatnikov // Proc. SPIE. – 2020. – V. 11560. – P. 115607U.
312. Manney, G.L. Development of the polar vortex in the 1999–2000 Arctic winter stratosphere / G.L. Manney, J.L. Sabutis // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27, N 17. – P. 2589–2592.
313. Matthias, V. The extraordinarily strong and cold polar vortex in the early northern winter 2015/2016 / V. Matthias, A. Dörnbrack, G. Stober // Geophys. Res. Lett. – 2016. – V. 43, N 23. – P. 12287–12294.
314. Zuev, V.V. Influence of the subtropical stratosphere on the Antarctic polar vortex during spring 2019 / V.V. Zuev, E. Savelieva, I.V. Borovko, V.N. Krupchatnikov // Proc. SPIE. – 2021. – V. 11916. – P. 1191677.
315. Safieddine, S. Antarctic ozone enhancement during the 2019 sudden stratospheric warming event / S. Safieddine, M. Bouillon, A.-C. Paracho, J. Jumelet, F. Tencé, A. Pazmino, F. Goutail, C. Wespes, S. Bekki, A. Boynard, J. Hadji-Lazaro, P.-F. Coheur, D. Hurtmans, C. Clerbaux // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 47, N 14. – P. e2020GL087810.
316. Shikhovtsev, A.Y. Astroclimatic conditions at the Hoa Lac and Nha Trang astronomical observatories / A.Y. Shikhovtsev, P.G. Kovadlo, E.A. Kopylov, M.A. Ibrahimov, H.L. Xuan // Atmosphere. – 2021. – V. 12, N 12. – P. 1680.

317. Шиховцев, А.Ю. О статистике астроклиматических характеристик в Саянской солнечной обсерватории / А.Ю. Шиховцев, П.Г. Ковадло, А.В. Киселев // Солнечно-земная физика. – 2020. – Т. 6. – С. 126–133.
318. Rex, M. In situ measurements of stratospheric ozone depletion rates in the Arctic winter 1991/1992: A lagrangian approach / M. Rex, P. von der Gathen, N.R.P. Harris, D. Lucic, B.M. Knudsen, G.O. Braathen, S.J. Reid, H.D. Backer, H. Claude, R. Fabian, H. Fast, M. Gil, E. Kyrö, I.S. Mikkelsen, M. Rummukainen, H.G. Smit, J. Stähelin, C. Varotsos, I. Zaitcev // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103, N 5. – P. 5843–5853.
319. Chin, M. A reanalysis of carbonyl sulfide as a source of stratospheric background sulfur aerosol / M. Chin, D.D. Davis // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100, N 5. – P. 8993–9005.
320. Robock, A. Volcanism and the Earth's Atmosphere. Geophysical Monograph 139 / A. Robock, C. Oppenheimer. – Washington, D.C.: AGU, 2003. – 360 p.
321. Newhall, C.G. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism / C.G. Newhall, S. Self // J. Geophys. Res. – 1982. – V. 87, N 2. – P. 1231–1238.
322. Siebert, L. Volcanoes of the World, 3rd ed. / L. Siebert, T. Simkin, P. Kimberly. – Berkeley: University of California Press, 2010. – 551 p.
323. Зуев, В.В. Вулканогенный нанодисперсный углеродный аэрозоль в стратосфере / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, П.К. Куценогий, Е.С. Савельева // Химия уст. разв. – 2014. – Т. 22, № 1. – С. 83–88.
324. Зуев, В.В. Температурные и озоновые аномалии как индикаторы вулканогенной сажи в стратосфере / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2014. – Т. 27, № 8. – С. 698–704.
325. Zerefos, C.S. Further studies on possible volcanic signal to the ozone layer / C.S. Zerefos, K. Tourpali, A.F. Bais // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 12. – P. 25741–25746.

326. Goddard Institute for Space Studies NASA. Forcings in GISS Climate Model. Stratospheric Aerosol Optical Thickness. – URL: http://data.giss.nasa.gov/modelforce/strataer (дата обращения 01/2021).
327. Зуев, В.В. О роли вулканогенного разогрева тропической стратосферы в формировании очагов тепла в арктических регионах / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева, А.П. Шелехов, Е.А. Шелехова // Оптика атмосф. и океана. – 2014. – Т. 27, № 1. – С. 69–74.
328. Zuev, V.V. Large volcanic eruptions with the possible injection of aerosols into the stratosphere from 1800 to 2020 / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E. Savelieva // Proc. SPIE. – 2021. – V. 11916. – P. 1191675.
329. Smithsonian Institution. National Museum of Natural History. Global Volcanism Program. – URL: http://www.volcano.si.edu (дата обращения 01/2021).
330. Зуев, В.В. Вулканогенный фактор усиления стратосферно-тропосферного обмена / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2013. – Т. 26, № 12. – С. 1068–1072.
331. Trickl, T. 35 yr of stratospheric aerosol measurements at Garmisch-Partenkirchen: from Fuego to Eyjafjallajokull, and beyond / T. Trickl, H. Giehl, H. Jäger, H. Vogelmann // Atmos. Chem. Phys. – 2013. – V. 13, N 10. – P. 5205–5225.
332. Patterson, E.M. Optical properties of the ash from El Chichon volcano / E.M. Patterson, C.O. Pollard, I. Galindo // Geophys. Res. Lett. – 1983. – V. 10, N 4. – P. 317–320.
333. Michel, A.E. Reactive uptake of ozone on mineral oxides and mineral dusts / A.E. Michel, C.R. Usher, V.H. Grassian // Atmos. Environ. – 2003. – V. 37, N 23. – P. 3201–3211.
334. Zuev, V.V. Plinian eruptions as a potential source of black carbon in the stratosphere / V.V. Zuev, N.E. Zueva, E.S. Savelieva, V.V. Gerasimov // Proc. SPIE. – 2019. – V. 11208. – P. 112086E.

335. Hofmann, D.J. Ozone destruction through heterogeneous chemistry following the eruption of El Chichon / D.J. Hofmann, S. Solomon // J. Geophys. Res. – 1989. – V. 94, N 4. – P. 5029–5041.
336. Prather, M. Catastrophic loss of stratospheric ozone in dense volcanic clouds / M. Prather // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97, N 9. – P. 10187–10191.
337. Tabazadeh, A. Stratospheric chlorine injection by volcanic eruptions: HCI scavenging and implications for ozone / A. Tabazadeh, R.P. Turco // Science. – 1993. – V. 260, N 5111. – P. 1082–1086.
338. Millard, G.A. Halogen emissions from a small volcanic eruption: Modeling the peak concentrations, dispersion, and volcanically induced ozone loss in the stratosphere / G.A. Millard, T.A. Mather, D.M. Pyle, W.I. Rose, B. Thornton // Geophys. Res. Lett. – 2006. – V. 33, N 19. – P. L19815.
339. Telford, P. Reassessment of causes of ozone column variability following the eruption of Mount Pinatubo using a nudged CCM / P. Telford, P. Braesicke, O. Morgenstern, J. Pyle // Atmos. Chem. Phys. – 2009. – V. 9, N 13. – P. 4251–4260.
340. Ming, A. Stratospheric ozone changes from explosive tropical volcanoes: Modeling and ice core constraints / A. Ming, V.H.L. Winton, J. Keeble, N.L. Abraham, M.C. Dalvi, P. Griffiths, N. Caillon, A.E. Jones, R. Mulvaney, J. Savarino, M.M. Frey, X. Yang // Geophys. Res. Lett. – 2020. – V. 125, N 11. – P. e2019JD032290.
341. Muthers, S. The impacts of volcanic aerosol on stratospheric ozone and the Northern Hemisphere polar vortex: Separating radiative-dynamical changes from direct effects due to enhanced aerosol heterogeneous chemistry / S. Muthers, F. Arfeuille, C.C. Raible, E. Rozanov // Atmos. Chem. Phys. – 2015. – V. 15, N 20. – P. 11461–11476.
342. Revell, L.E. Impacts of Mt Pinatubo volcanic aerosol on the tropical stratosphere in chemistry–climate model simulations using CCMI and CMIP6 stratospheric aerosol data / L.E. Revell, A. Stenke, B. Luo, S. Kremser, E. Rozanov,

