

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.510.532

Опрокидывание волн Россби в стратосфере. Часть I. Климатология и долговременная изменчивость

О.Ю. Антохина^{✉1, 2}, А.В. Гочаков^{1, 3}, О.С. Зоркальцева²,
П.Н. Антохин¹, В.Н. Крупчатников^{3, 4*}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

²Институт солнечно-земной физики СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126а

³Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт
(ФБГУ «СИБНИГМИ»)
630099, г. Новосибирск, ул. Советская, 30

⁴Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (ИВМиМГ СО РАН)
630090, г. Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, 6

Поступила в редакцию 03.11.2023;
после доработки 16.01.2024;
принята к печати 17.01.2024

Процессы разрушения (опрокидывания) планетарных волн Россби (ОВР) вносят значительную изменчивость в стратосферную циркуляцию. Используя метод идентификации ОВР, адаптированный к условиям циркуляции в стратосфере, анализируются климатология и долговременная изменчивость ОВР в средней стратосфере. В основе метода лежит анализ геометрии контуров потенциальной завихренности (PV — potential vorticity) на уровне 850 К по данным ERA5 для диапазона завихренности 0–400 PVU (единицы PV), выделенного на основании климатологии поля PV. Показано, что ОВР имеет внутрисезонные особенности. Наиболее часто волны разрушаются в северных частях Восточной Азии и Тихого океана с октября по декабрь, а также в апреле и марте; в январе и феврале не выявлено областей с преобладанием процессов ОВР. Мы получили статистически значимое увеличение количества ОВР в начале зимы (октябрь–декабрь) и в конце (март–апрель). Для середины зимы (январь–февраль) были получены незначимые отрицательные тренды. Результаты настоящей работы могут быть использованы при анализе долговременной изменчивости стратосферной циркуляции, в том числе возникновения стратосферных аномалий, предшествующих внезапным стратосферным потеплениям.

Ключевые слова: разрушение (опрокидывание) планетарных волн, стратосфера, стратосферный полярный вихрь, внезапные стратосферные потепления, потенциальная завихренность, контуры равной потенциальной завихренности; planetary wave disruption, stratosphere, stratospheric polar vortex, sudden stratospheric warming, potential vorticity, contours of potential vorticity.

Введение

Циркуляция воздушных масс в зимней стратосфере определяется стратосферным полярным вихрем (СПВ) и сильным западным переносом этих масс [1], который способствует вертикальному распространению планетарных квазистационарных волн Россби [2]. При опрокидывании (разрушении) эти волны могут приводить к значительной изменчивости структуры полярной стратосферы [1, 3, 4]. Разрушение планетарных волн (ПВ) тесно связано

с наиболее значительными нарушениями положения и изменениями площади СПВ и быстрыми потеплениями стратосферы, известными как внезапные стратосферные потепления (ВСП) (обзорные работы [5, 6]).

Одним из широко используемых методов анализа стратосферной динамики в терминах волновых процессов является метод, основанный на Фурье-анализе геопотенциальной высоты вдоль параллели 60° с.ш. и расчете амплитуд и фаз ПВ с зональными числами 1 (смещение вихря), 2 и 3 (расщепление вихря) [7]. Известно, что малые (minor) ВСП обычно предшествуют главным (major) ВСП (например, [6]); малые ВСП связаны с усилением ПВ1 и при этом значения ПВ2 минимальны [8–10]. В процессе взаимодействия ПВ и полярного вихря последний ослабевает и следующее увеличение амплитуды ПВ

* Ольга Юрьевна Антохина (antokhina@iao.ru); Александр Владимирович Гочаков (wandering@bk.ru); Ольга Сергеевна Зоркальцева (meteorologist-ka@yandex.ru); Павел Николаевич Антохин (apn@iao.ru); Владимир Николаевич Крупчатников (vkрупчатnikov@yandex.ru).