T. Sukhodolov, T. Peter // Atmos. Chem. Phys. – 2017. – V. 17, N 21. – P. 13139–13150.

343. Wegner, T. Heterogeneous chlorine activation on stratospheric aerosols and clouds in the Arctic polar vortex / T. Wegner, J.-U. Grooß, M. von Hobe, F. Stroh, O. Sumińska-Ebersoldt, C.M. Volk, E. Hösen, V. Mitev, G. Shur, R. Müller // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 22. – P. 11095–11106.
344. Wilka, C. On the role of heterogeneous chemistry in ozone depletion and recovery / C. Wilka, K. Shah, K. Stone, S. Solomon, D. Kinnison, M. Mills, A. Schmidt, R.R. Neely III // Geophys. Res. Lett. – 2018. – V. 45, N 15. – P. 7835–7842.
345. Naik, V. Impact of volcanic aerosols on stratospheric ozone recovery / V. Naik, L.W. Horowitz, M.D. Schwarzkopf, M. Lin // Geophys. Res. Lett. – 2017. – V. 122, N 17. – P. 9515–9528.
346. Hanson, D.R. Uptake of HCl and HOCl onto sulfuric acid: Solubilities, diffusivities, and reaction / D.R. Hanson, A.R. Ravishankara // J. Phys. Chem. – 1993. – V. 97, N 47. – P. 12309–12319.
347. Robinson, G.N. Heterogeneous uptake of $ClONO_2$ and N_2O_5 by sulfuric acid solutions / G.N. Robinson, D.R. Worsnop, J.T. Jayne, C.E. Kolb, P. Davidovits // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, N 3. – P. 3583–3601.
348. Robinson, G.N. Heterogeneous uptake of HCl by sulfuric acid solutions / G.N. Robinson, D.R. Worsnop, J.T. Jayne, C.E. Kolb, E. Swartz, P. Davidovits // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103, N 19. – P. 25371–25381.
349. Solomon, S. Ozone depletion at mid-latitudes: Coupling of volcanic aerosols and temperature variability to anthropogenic chlorine / S. Solomon, R.W. Portmann, R.R. Garcia, W.J. Randel, F. Wu, R.M. Nagatani, J. Gleason, L. Thomason, L.R. Poole, M.P. McCormick // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 11. – P. 1871–1874.
350. Hanson, D.R. Heterogeneous reactions in sulfuric acid aerosols: A framework for model calculations / D.R. Hanson, A.R. Ravishankara, S. Solomon // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 2. – P. 3615–3629.

351. Webster, C.R. Evolution of HCl concentrations in the lower stratosphere from 1991 to 1996 following the eruption of Mt. Pinatubo / C.R. Webster, R.D. May, H.A. Michelsen, D.C. Scott, J.C. Wilson, H.H. Jonsson, C.A. Brock, J.E. Dye, D. Baumgardner, R.M. Stimpfle, J.P. Koplow, J.J. Margitan, M.H. Proffitt, L. Jaeglé, R.L. Herman, H. Hu, G.J. Flesch, M. Loewenste // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 7. – P. 995–998.

352. Hendricks, J. Heterogeneous reactions on and in sulfate aerosols: Implications for the chemistry of the midlatitude tropopause region / J. Hendricks, E. Lippert, H. Petry, A. Ebel // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104, N 5. – P. 5531–5550.

353. Harker, A.B. Heterogeneous ozone decomposition on sulfuric acid surfaces at stratospheric temperatures / A.B. Harker, W.W. Ho // Atmos. Environ. – 1979. – V. 13, N 7. – P. 1005–1010.

354. Olszyna, K. Stratospheric heterogeneous decomposition of ozone / K. Olszyna, R.D. Cadle, R.G. DePena // J. Geophys. Res. – 1979. – V. 84, N 4. – P. 1771–1775.

355. Cadle, R.D. Heterogeneous chemical reactions in the stratosphere / R.D. Cadle, P. Crutzen, D. Ehhalt // J. Geophys. Res. – 1975. – V. 80, N 24. – P. 3381–3385.

356. Shindell, D.T. Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing / D.T. Shindell, G.A. Schmidt, R.L. Miller, D. Rind // J. Geophys. Res. – 2001. – V. 106, N 7. – P. 7193–7210.

357. Yang, F. On the surface and atmospheric temperature changes following the 1991 Pinatubo volcanic eruption: A GCM study / F. Yang, M.E. Schlesinger // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 8. – P. ACL8.

358. Rozanov, E.V. Climate/chemistry effects of the Pinatubo volcanic eruption simulated by the UIUC stratosphere/troposphere GCM with interactive photochemistry / E.V. Rozanov, M.E. Schlesinger, N.G. Andronova, F. Yang, S.L. Malyshev, V.A. Zubov, T.A. Egorova, B. Li // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 21. – P. ACL12.

359. Pitari, G. Short-term climatic impact of the 1991 volcanic eruption of Mt. Pinatubo and effects on atmospheric tracers / G. Pitari, E. Mancini // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2002. – V. 2, N 1. – P. 91–108.
360. Aquila, V. Dispersion of the volcanic sulfate cloud from a Mount Pinatubo–like eruption / V. Aquila, L.D. Oman, R.S. Stolarski, P.R. Colarco, P.A. Newman // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 6. – P. D06216.
361. Guo, S. Particles in the great Pinatubo volcanic cloud of June 1991: The role of ice / S. Guo, W.I. Rose, G.J.S. Bluth, I.M. Watson // Geochem. Geophys. Geosys. – 2004. – V. 5, N 5. – P. Q05003.
362. Beig, G. Evidence of the Pinatubo volcanic eruption on the distribution of ozone over the tropical Indian region / G. Beig, N. Saraf, S.K. Peshin // J. Geophys. Res. – 2002. – V. 107, N 23. – P. ACH3.
363. Andersen, U.J. Using analysis increments to estimate atmospheric heating rates following volcanic eruptions / U.J. Andersen, E. Kaas, P. Alpert // Geophys. Res. Lett. – 2001. – V. 28, N 6. – P. 991–994.
364. Aquila, V. The response of ozone and Nitrogen Dioxide to the eruption of Mt. Pinatubo at Southern and Northern midlatitudes / V. Aquila, L.D. Oman, R. Stolarski, A.R. Douglass, P.A. Newman // J. Atmos. Sci. – 2013. – V. 70, N 3. – P. 894–900.
365. Poberaj, C.S. Missing stratospheric ozone decrease at Southern Hemisphere middle latitudes after Mt. Pinatubo: A dynamical perspective / C.S. Poberaj, J. Staehelin, D. Brunner // J. Atmos. Sci. – 2011. – V. 68, N 9. – P. 1922–1945.
366. Wang, L.K. Biosolids treatment processes / L.K. Wang, N.K. Shammas, Y.-T. Hung. – Totowa, New Jersey: Humana Press, 2007. – 830 p.
367. Holasek, R.E. Satellite observations and interpretation of the 1991 Mount Pinatubo eruption plumes / R.E. Holasek, S. Self, A.W. Woods // J. Geophys. Res. – 1996. – V. 101, N 12. – P. 27635–27655.
368. Fero, J. Simulating the dispersal of tephra from the 1991 Pinatubo eruption: Implications for the formation of widespread ash layers / J. Fero, S.N. Carey, J.T. Merrill // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2009. – V. 186, N 1–2. – P. 120–131.

369. Wiesner, M.G. Grain size, areal thickness distribution and controls on sedimentation of the 1991 Mount Pinatubo tephra layer in the South China Sea / M.G. Wiesner, A. Wetzel, S.G. Catane, E.L. Listanco, H.T. Mirabueno // B. Volcanol. – 2003. – V. 66, N 3. – P. 226–242.

370. Gleason, J.F. Record low global ozone in 1992 / J.F. Gleason, P.K. Bhartia, J.R. Herman, R. McPeters, P. Newman, R.S. Stolarski, L. Flynn, G. Labow, D. Larko, C. Seftor, C. Wellemeyer, W.D. Komhyr, A.J. Miller, W. Planet // Science. – 1993. – V. 260, N 5107. – P. 523–526.

371. Bojkov, R.D. Record low total ozone during northern winters of 1992 and 1993 / R.D. Bojkov, C.S. Zerefos, D.S. Balis, I.C. Ziomas, A.F. Bais // Geophys. Res. Lett. – 1993. – V. 20, N 13. – P. 1351–1354.

372. Gobbi, G.P. Early stratospheric effects of the Pinatubo eruption / G.P. Gobbi, F. Congeduti, A. Adriani // Geophys. Res. Lett. – 1992. – V. 19, N 10. – P. 997–1000.

373. Hansen, J. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption / J. Hansen, A. Lacis, R. Ruedy, M. Sato // Geophys. Res. Lett. – 1992. – V. 19, N 2. – P. 215–218.

374. Ramachandran, S. Radiative impact of the Mount Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response / S. Ramachandran, V. Ramaswamy, G.L. Stenchikov, A. Robock // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105, N 19. – P. 24409–24429.

375. Eyring, V. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past / V. Eyring, N. Butchart, D.W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, G.E. Bodeker, B.A. Boville, C. Brühl, M.P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, M. Deushi, V.E. Fioletov, S.M. Frith, R.R. Garcia, A. Gettelman, M.A. Giorgetta, V. Grewe, L. Jourdain, D.E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, M. Marchand, D.R. Marsh, T. Nagashima, P.A. Newman, J.E. Nielsen, S. Pawson, G. Pitari, D.A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, T.G. Shepherd, K. Shibata, R.S. Stolarski, H. Struthers, W. Tian, M. Yoshiki // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, N 22. – P. D22308.

376. Vernier, J.-P. Major influence of tropical volcanic eruptions on the stratospheric aerosol layer during the last decade / J.-P. Vernier, L.W. Thomason, J.-P. Pommereau, A. Bourassa, J. Pelon, A. Garnier, A. Hauchecorne, L. Blanot, C. Trepte, D. Degenstein, F. Vargas // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 12. – P. L12807.
377. Randel, W.J. A stratospheric ozone profile data set for 1979–2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data / W.J. Randel, F. Wu // J. Geophys. Res. – 2007. – V. 112, N 6. – P. D06313.
378. Self, S. The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions / S. Self // Phil. Trans. R. Soc. A. – 2006. – V. 364, N 1845. – P. 2073–2097.
379. Randel, W.J. Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Pinatubo / W.J. Randel, F. Wu, J.M. Russell, J.W. Waters, L. Froidevaux // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100, N 8. – P. 16753–16764.
380. Otterå, O.H. Simulating the effects of the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption using the ARPEGE Atmosphere General Circulation Model / O.H. Otterå // Adv. Atmos. Sci. – 2008. – V. 25, N 2. – P. 213–226.
381. Robock, A. Southern Hemisphere atmospheric circulation effects of the 1991 Mount Pinatubo eruption / A. Robock, T. Adams, M. Moore, L. Oman, G. Stenchikov // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34, N 23. – P. L23710.
382. Schoeberl, M.R. Tropical ozone loss following the eruption of Mt. Pinatubo / M.R. Schoeberl, P.K. Bhartia, E. Hilsenrath, O. Torres // Geophys. Res. Lett. – 1993. – V. 20, N 1. – P. 29–32.
383. Brasseur, G. Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons, and ozone depletion / G. Brasseur, C. Granier // Science. – 1992. – V. 257, N 5074. – P. 1239–1242.
384. Kinne, S. Buffering of stratospheric circulation by changing amounts of tropical ozone a Pinatubo case study / S. Kinne, O.B. Toon, M.J. Prather // Geophys. Res. Lett. – 1992. – V. 19, N 19. – P. 1927–1930.
385. Rodriguez, J.M. Ozone response to enhanced heterogeneous processing after the eruption of Mt. Pinatubo / J.M. Rodriguez, M.K.W. Ko, N.D. Sze, C.W. Heisey,

G.K. Yue, M.P. McCormick // Geophys. Res. Lett. – 1994. – V. 21, N 3. – P. 209–212.

386. Bekki, S. Role of sulphur photochemistry in tropical ozone changes after the eruption of Mount Pinatubo / S. Bekki, R. Toumi, J.A. Pyle // Nature. – 1993. – V. 362. – P. 331–333.
387. Grant, W.B. Aerosol-associated changes in tropical stratospheric ozone following the eruption of Mount Pinatubo / W.B. Grant, E.V. Browell, J. Fishman, V.G. Brackett, R.E. Veiga, D. Nganga, A. Minga, B. Cros, C.F. Butler, M.A. Fenn, C.S. Long, L.L. Stowe // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 4. – P. 8197–8211.
388. Tie, X. Two-dimensional simulation of Pinatubo aerosol and its effect on stratospheric ozone / X. Tie, G.P. Brasseur, B. Briegleb, C. Granier // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 10. – P. 20545–20562.
389. Hofmann, D.J. Ozone loss in the lower stratosphere over the United States in 1992–1993: Evidence for heterogeneous chemistry on the Pinatubo aerosol / D.J. Hofmann, S.J. Oltmans, W.D. Komhyr, J.M. Harris, J.A. Lathrop, A.O. Langford, T. Deshler, B.J. Johnson, A. Torres, W.A. Matthews // Geophys. Res. Lett. – 1994. – V. 21, N 1. – P. 65–68.
390. Grant, W.B. Observations of reduced ozone concentrations in the tropical stratosphere after the eruption of Mt. Pinatubo / W.B. Grant, J. Fishman, E.V. Browell, V.G. Brackett, D. Nganga, A. Minga, B. Cros, R.E. Veiga, C.F. Butler, M.A. Fenn, G.D. Nowicki // Geophys. Res. Lett. – 1992. – V. 19, N 11. – P. 1109–1112.
391. Pitari, G. An estimate of the chemical and radiative perturbation of stratospheric ozone following the eruption of Mt. Pinatubo / G. Pitari, V. Rizi // J. Atmos. Sci. – 1993. – V. 50, N 19. – P. 3260–3276.
392. Angell, J.K. Stratospheric warming due to Agung, El Chichon, and Pinatubo taking into account the quasi-biennial oscillation / J.K. Angell // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, N 8. – P. 9479–9485.