приводит к главным ВСП. Как отмечалось в работе [11], наличие подготовительной фазы, связанной с возникновением малых ВСП перед главными, является необходимым, но не достаточным условием возникновения главных ВСП. Метод Фурье достаточно прост и широко применим к исследованию стратосферной динамики, однако он значительно сглаживает и упрощает реальные процессы, происходящие в стратосфере, и не учитывает сезонные особенности эволюции СПВ. В работе [6] было показано, что параметры стратосферных потеплений демонстрируют значительные межгодовые вариации, что не проявляется в динамике ПВ1 и ПВ2 [12].

Эффективный инструмент для диагностики стратосферной динамики — анализ полей потенциальной завихренности (PV). В 1983 г. в [3] было показано, что изменения PV хорошо отражают волновые и вихревые взаимодействия при обрушении (опрокидывании) волн Россби (ОВР), приводящие к перемешиванию в стратосфере воздушных масс с различной завихренностью. Критериями, которые позволяют сравнивать обрушение атмосферных и океанических волн, являются необратимая деформация и перемешивание материальных контуров (PV в случае атмосферы). Опрокидывание волн Россби — часто наблюдаемое явление и, возможно, один из наиболее важных динамических процессов, влияющих на стратосферу в целом [3]. Авторы работы [3] сравнили область, окружающую СПВ, с зоной прибоя в океане (surf zone) (прил. 1, рис. А1; <https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>) [13]. Зона прибоя — это область малых градиентов PV, формирующаяся за счет квазигоризонтального перемешивания, связанного с опрокидыванием волн. Разрушение волн в зоне прибоя, устойчивое во времени, может создавать условия подготовки (preconditioning), способствующие возникновению ВСП.

Подготовка к ВСП, связанная с ОВР, происходит за счет двух основных процессов: постепенного уменьшения площади СПВ и расширения зоны прибоя [3]. Так, процессы, обусловленные ОВР, могут существенно нарушать СПВ, смещая его постепенно от полюса, при этом площадь вихря перед ВСП должна постепенно сокращаться. Малая площадь СПВ способствует так называемому эффекту фокусировки, когда каждая последующая волна возмущает все меньшую область вихря. Расширенная область зоны прибоя может действовать как отражатель, что дает возможность не только фокусировки волн на высоких широтах, но и их усиления. Таким образом, волны непосредственно перед ВСП могут и не иметь большой амплитуды, но вследствие конфигурации вихря, а также области прибоя, усиливаться и фокусироваться. Для смены направления обращения среднего зонального ветра с западного на восточное необходимы не только усиление распространения волн из тропосферы в стратосферу, но и СПВ, находящийся в «подготовленном состоянии», позволяющий фокусировать волны в высоких широтах [14].

Впервые климатология обрушения волн в стратосфере с 1964 по 1982 г. на основе теорий [3] была представлена в работе 1987 г. [14]. В ней авторы также подтвердили выводы [3] о том, что ВСП характеризуется предшествующими всплесками активности (увеличением амплитуды) ПВ и заметным уменьшением площади вихря, т.е. всем главным событиям ВСП предшествовала «подготовка». Кульминацией таких событий часто является смещение или разрушение полярного вихря, в это время воздух с низкой потенциальной завихренностью находится над полюсом. В [14] были обнаружены две области с максимумом обрушений волн — над Северной Америкой и Европой.

Важно, что предварительная подготовка не была гарантией возникновения главного ВСП [14], но всегда предшествовала главным ВСП. Согласно [14] подготовка и последующие внезапные потепления выглядели как одно непрерывное событие, если рассматривать его с точки зрения обрушения волны. Нарастание больших внезапных потеплений начинается с вовлечения воздушных масс с низким значением PV в обрушение волны, затем вовлекаются области воздушных масс с более высоким значением PV по мере уменьшения площади вихря. Весь процесс обычно длится менее шести недель. Межгодовая изменчивость внезапных потеплений значительна, если рассматривать ее на картах PV на уровне 850 К.

Морфологически процессы подготовки ВСП, включающие ОВР, деформацию и эволюцию СПВ, связаны с образованием антициклонических вихрей. Формирующиеся над Алеутскими островами и Европой антициклоны имеют тенденцию адвектировать воздух с высокой завихренностью к экватору, а затем на запад (рис. А2; <https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>). В тропической области полярный воздух разрушается в основном за счет диабатических эффектов. Алеутский антициклон чаще связывают с процессами ОВР и подготовительным этапом, а также с самим ВСП. Европейский антициклон иногда участвует в одной или обеих стадиях. Большие потепления всегда связаны со смещением вихря от полюса, что хорошо описывается ПВ1. Иногда вихрь расщепляется и может быть представлен ПВ2 в поле геопотенциальных высот.

С публикации двух основополагающих работ [3, 14] прошло 40 лет, и вычисление PV по наблюдательным данным уже давно не представляет таких сложностей, как раньше. Поэтому PV-анализ широко используется для изучения динамики процессов как в стратосфере [15–18], так и в тропосфере ([19, 20] и обзор в этих публикациях). PV-анализ позволил существенно расширить представления о динамике стратосферы, как и было предсказано в [3]. Предполагая, что максимальные градиенты полярного вихря находятся на его кромке и пренебрегая эффектами трения и диабатикой, мы приходим к простой модели эволюции СПВ, которая может определяться эволюцией его контуров, разделяющих различные значения PV [4].

Исследование особенностей ОВР в стратосфере помогает существенно улучшить понимание закономерностей возникновения ВСП. Как показали более поздние работы (например, [17]), процессы опрокидывания планетарных волн имеют довольно сложную трехмерную структуру, а также свои особенности в верхней (1600 К ~ 40–50 км) и нижней (400 К ~ 15–20 км) стратосфере. Это хорошо видно при совместном анализе среднезональных скоростей ветра и температур на уровнях 10 и 1 гПа [6]. Графики, приведенные в [21], отчетливо демонстрируют случаи «верхних» и «нижних» событий ВСП.

Цель работы — исследование долговременной изменчивости ОВР, за период 1979–2022 гг., на уровне 850 К над Северным полушарием. Согласно определению ВСП, приведенному в [6], динамика PV на этом уровне тесно связана с возникновением ВСП.

Материалы и методы

Идентификация ОВР

В основе нашего подхода лежит метод, предложенный в статье [19]. В свою очередь, этот метод основан на анализе геометрии контуров PV (изолиний PV для различных уровней), показывающем, есть ли для контура PV признаки опрокидывания волны [19, рис. 1], а также определении центров областей опрокидывания и дальнейшей кластеризации обнаруженных центров:

$$PV = -g \frac{\partial \theta}{\partial p} (\zeta_0 + f), \quad (1)$$

где g — гравитационная постоянная; θ — потенциальная температура; p — давление; ζ_0 — относительная завихренность, перпендикулярная поверхностям потенциальной температуры; f — параметр Кориолиса. PV измеряется в единицах потенциальной завихренности (PVU).

Выбор параметров кластеризации основан на подходе, который применялся в [19] и близок к зимним условиям циркуляции в тропосфере. В результате кластеризации выделяются регионы, наиболее значимые с точки зрения повторяемости опрокидываний волн. Области, в которых центры опрокидывания фиксировались редко, не рассматривались. На основании данных реанализа ECMWF ERA5 [22] для уровня 850 К (32 гПа) рассмотрены контуры PV от 0 до 400 PVU с дискретностью 20 PVU. Выбор контуров основан на данных климатологии PV на уровне 850 К (https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw/mean_contour). На рис. 1 приведены примеры обнаруженных областей ОВР и их центров.