393. Meteorological Service of Canada. World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre. – URL: http://www.woudc.org (дата обращения 01/2021).
394. Sigurdsson, H. The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd ed. / H. Sigurdsson, B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, J. Stix. – London: Academic Press, 2015. – 1421 p.
395. Woods, A.W. The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns / A.W. Woods // Bull. Volcanol. – 1988. – V. 50, N 3. – P. 169–193.
396. Scase, M.M. Evolution of volcanic eruption columns / M.M. Scase // J. Geophys. Res. – 2009. – V. 114, N 4. – P. F04003.
397. Textor, C. Volcanic particle aggregation in explosive eruption columns. Part II: Numerical experiments / C. Textor, H.F. Graf, M. Herzog, J.M. Oberhuber, W.I. Rose, G.G.J. Ernst // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2006. – V. 150, N 4. – P. 378–394.
398. Kravitz, B. Sensitivity of stratospheric geoengineering with black carbon to aerosol size and altitude of injection / B. Kravitz, A. Robock, D.T. Shindell, M.A. Miller // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 9. – P. 1–22.
399. Bekki, S. On the possible role of aircraft-generated soot in the middle latitude ozone depletion / S. Bekki // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, N 9. – P. 10751–10758.
400. Chandra, S. Changes in stratospheric ozone and temperature due to the eruptions of Mt. Pinatubo / S. Chandra // Geophys. Res. Lett. – 1993. – V. 20, N 1. – P. 33–36.
401. Angell, J.K. Estimated impact of Agung, El Chichon and Pinatubo volcanic eruptions on global and regional total ozone after adjustment for the QBO / J.K. Angell // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 6. – P. 647–650.
402. Dlugokencky, E.J. Changes in CH_4 and CO growth rates after the eruption of Mt. Pinatubo and their link with changes in tropical tropospheric UV flux / E.J. Dlugokencky, E.G. Dutton, P.C. Novelli, P.P. Tans, K.A. Masarie, K.O. Lantz, S. Madronich // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23, N 20. – P. 2761–2764.

403. Tie, X. The response of stratospheric ozone to volcanic eruptions: Sensitivity to atmospheric chlorine loading / X. Tie, G. Brasseur // Geophys. Res. Lett. – 1995. – V. 22, N 22. – P. 3035–3038.

404. Weaver, A. Effects of Pinatubo aerosol on stratospheric ozone at mid-latitudes / A. Weaver, M. Loewenstein, J.R. Podolske, S.E. Strahan, M.H. Proffitt, K. Aikin, J.J. Margitan, H.H. Jonsson, C.A. Brock, J.C. Wilson, O.B. Toon // Geophys. Res. Lett. – 1993. – V. 20, N 22. – P. 2515–2518.

405. Stenchikov, G.L. Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption / G.L. Stenchikov, I. Kirchner, A. Robock, H.-F. Graf, J.C. Antuña, R.G. Grainger, A. Lambert, L. Thomason // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103, N 12. – P. 13837–13857.

406. Hansen, J. Global surface air temperature in 1995: Return to pre-Pinatubo level / J. Hansen, R. Ruedy, M. Sato, R. Reynolds // Geophys. Res. Lett. – 1996. – V. 23, N 13. – P. 1665–1668.

407. Chakrabarty, D.K. Behavior of ozone over Indian region after Pinatubo eruption / D.K. Chakrabarty, S.K. Peshin // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, N 5. – P. 6153–6157.

408. Read, W.G. Microwave limb sounder measurement of stratospheric SO_2 from the Mt. Pinatubo volcano / W.G. Read, L. Froidevaux, J.W. Waters // Geophys. Res. Lett. – 1993. – V. 20, N 12. – P. 1299–1302.

409. Stowe, L.L. Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data / L.L. Stowe, R.M. Carey, P.P. Pellegrino // Geophys. Res. Lett. – 1992. – V. 19, N 2. – P. 159–162.

410. Oppenheimer, C. Volcanic degassing: process and impact / C. Oppenheimer, T.P. Fischer, B. Scaillet // Treatise on Geochemistry, 2nd ed. – Oxford: Elsevier, 2014. – V. 4. – P. 111–179.

411. Etiope, G. Natural emissions of methane from geothermal and volcanic sources in Europe / G. Etiope, T. Fridriksson, F. Italiano, W. Winiwarter, J. Theloke // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2007. – V. 165, N 1–2. – P. 76–86.

412. Capaccioni, B. Source conditions and degradation processes of light hydrocarbons in volcanic gases: an example from El Chichón volcano (Chiapas State, Mexico) / B. Capaccioni, Y. Taran, F. Tassi, O. Vaselli, G. Mangani, J.L. Macias // Chem. Geol. – 2004. – V. 206, N 1–2. – P. 81–96.
413. Svensen, H. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming / H. Svensen, S. Planke, A. Malthe-Sørenssen, B. Jamtveit, R. Myklebust, T.R. Eidem, S.S. Rey // Nature. – 2004. – V. 429. – P. 542–545.
414. Basiuk, V.A. Possible role of volcanic ash-gas clouds in the Earth's prebiotic chemistry / V.A. Basiuk, R. Navarro-Gonzalez // Orig. Life Evol. B. – 1996. – V. 26. – P. 173–194.
415. Fenidel, W. Interaction between carbon or iron aerosol particles and ozone / W. Fenidel, D. Matter, H. Burtscher, A. Schmidt-Ott // Atmos. Environ. – 1995. – V. 29, N 9. – P. 967–973.
416. Gao, R.S. Constraining the heterogeneous loss of O_3 on soot particles with observations in jet engine exhaust plumes / R.S. Gao, B. Kärcher, E.R. Keim, D.W. Fahey // Geophys. Res. Lett. – 1998. – V. 25, N 17. – P. 3323–3326.
417. Wei, C.-F. Modeling of ozone reactions on aircraft-related soot in the upper troposphere and lower stratosphere / C.-F. Wei, S.M. Larson, K.O. Patten, D.J. Wuebbles // Atmos. Environ. – 2001. – V. 35, N 35. – P. 6167–6180.
418. Disselkamp, R.S. Ozone loss in soot aerosols / R.S. Disselkamp, M.A. Carpenter, J.P. Cowin, C.M. Berkowitz, E.G. Chapman, R.A. Zaveri, N.S. Laulainen // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105, N 8. – P. 9767–9771.
419. Kamm, S. The heterogeneous reaction of ozone with soot aerosol / S. Kamm, O. Möhler, K.-H. Naumann, H. Saathoff, U. Schurath // Atmos. Environ. – 1999. – V. 33, N 28. – P. 4651–4661.
420. Smith, D.M. Photochemical effects in the heterogeneous reaction of soot with ozone at low concentrations / D.M. Smith, A.R. Chughtai // J. Atmos. Chem. – 1997. – V. 26, N 1. – P. 77–91.

421. Lary, D.J. Carbon aerosols and atmospheric photochemistry / D.J. Lary, A.M. Lee, R. Toumi, M.J. Newchurch, M. Pirre, J.B. Renard // J. Geophys. Res. – 1997. – V. 102, N 3. – P. 3671–3682.
422. Jacobson, M.Z. A physically-based treatment of elemental carbon optics: Implications for global direct forcing of aerosols / M.Z. Jacobson // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27, N 2. – P. 217–220.
423. Gojny, F.H. Carbon nanotube-reinforced epoxy-composites: Enhanced stiffness and fracture toughness at low nanotube content / F.H. Gojny, M.H.G. Wichmann, U. Köpke, B. Fiedler, K. Schulte // Compos. Sci. Technol. – 2004. – V. 64, N 15. – P. 2363–2371.
424. Van der Lee, M.K. Catalytic growth of macroscopic carbon nanofiber bodies with high bulk density and high mechanical strength / M.K. van der Lee, A.J. van Dillen, J.W. Geus, K.P. de Jong, J.H. Bitter // Carbon. – 2006. – V. 44, N 4. – P. 629–637.
425. Zuev, V.V. Lidar observations of pyrocumulonimbus smoke plumes in the UTLS over Tomsk (Western Siberia, Russia) from 2000 to 2017 / V.V. Zuev, V.V. Gerasimov, A.V. Nevzorov, E.S. Savelieva // Atmos. Chem. Phys. – 2019. – V. 19, N 5. – P. 3341–3356.
426. Герасимов, В.В. Следы канадских пирокумулятивных облаков в стратосфере над Томском в июне – июле 1991 г. / В.В. Герасимов, В.В. Зуев, Е.С. Савельева // Оптика атмосф. и океана. – 2019. – Т. 32, № 1. – С. 39–46.
427. Garfinkel, C.I. Tropospheric precursors of anomalous Northern Hemisphere stratospheric polar vortices / C.I. Garfinkel, D.L. Hartmann, F. Sassi // J. Climate. – 2010. – V. 23, N 12. – P. 3282–3299.
428. Kuttippurath, J. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010 / J. Kuttippurath, G. Nikulin // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 17. – P. 8115–8129.
429. Surono, P.J. The 2010 explosive eruption of Java's Merapi volcano – A ‘100-year’ event / P.J. Surono, J. Pallister, M. Boichu, M.F. Buongiorno, A. Budisantoso, F. Costa, S. Andreastuti, F. Prata, D. Schneider, L. Clarisse,

H. Humaida, S. Sumarti, C. Bignami, J. Griswold, S. Carn, C. Oppenheimer, F. Lavigne // J. Volcanol. Geoth. Res. – 2012. – V. 241–242. – P. 121–135.