В связи с различиями зимней циркуляции в стратосфере и тропосфере алгоритм [19] был адаптирован к особенностям стратосферной циркуляции. Основная сложность работы с СПВ по сравнению с тропосферным полярным вихрем заключается в том, что СПВ может существенно отклоняться

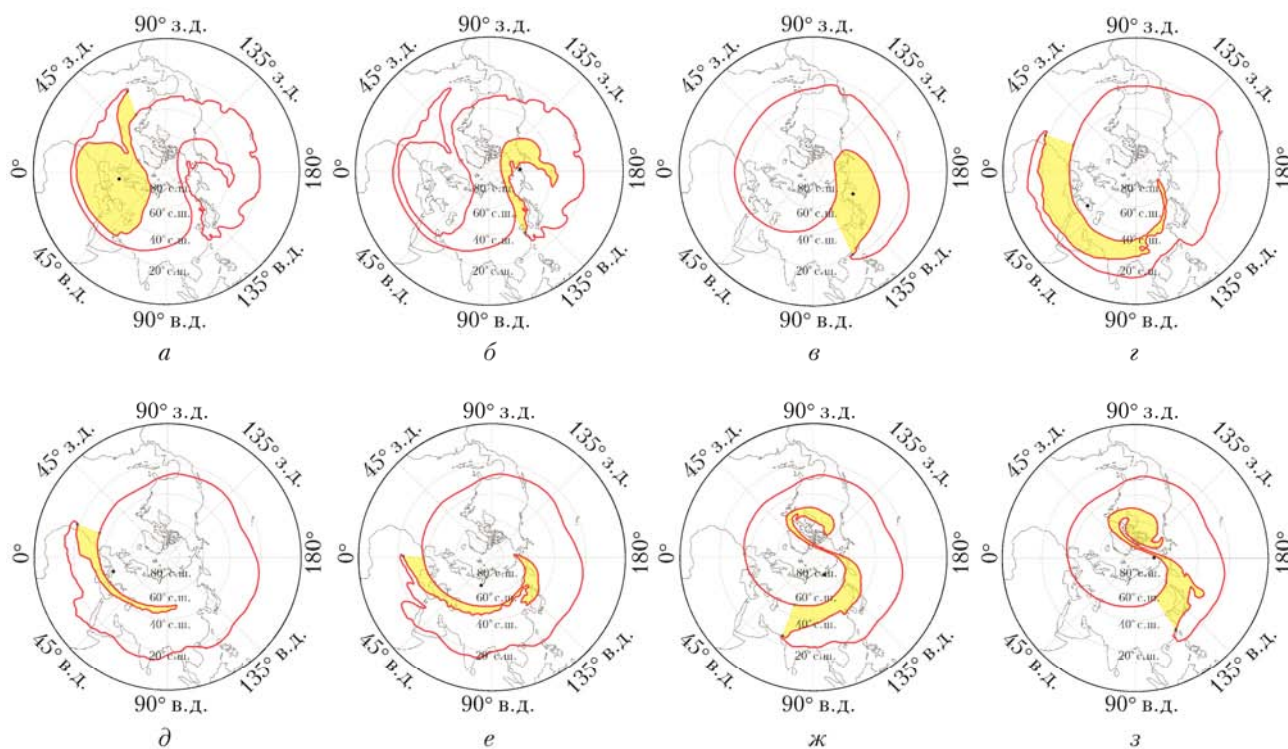


Рис. 1. Примеры первичных ОВР для различных значений PVU. Серой заливкой показана область опрокидывающейся волны, черная точка показывает центр области опрокидывания (рассчитанный как геометрический центр многоугольника области — среднее положение всех точек многоугольника) [19]: а — 20.01.2009 (220 PVU); б — 20.01.2009 (220 PVU); в — 18.01.2001 (220 PVU); г — 01.12.1987 (140 PVU); д — 06.12.2016 (120 PVU); е — 06.12.2016 (140 PVU); ж — 06.12.2016 (180 PVU); з — 06.12.2016 (200 PVU) (см. цветной рисунок на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.05>)

от полюса или же расщепляться. «Тропосферный» подход не предполагал, что анализируемые контуры PV могут сместиться от полюса настолько, что точка полюса будет находиться вне этих контуров. Для того чтобы в этих случаях метод позволял успешно анализировать геометрию контуров, первоначально мы произвели интерполяцию к равноугольной проекции Ламберта с центром на полюсе, чтобы получить замкнутый контур без искажения при переходе нулевого меридиана. Затем мы анализировали контуры с точки зрения наличия в них точки полюса (в случае сильного смещения СПВ от полюса), на основании этого далее выстраивался анализ геометрии контуров. «Перепроецирование» контуров и проверка попадания в них точки полюса является основным отличием предлагаемого для стратосферы подхода.

Еще одна сложность связана с интерпретацией геометрии форм ОВР. В связи с особенностями циркуляции в стратосфере наибольший вклад в перемешивание вносят опрокидывания антициклонического типа. Нельзя сказать, что циклонические формы полностью отсутствуют, однако они либо не вносят вклада в перемешивание, либо являются деформацией антициклонического типа для высоких значений PV из-за особенностей циркуляции в стратосфере. Кроме того, протяженность опрокидываний в стратосфере значительно выше, чем в тропосфере [19]. На рис. 1, δ –з для даты 06.12.2016 г. видно, что сначала вовлекаются контуры низких значений PV, затем постепенно при перемещении на восток затрагиваются контуры со все более высокими значениями. Поэтому центры опрокидываний при кластеризации были объединены с шагом в 30° в.д. Общую схему алгоритма анализа ОВР для стратосферы см. <https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>.

Продукты, получаемые на основании анализа геометрии и кластеризации центров областей опрокидывания

Продукты, доступные для анализа, аналогичны тем, что представлены в работе [19]. Свободный для доступа архив содержит диаграммы следующих видов:

- ОВР для каждого месяца с октября по апрель с 1979 по 2022 г., которые демонстрируют, для каких дней и значений PV наблюдается обрушение волн в конкретных областях. В дополнение к диаграммам показаны основные районы обрушений за каждый месяц (<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>).

- долгоотно-временные, показывающие межгодовую изменчивость количества опрокидываний за каждый месяц. Расчет проводился на основе суммарного количества контуров, для которых наблюдалось опрокидывание в течение месяца для каждой долготы (<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>).

Полученные продукты позволили проанализировать климатологию и долговременную изменчи-

вость количества ОВР. На основании долгоотно-временных диаграмм мы получили среднюю повторяемость ОВР по месяцам. По аналогии с данными из публикаций [19, 20] представлена не абсолютная повторяемость в каждом узле, а повторяемость относительно узла максимума. Это необходимо исключительно для иллюстрации областей максимальной повторяемости. Абсолютная повторяемость отражена цифрами для секторов в 45° . Также на основании диаграмм была рассчитана изменчивость ОВР за каждый месяц с 1979 по 2022 г. В качестве основной характеристики изменчивости опрокидывания, так же как и в [19], использовалось количество контуров PV, участвующих в опрокидывании в течение месяца. Как было показано в [19], для анализа взаимодействий ОВР и полярного вихря наиболее значимыми являются процессы с вовлечением большого количества контуров PV, что приводит к наиболее сильным перемешиваниям воздушных масс по вертикали.

Результаты и обсуждение

В данной работе мы проанализировали средние показатели повторяемости и изменчивости ОВР. Наибольшее количество ОВР наблюдается в ноябре-декабре (рис. 2).