430. Stein, A.F. NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system / A.F. Stein, R.R. Draxler, G.D. Rolph, B.J.B. Stunder, M.D. Cohen, F. Ngan // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 2015. – V. 96, N 12. – P. 2059–2077.
431. Зуев, В.В. О роли извержения вулкана Мерапи в аномальном понижении ОСО над Томском в апреле 2011 г. / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева, Е.С. Савельева, О.Е. Баженов, А.В. Невзоров // Оптика атмосф. и океана. – 2015. – Т. 28, № 12. – С. 1090–1094.
432. Hofmann, D. Increase in background stratospheric aerosol observed with lidar at Mauna Loa Observatory and Boulder, Colorado / D. Hofmann, J. Barnes, M. O'Neill, M. Trudeau, R. Neely // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 15. – P. L15808.
433. Зуев, В.В. Анализ вулканогенных возмущений субарктической озоносферы на основе данных космического мониторинга / В.В. Зуев, С.Л. Бондаренко, Н.Е. Зуева // Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 6. – С. 22–29.
434. Зуев, В.В. К вопросу о долговременной изменчивости озоносферы: взгляд в прошлое и будущее / В.В. Зуев, С.Л. Бондаренко // Оптика атмосф. и океана. – 2002. – Т. 15, № 10. – С. 909–912.
435. Зуев, В.В. Вулканы и озоновый слой / В.В. Зуев // Наука из первых рук. – 2010. – Т. 34, № 4. – С. 68–75.
436. Зуев, В.В. Тропические вулканы и климат Арктики / В.В. Зуев // Наука в России. – 2013. – Т. 197, № 5. – С. 33–40.
437. Зуев, В.В. Сибирская лидарная станция: 20 лет оптического мониторинга стратосферы / В.В. Зуев, В.Д. Бурлаков. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. – 226 с.
438. McCormick, M.P. Atmospheric effects of the Mt. Pinatubo eruption / M.P. McCormick, L.W. Thomason, C.R. Trepte // Nature. – 1995. – V. 373, N 6513. – P. 399–404.

439. Robock, A. Volcanic eruptions and climate / A. Robock // Rev. Geophys. – 2000. – V. 38, N 2. – P. 191–219.

440. Hartmann, D.L. Volcanoes and climate effects of aerosols / D.L. Hartmann, P.J. Mouginis-Mark // EOS Science Plan: Executive Summary / Eds. R. Greenstone, M.D. King. – Washington, D.C.: NASA, 1999. – P. 339–378.

441. Зуев, В.В. Вулканогенные возмущения стратосферы – главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. / В.В. Зуев, Н.Е. Зуева // Оптика атмосф. и океана. – 2011. – Т. 24, № 1. – С. 30–34.

442. Ivy, D.J. The influence of the Calbuco eruption on the 2015 Antarctic ozone hole in a fully coupled chemistry-climate model / D.J. Ivy, S. Solomon, D. Kinnison, M.J. Mills, A. Schmidt, R.R. Neely // Geophys. Res. Lett. – 2017. – V. 44, N 5. – P. 2556–2561.

443. Stone, K.A. Observing the impact of Calbuco volcanic aerosols on South polar ozone depletion in 2015 / K.A. Stone, S. Solomon, D.E. Kinnison, M.C. Pitts, L.R. Poole, M.J. Mills, A. Schmidt, R.R. Neely III, D. Ivy, M.J. Schwartz, J.-P. Vernier, B.J. Johnson, M.B. Tully, A.R. Klekociuk, G. König-Langlo, S. Hagiya // J. Geophys. Res. – 2017. – V. 122, N 21. – P. 11862–11879.

444. Zhu, Y. Stratospheric aerosols, polar stratospheric clouds, and polar ozone depletion after the Mount Calbuco eruption in 2015 / Y. Zhu, O.B. Toon, D. Kinnison, V.L. Harvey, M.J. Mills, C.G. Bardeen, M. Pitts, N. Bègue, J.-B. Renard, G. Berthet, F. Jégou // J. Geophys. Res. – 2018. – V. 123, N 21. – P. 12308–12331.

445. Зуев, В.В. Исследование возможности влияния извержения вулкана Кальбуко на аномальное разрушение стратосферного озона над Антарктидой весной 2015 г. / В.В. Зуев, Е.С. Савельева, Т.В. Парежева // Оптика атмосф. и океана. – 2018. – Т. 31, № 8. – С. 660–664.

446. Gryazin, V.I. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport / V.I. Gryazin, S.A. Beresnev // Meteorol. Atmos. Phys. – 2011. – V. 110, N 3–4. – P. 151–162.

447. Малина, К.М. Справочник сернокислотчика / К.М. Малина. – М.: Химия, 1971. – 744 с.
448. Bègue, N. Long-range isentropic transport of stratospheric aerosols over Southern Hemisphere following the Calbuco eruption in April 2015 / N. Bègue, D. Vignelles, G. Berthet, T. Portafaix, G. Payen, F. Jégou, H. Benchérif, J. Jumelet, J.-P. Vernier, T. Lurton, J.-B. Renard, L. Clarisse, V. Duverger, F. Posny, J.-M. Metzger, S. Godin-Beekmann // Atmos. Chem. Phys. – 2017. – V. 17, N 24. – P. 15019–15036.
449. Lawrence, Z.D. Reanalysis intercomparisons of stratospheric polar processing diagnostics / Z.D. Lawrence, G.L. Manney, K. Wargan // Atmos. Chem. Phys. – 2018. – V. 18, N 18. – P. 13547–13579.
450. Smith, M.L. A quantitative measure of polar vortex strength using the function M / M.L. Smith, A.J. McDonald // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 10. – P. 5966–5985.
451. Зуев, В.В. Беспрецедентная озоновая аномалия в арктической стратосфере в зимне-весенний период 2020 г. / В.В. Зуев, Е.С. Савельева, А.В. Павлинский // ДАН. Науки о Земле. – 2020. – Т. 495, № 2. – С. 36–40.
452. Zuev, V.V. Influence of increased activity of planetary waves on the Arctic polar vortex dynamics in winter 2018/2019 / V.V. Zuev, E. Savelieva, A.V. Pavlinsky // Proc. SPIE. – 2021. – V. 11916. – P. 1191676.
453. Balis, D. Observed and modelled record ozone decline over the Arctic during winter/spring 2011 / D. Balis, I.S.A. Isaksen, C. Zerefos, I. Zyrichidou, K. Eleftheratos, K. Tourpali, R. Bojkov, B. Rognerud, F. Stordal, O.A. Søvde, Y. Orsolini // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 23. – P. L23801.
454. Зуев, В.В. Анализ динамики арктического полярного вихря во время внезапного стратосферного потепления в январе 2009 г. / В.В. Зуев, Е.С. Савельева, А.В. Павлинский // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2021. – Т. 67, № 2. – С. 134–146.