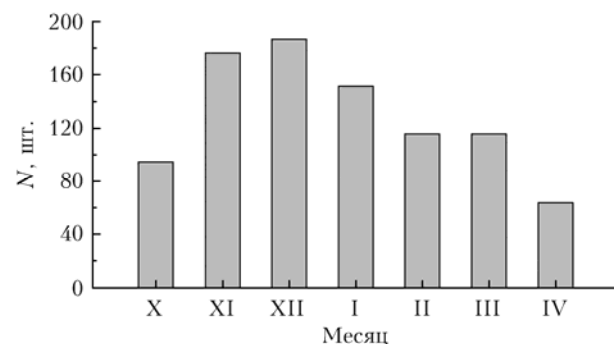


Рис. 2. Среднее количество ОВР по месяцам

Средние многолетние распределения повторяемости ОВР приведены на рис. 3. Из рисунка видно увеличение повторяемости опрокидывания над севером Восточной Азии, Тихим океаном и западным побережьем Северной Америки в октябре – декабре (рис. 3, *а–в*). Этот вывод в определенной степени очевиден, так как эти опрокидывания вызывают установление антициклона в первой половине зимы [23]. Мы, в свою очередь, отмечаем, что если в октябре еще выделяется Атлантический сектор с большей повторяемостью ОВР, то в ноябре-декабре ОВР преобладают в восточном полушарии. Для января и февраля области с высокой повторяемостью ОВР не обнаружены (рис. 3, *з, д*). В феврале в районе Урала можно видеть области с повышенной повторяемостью ОВР. В марте и апреле (рис. 3, *е, ж*) распределения повторяемости сходны с первой половиной зимы: основные опрокидывания сосредоточены над Восточной Азией и Тихим океаном (восточная часть). В марте также отмечается повышенная повторяемость ОВР над Атлантикой (8%).

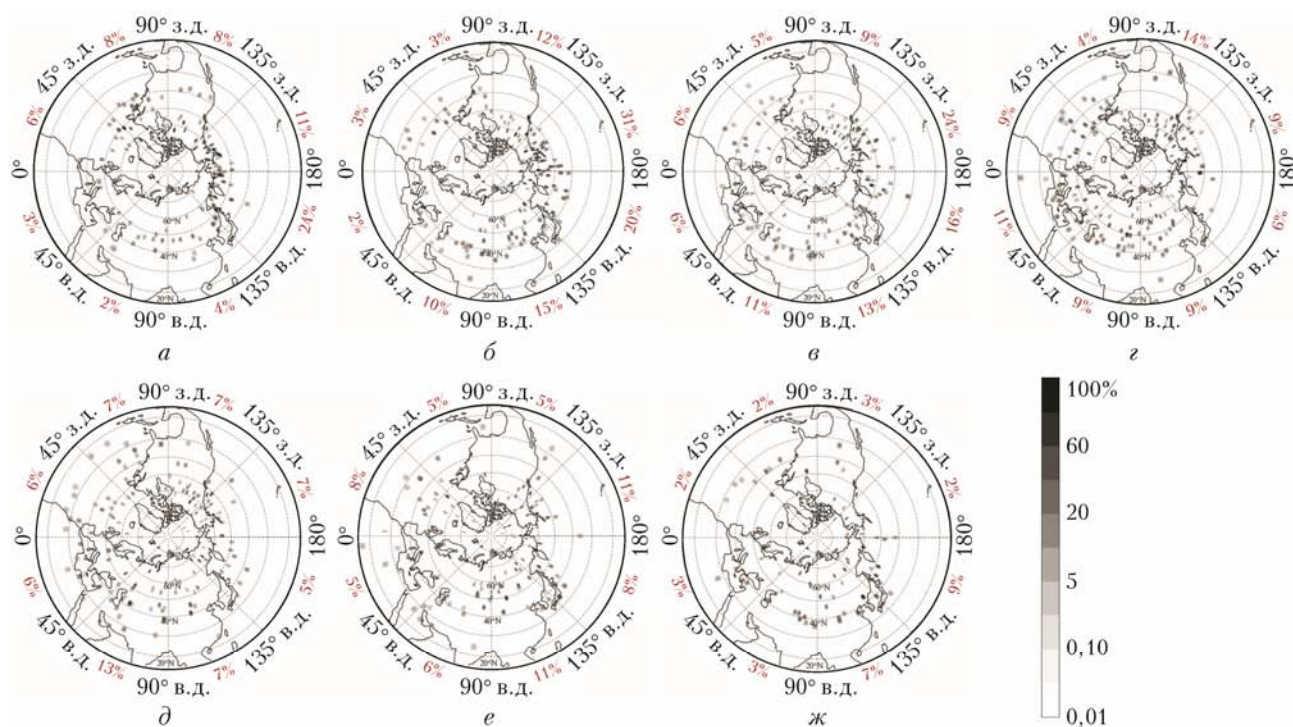


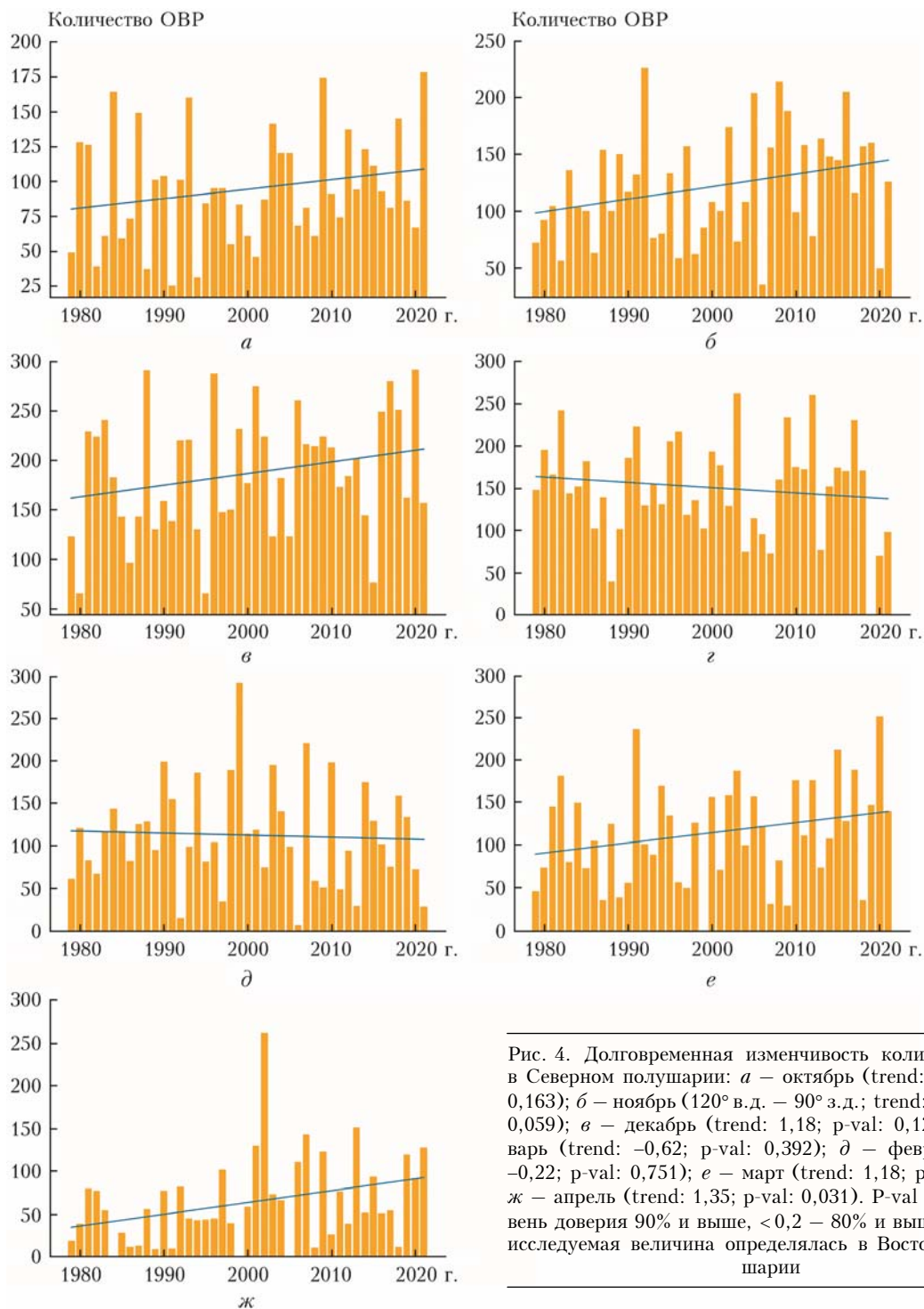
Рис. 3. Среднеклиматические распределения повторяемости ОВР с расчетом среднего для каждого сектора 45°: а — октябрь; б — ноябрь; в — декабрь; г — январь; д — февраль; е — март; ж — апрель (цветной рисунок см. по ссылке: <https://disk.yandex.ru/d/GWuDWMF09gvJJw/>)