455. Van der A, R.J. Extended and refined multi sensor reanalysis of total ozone for the period 1970–2012 / R.J. van der A, M.A.F. Allaart, H. Eskes // Atmos. Meas. Tech. – 2015. – V. 8, N 7. – P. 3021–3035.
456. Manney, G.L. Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming / G.L. Manney, M.J. Schwartz, K. Krüger, M.L. Santee, S. Pawson, J.N. Lee, W.H. Daffer, R.A. Fuller, N.J. Livesey // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 12. – P. L12815.
457. Fuller-Rowell, T. Forecasting the dynamic and electrodynamic response to the January 2009 sudden stratospheric warming / T. Fuller-Rowell, H. Wang, R. Akmaev, F. Wu, T.-W. Fang, M. Iredell, A. Richmond // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 13. – P. L13102.
458. Yuan, T. Wind and temperature response of midlatitude mesopause region to the 2009 sudden stratospheric warming / T. Yuan, B. Thurairajah, C.-Y. She, A. Chandran, R.L. Collins, D.A. Krueger // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 9. – P. D09114.
459. Xiong, J. Coupling between mesosphere and ionosphere over Beijing through semidiurnal tides during the 2009 sudden stratospheric warming / J. Xiong, W. Wan, F. Ding, L. Liu, B. Ning, X. Niu // J. Geophys. Res. – 2013. – V. 118, N 5. – P. 2511–2521.
460. Liu, H. Strong thermospheric cooling during the 2009 major stratosphere warming / H. Liu, E. Doornbos, M. Yamamoto, S.T. Ram // Geophys. Res. Lett. – 2011. – V. 38, N 12. – P. L12102.
461. Fagundes, P.R. Ionospheric response to the 2009 sudden stratospheric warming over the equatorial, low, and middle latitudes in the South American sector / P.R. Fagundes, L.P. Goncharenko, A.J. de Abreu, K. Venkatesh, M. Pezzopane, R. de Jesus, M. Gende, A.J. Coster, V.G. Pillat // J. Geophys. Res. – 2015. – V. 120, N 9. – P. 7889–7902.
462. Pedatella, N.M. The neutral dynamics during the 2009 sudden stratosphere warming simulated by different whole atmosphere models / N.M. Pedatella,

T. Fuller-Rowell, H. Wang, H. Jin, Y. Miyoshi, H. Fujiwara, H. Shinagawa, H.-L. Liu, F. Sassi, H. Schmidt, V. Matthias, L. Goncharenko // Geophys. Res. Lett. – 2014. – V. 119, N 2. – P. 1306–1324.

463. Labitzke, K. On the remarkable Arctic winter in 2008/2009 / K. Labitzke, M. Kunze // J. Geophys. Res. – 2009. – V. 114. – P. D00I02.

464. Klimenko, M.V. Study of the thermospheric and ionospheric response to the 2009 sudden stratospheric warming using TIME-GCM and GSM TIP models: First results / M.V. Klimenko, V.V. Klimenko, F.S. Bessarab, Y.N. Korenkov, H. Liu, L.P. Goncharenko, M.V. Tolstikov // J. Geophys. Res. – 2015. – V. 120, N 9. – P. 7873–7888.

465. Sathishkumar, S. Lunar and solar tidal variabilities in mesospheric winds and EEJ strength over Tirunelveli (8.7°N, 77.8°E) during the 2009 major stratospheric warming / S. Sathishkumar, S. Sridharan // J. Geophys. Res. – 2013. – V. 118, N 1. – P. 533–541.

466. Flury, T. Ozone depletion, water vapor increase, and PSC generation at midlatitudes by the 2008 major stratospheric warming / T. Flury, K. Hocke, A. Haefele, N. Kämpfer, R. Lehmann // J. Geophys. Res. – 2009. – V. 114, N 18. – P. D18302.

467. Brunet, G. Vortex Rossby waves on smooth circular vortices: Part I. Theory / G. Brunet, M.T. Montgomery // Dynam. Atmos. Oceans. – 2002. – V. 35, N 2. – P. 153–177.

468. Montgomery, M.T. Vortex Rossby waves on smooth circular vortices: Part II. Idealized numerical experiments for tropical cyclone and polar vortex interiors / M.T. Montgomery, G. Brunet // Dynam. Atmos. Oceans. – 2002. – V. 35, N 2. – P. 179–204.

469. Polvani, L.M. The three-dimensional structure of breaking Rossby waves in the polar wintertime stratosphere / L.M. Polvani, R. Saravanan // J. Atmos. Sci. – 2000. – V. 57, N 21. – P. 3663–3685.

470. Plumb, R.A. Planetary waves and the extratropical winter stratosphere / R.A. Plumb // The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series. – 2010. – V. 190. – P. 23–41.
471. Диденко, К.А. Диагностика нелинейных взаимодействий стационарных планетарных волн / К.А. Диденко, Т.С. Ермакова, А.В. Коваль, А.И. Погорельцев // Ученые записки РГГМУ. – 2019. – № 56. – С. 19–29.
472. Смышляев, С.П. Влияние динамических факторов на озоновые аномалии в Арктике / С.П. Смышляев, А.И. Погорельцев, Е.А. Дробашевская, А.Ю. Канухина // Ученые записки РГГМУ. – 2015. – № 41. – С. 136–148.
473. Limpasuvan, V. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings / V. Limpasuvan, D.W.J. Thompson, D.L. Hartmann // J. Climate. – 2004. – V. 17, N 13. – P. 2584–2596.
474. Крупчатников, В.Н. Некоторые особенности динамики полярного вихря / В.Н. Крупчатников, И.В. Боровко // Сиб. журн. вычисл. матем. – 2005. – Т. 8, № 4. – С. 325–335.
475. Sofieva, V.F. Polar-night O_3, NO_2 and NO_3 distributions during sudden stratospheric warmings in 2003–2008 as seen by GOMOS/Envisat / V.F. Sofieva, N. Kalakoski, P.T. Verronen, S.-M. Päivärinta, E. Kyrölä, L. Backman, J. Tamminen // Atmos. Chem. Phys. – 2012. – V. 12, N 2. – P. 1051–1066.
476. Charlton, A.J. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks / A.J. Charlton, L.M. Polvani // J. Climate. – 2007. – V. 20, N 3. – P. 449–469.
477. Charlton, A.J. A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations / A.J. Charlton, L.M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J.E. Nielsen, D. Rind // J. Climate. – 2007. – V. 20, N 3. – P. 470–488.
478. Matthewman, N.J. A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure / N.J. Matthewman, J.G. Esler, A.J. Charlton-Perez, L.M. Polvani // J. Climate. – 2009. – V. 22, N 6. – P. 1566–1585.

479. Polvani, L.M. Rossby wave breaking, microbreaking, filamentation, and secondary vortex formation: The dynamics of a perturbed vortex / L.M. Polvani, R.A. Plumb // J. Atmos. Sci. – 1992. – V. 49, N 6. – P. 462–476.
480. Beaumont, R. Vortex erosion in a shallow water model of the polar vortex / R. Beaumont, F. Kwasniok, J. Thuburn // Dynam. Atmos. Oceans. – 2017. – V. 78. – P. 137–151.
481. Varotsos, C. The southern hemisphere ozone hole split in 2002 / C. Varotsos // Environ. Sci. Pollut. R. – 2002. – V. 9, N 6. – P. 375–376.
482. Varotsos, C. What is the lesson from the unprecedented event over Antarctica in 2002 / C. Varotsos // Environ. Sci. Pollut. R. – 2003. – V. 10, N 2. – P. 80–81.
483. Abridged final report of the seventh session of the commission for atmospheric sciences, Manila, 27 February – 10 March 1978. WMO Rep. 509. – Geneva: WMO, 1978. – 113 p.
484. Varotsos, C. The extraordinary events of the major, sudden stratospheric warming, the diminutive Antarctic ozone hole, and its split in 2002 / C. Varotsos // Environ. Sci. Pollut. R. – 2004. – V. 11, N 6. – P. 405–411.
485. Martius, O. Blocking precursors to stratospheric sudden warming events / O. Martius, L.M. Polvani, H.C. Davies // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 14. – P. L14806.
486. Варгин, П.Н. Анализ воспроизведения динамических процессов в стратосфере климатической моделью ИВМ РАН / П.Н. Варгин, Е.М. Володин // Известия РАН. ФАО. – 2016. – Т. 52, № 1. – С. 3–18.
487. Sridharan, S. First results of warm mesospheric temperature over Gadanki (13.5°N, 79.2°E) during the sudden stratospheric warming of 2009 / S. Sridharan, K. Raghunath, S. Sathishkumar, D. Nath // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2010. – V. 72, N 14–15. – P. 1139–1146.
488. Kim, Y.-J. Hindcasting the January 2009 Arctic sudden stratospheric warming and its influence on the Arctic Oscillation with unified parameterization of orographic drag in NOGAPS. Part I: Extended-range stand-alone forecast / Y.-J. Kim, M. Flatau // Weather Forecast. – 2010. – V. 25, N 6. – P. 1628–1644.

489. Limpasuvan, V. Mesoscale simulations of gravity waves during the 2008–2009 major stratospheric sudden warming / V. Limpasuvan, M.J. Alexander, Y.J. Orsolini, D.L. Wu, M. Xue, J.H. Richter, C. Yamashita // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 17. – P. D17104.

490. Lin, C.H. Observations of global ionospheric responses to the 2009 stratospheric sudden warming event by FORMOSAT-3/COSMIC / C.H. Lin, J.T. Lin, L.C. Chang, J.Y. Liu, C.H. Chen, W.H. Chen, H.H. Huang, C.H. Liu // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 6. – P. A06323.

491. Wargan, K. Strengthening of the tropopause inversion layer during the 2009 sudden stratospheric warming: A MERRA-2 study / K. Wargan, L. Coy // J. Atmos. Sci. – 2016. – V. 73, N 5. – P. 1871–1887.

492. Randall, C.E. NO_x descent in the Arctic middle atmosphere in early 2009 / C.E. Randall, V.L. Harvey, D.E. Siskind, J. France, P.F. Bernath, C.D. Boone, K.A. Walker // Geophys. Res. Lett. – 2009. – V. 36, N 18. – P. L18811.

493. Zuev, V.V. Arctic polar vortex splitting in early January: The role of the Arctic sea ice loss / V.V. Zuev, E. Savelieva // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2019. – V. 195. – P. 105137.

494. Whiteway, J.A. Measurements of gravity wave activity within and around the Arctic stratospheric vortex / J.A. Whiteway, T.J. Duck, D.P. Donovan, J.C. Bird, S.R. Pal, A.I. Carswell // Geophys. Res. Lett. – 1997. – V. 24, N 11. – P. 1387–1390.

495. Mitchell, D.M. The effect of climate change on the variability of the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex / D.M. Mitchell, S.M. Osprey, L.J. Gray, N. Butchart, S.C. Hardiman, A.J. Charlton-Perez, P. Watson // J. Atmos. Sci. – 2012. – V. 69, N 8. – P. 2608–3812.

496. Randel, W.J. Observations of a major stratospheric warming during December 1984 / W.J. Randel, B.A. Boville // J. Atmos. Sci. – 1987. – V. 44, N 15. – P. 2179–2186.

497. Kwasniok, F. Vortex dynamics of stratospheric sudden warmings: A reanalysis data study using PV contour integral diagnostics / F. Kwasniok, R. Beaumont, J. Thuburn // Q. J. Roy. Meteor. Soc. – 2019. – V. 145, N 720. – P. 1013–1033.

498. Jin, H. Response of migrating tides to the stratospheric sudden warming in 2009 and their effects on the ionosphere studied by a whole atmosphere-ionosphere model GAIA with COSMIC and TIMED/SABER observations / H. Jin, Y. Miyoshi, D. Pancheva, P. Mukhtarov, H. Fujiwara, H. Shinagawa // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 10. – P. A10323.

499. Pancheva, D. Stratospheric warmings: The atmosphere–ionosphere coupling paradigm / D. Pancheva, P. Mukhtarov // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2011. – V. 73, N 13. – P. 1697–1702.

500. Pancheva, D. Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004 / D. Pancheva, P. Mukhtarov, N.J. Mitchell, B. Andonov, E. Merzlyakov, W. Singer, Y. Murayama, S. Kawamura, J. Xiong, W. Wan, W. Hocking, D. Fritts, D. Riggin, C. Meek, A. Manson // Ann. Geophys. – 2008. – V. 26, N 3. – P. 467–483.

501. Pancheva, D. Planetary waves in coupling the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004 / D. Pancheva, P. Mukhtarov, N.J. Mitchell, E. Merzlyakov, A.K. Smith, B. Andonov, W. Singer, W. Hocking, C. Meek, A. Manson, Y. Murayama // J. Geophys. Res. – 2008. – V. 113, N 12. – P. D12105.

502. Torre, L. Climatology and characteristics of stratospheric sudden warmings in the Whole Atmosphere Community Climate Model / L. Torre, R.R. Garcia, D. Barriopedro, A. Chandran // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 4. – P. D04110.

503. Yamazaki, Y. Sq current system during stratospheric sudden warming events in 2006 and 2009 / Y. Yamazaki, A.D. Richmond, H. Liu, K. Yumoto, Y. Tanaka // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 12. – P. A12313.

504. Forbes, J.M. Lunar tide amplification during the January 2009 stratosphere warming event: Observations and theory / J.M. Forbes, X. Zhang // J. Geophys. Res. – 2012. – V. 117, N 12. – P. A12312.

505. Shepherd, M.G. Mesospheric temperature and atomic oxygen response during the January 2009 major stratospheric warming / M.G. Shepherd, Y.-M. Cho, G.G. Shepherd, W. Ward, J.R. Drummond // J. Geophys. Res. – 2010. – V. 115, N 7. – P. A07318.

506. Jacobi, Ch. Response of the mesopause region dynamics to the February 2001 stratospheric warming / Ch. Jacobi, D. Kürschner, H.G. Muller, D. Pancheva, N.J. Mitchell, B. Naujokat // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2003. – V. 65, N 7. – P. 843–855.

507. Chshyolkova, T. Polar vortex evolution during Northern Hemispheric winter 2004/05 / T. Chshyolkova, A.H. Manson, C.E. Meek, T. Aso, S.K. Avery, C.M. Hall, W. Hocking, K. Igarashi, C. Jacobi, N. Makarov, N. Mitchell, Y. Murayama, W. Singer, D. Thorsen, M. Tsutsumi // Ann. Geophys. – 2007. – V. 25, N 6. – P. 1279–1298.

508. Patra, A.K. Ionospheric variability over Indian low latitude linked with the 2009 sudden stratospheric warming / A.K. Patra, P.P. Chaitanya, S. Sripathi, S. Alex // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 5. – P. 4044–4061.

509. Iida, C. Circulation changes in the stratosphere and mesosphere during the stratospheric sudden warming event in January 2009 / C. Iida, T. Hirooka, N. Eguchi // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 12. – P. 7104–7115.

510. Damiani, A. Changes in the composition of the northern polar upper stratosphere in February 2009 after a sudden stratospheric warming / A. Damiani, B. Funke, M.L. Puertas, A. Gardini, T. von Clarmann, M.L. Santee, L. Froidevaux, R.R. Cordero // J. Geophys. Res. – 2014. – V. 119, N 19. – P. 11429–11444.

511. Dhaka, S.K. Indications of a strong dynamical coupling between the polar and tropical regions during the sudden stratospheric warming event January 2009, based on COSMIC/FORMASAT-3 satellite temperature data / S.K. Dhaka,

V. Kumara, R.K. Choudhary, S.-P. Ho, M. Takahashi, S. Yoden // Atmos. Res. – 2015. – V. 166. – P. 60–69.

512. Pedatella, N.M. Multimodel comparison of the ionosphere variability during the 2009 sudden stratosphere warming / N.M. Pedatella, T.-W. Fang, H. Jin, F. Sassi, H. Schmidt, J.L. Chau, T.A. Siddiqui, L. Goncharenko // J. Geophys. Res. – 2016. – V. 121, N 7. – P. 7204–7225.
513. Sridharan, S. Mie lidar and radiosonde observations at Gadanki (13.5°N, 79.2°E) during sudden stratospheric warming of 2009 / S. Sridharan, K. Raghunath, S. Sathishkumar, D. Nath // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2011. – V. 73, N 4. – P. 544–550.
514. Klimenko, M.V. Modeling of response of the thermosphere-ionosphere system to sudden stratospheric warmings of years 2008 and 2009 / M.V. Klimenko, V.V. Klimenko, Yu.N. Koren'kov, F.S. Bessarab, I.V. Karpov, K.G. Ratovsky, M.A. Chernigovskaya // Cosmic Res. – 2013. – V. 51, N 1. – P. 54–63.
515. Sathishkumar, S. Observations of 2–4 day inertia-gravity waves from the equatorial troposphere to the F region during the sudden stratospheric warming event of 2009 / S. Sathishkumar, S. Sridharan // J. Geophys. Res. – 2011. – V. 116, N 12. – P. A12320.
516. Bolaji, O.S. Assessment of IRI-2012, NeQuick-2 and IRI-Plas 2015 models with observed equatorial ionization anomaly in Africa during 2009 sudden stratospheric warming event / O.S. Bolaji, E.O. Oyeyemi, A.O. Adewale, Q. Wu, D. Okoh, P.H. Doherty, R.O. Kaka, M. Abbas, C. Owolabi, P.A. Jidele // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. – 2017. – V. 164. – P. 203–214.
517. Tao, M. Impact of the 2009 major sudden stratospheric warming on the composition of the stratosphere / M. Tao, P. Konopka, F. Ploeger, J.-U. Grooß, R. Müller, C.M. Volk, K.A. Walker, M. Riese // Atmos. Chem. Phys. – 2015. – V. 15, N 15. – P. 8695–8715.
518. Zuev, V.V. Sensitivity of polar stratospheric clouds to the Arctic polar vortex weakening in the lower stratosphere in midwinter / V.V. Zuev, E. Savelieva // Proc. SPIE. – 2021. – V. 11916. – P. 1191674.

519. Plumb, R.A. Intrusions into the lower stratospheric Arctic vortex during the winter of 1991–1992 / R.A. Plumb, D.W. Waugh, R.J. Atkinson, P.A. Newman, L.R. Lait, M.R. Schoeberl, E.V. Browell, A.J. Simmons, M. Loewenstein // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 1. – P. 1089–1105.

520. Waugh, D.W. Transport out of the lower stratospheric Arctic vortex by Rossby wave breaking / D.W. Waugh, R.A. Plumb, R.J. Atkinson, M.R. Schoeberl, L.R. Lait, P.A. Newman, M. Loewenstein, D.W. Toohey, L.M. Avallone, C.R. Webster, R.D. May // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99, N 1. – P. 1071–1088.

Приложение

В работе динамика полярных вихрей и связанных с ними объектов атмосферы рассматривается с использованием изобарических поверхностей. В табл. 1 приведены среднегодовые значения геопотенциальной высоты на 37 уровнях изобарических поверхностей в среднем за 1979–2018 гг. над Арктикой, Антарктикой, а также средними (в среднем над СП и ЮП) и тропическими широтами. Значения геопотенциальной высоты были получены на основе среднегодовых полей геопотенциала, усредненных за 40 лет по данным реанализа ERA-Interim [34]. Геопотенциальная высота Ф представляет собой отношение геопотенциала Φ^* к нормальному (стандартному) ускорению свободного падения:

$$\Phi = \frac{\Phi^*}{g_0} = \frac{1}{g_0}\int_0^z g\,dz, \quad d\Phi = \frac{g}{g_0}dz, \tag{1}$$

где g – ускорение свободного падения, g_0 – нормальное ускорение свободного падения ($g_0 = 9{,}80665$ м/с^2), z – высота над уровнем моря. Поскольку g и g_0 достаточно близки между собой, то значения Ф и z незначительно отличаются друг от друга, по крайней мере, до высот верхней стратосферы. Табл. 1 дает примерное представление о соответствии изобарических поверхностей высотам над уровнем моря, в верхней стратосфере значения геопотенциальной высоты могут быть ниже значений абсолютной высоты на несколько сотен метров.

Таблица 1. Значения геопотенциальной высоты на изобарических поверхностях в разных широтных поясах в среднем за 1979–2018 гг.

	60°–90° с.ш.	60°–90° ю.ш.	30°–60° ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.
1 гПа	46,9 км	46,1 км	47,4 км	47,8 км
2 гПа	41,7 км	40,8 км	42,2 км	42,5 км
3 гПа	38,8 км	37,9 км	39,2 км	39,4 км
5 гПа	35,2 км	34,3 км	35,6 км	35,7 км
7 гПа	32,9 км	32,0 км	33,3 км	33,4 км
10 гПа	30,6 км	29,6 км	30,9 км	31,0 км

	60°–90° с.ш.	60°–90° ю.ш.	30°–60° ш.	30° с.ш. – 30° ю.ш.
20 гПа	26,1 км	25,2 км	26,3 км	26,4 км
30 гПа	23,5 км	22,7 км	23,7 км	23,8 км
50 гПа	20,2 км	19,5 км	20,5 км	20,6 км
70 гПа	18,1 км	17,4 км	18,4 км	18,6 км
100 гПа	15,8 км	15,2 км	16,2 км	16,5 км
125 гПа	14,4 км	13,9 км	14,8 км	15,3 км
150 гПа	13,2 км	12,7 км	13,6 км	14,2 км
175 гПа	12,2 км	11,8 км	12,6 км	13,2 км
200 гПа	11,3 км	10,9 км	11,8 км	12,4 км
225 гПа	10,6 км	10,2 км	11,0 км	11,6 км
250 гПа	9,9 км	9,5 км	10,3 км	10,9 км
300 гПа	8,7 км	8,4 км	9,1 км	9,6 км
350 гПа	7,7 км	7,4 км	8,1 км	8,5 км
400 гПа	6,8 км	6,5 км	7,2 км	7,6 км
450 гПа	6,0 км	5,7 км	6,3 км	6,7 км
500 гПа	5,3 км	5,0 км	5,6 км	5,8 км
550 гПа	4,6 км	4,4 км	4,8 км	5,1 км
600 гПа	4,0 км	3,7 км	4,2 км	4,4 км
650 гПа	3,4 км	3,2 км	3,6 км	3,8 км
700 гПа	2,8 км	2,6 км	3,0 км	3,1 км
750 гПа	2,3 км	2,1 км	2,4 км	2,6 км
775 гПа	2,1 км	1,9 км	2,2 км	2,3 км
800 гПа	1,8 км	1,6 км	1,9 км	2,0 км
825 гПа	1,6 км	1,4 км	1,7 км	1,8 км
850 гПа	1,4 км	1,2 км	1,4 км	1,5 км
875 гПа	1,1 км	1,0 км	1,2 км	1,3 км
900 гПа	0,9 км	0,7 км	1,0 км	1,0 км
925 гПа	0,7 км	0,5 км	0,7 км	0,8 км
950 гПа	0,5 км	0,3 км	0,5 км	0,6 км
975 гПа	0,3 км	0,1 км	0,3 км	0,3 км
1000 гПа	0,1 км	0,0 км	0,1 км	0,1 км