Обрушение ПВ связано с генерацией вертикальных потоков волновой активности. Волны планетарного масштаба, которые могут распространяться в стратосферу, в основном вызваны топографией поверхности и контрастами суши и моря [24, 25], дополнительное усиление потока возникает в результате бароклинных процессов [26]. Полученные выводы согласуются с результатами анализа климатологии трехмерного потока Элиассена—Пальма [27]: максимум потока волновой активности выявлен на северо-востоке Азии в первой половине зимы, что, по мнению авторов, и создает «предпосылки» к появлению ВСП. Результатом увеличения активности ПВ вследствие усиления градиентов PV [28] в первой половине зимы является установление Алеутского антициклона (Тихий океан), структуры которого описаны во многих работах, например в [23]. В [17] авторы указывают, что увеличение амплитуды ПВ в начале зимы не распространяется в верхнюю стратосферу и способствует усилению вихря в середине зимы. В отличие от [14] мы не выявили отчетливой области с высокой повторяемостью опрокидывания волн над Европой. Вероятно, это может быть объяснено используемым подходом, направленным на выявление районов с наибольшим количеством уровней PV, одновременно участвующих в опрокидывании волн, т.е. районов, для которых при опрокидывании происходит максимальная адвекция СПВ к экватору.

Для анализа долговременной изменчивости было посчитано количество опрокидываний для Северного полушария (рис. 4). Мы получили досто-

верное увеличение количества ОВР в начале зимы (октябрь — декабрь). В ноябре в области максимумов опрокидываний также отмечается значимый положительный тренд (рис. 4, б), в Западном полушарии, напротив, наблюдается отрицательный тренд (<https://disk.yandex.ru/d/Mdxc9qy9g9Ovsw>). Поэтому при усреднении повторяемости ОВР для всего Северного полушария в ноябре положительный тренд является незначимым и на рис. 4 мы приводим только величину повторяемости для восточной полусферы. Для января и февраля были получены незначимые отрицательные тренды, а марта и апреля — значимые положительные. Этот вывод отчасти согласуется с результатами [29], показывающими увеличение энергии волн в стратосфере тропиков, а также в верхней стратосфере всех широт Северного полушария. В целом наличие тренда и его знак оказались зависимыми от внутрисезонных особенностей, так же как и среднеклиматические распределения: в месяцы с более выраженными областями ОВР над Азиатско-Тихоокеанским сектором наблюдаются значимые увеличения количества опрокидываний.

Максимальная повторяемость ОВР над Тихим океаном и существенный положительный тренд количества опрокидываний в начале зимы могут способствовать возникновению более ранних ВСП. Это впоследствии может влиять на изменение «сезонности» СПВ, обуславливая более слабый вихрь в середине зимы и его усиление в конце. Косвенно об этом свидетельствуют уменьшение количества ОВР в середине зимы и увеличение перед весенней перестройкой стратосферной циркуляции. Проверка



этих гипотез будет представлена в дальнейших наших исследованиях.

Одним из возможных объяснений является изменение характера атмосферных блокингов – одного из ключевых тропосферных предикторов ВСП [30]. В научной литературе широко обсуждается влияние различных аномалий в поздний осенний – ранний зимний периоды на возникновение ВСП [31–35]. В работе [36] обнаружен сдвиг в отклике приземной температуры воздуха на появление блокингов: с кон-

ца 1990-х гг. в ответ на появление блокирования усиливаются холодные аномалии над Сибирью, в том числе и в ранний зимний период. Вероятно, полученный на рис. 4 тренд может отражать усиление связи тропосферы и стратосферы за счет более активного проникновения ПВ в стратосферу. Механизмы появления аномалий осенью и ранней зимой широко обсуждаются и, как демонстрируют многие авторы, могут быть связаны с явлением «усиления Арктики» [31].

Заключение

Результаты нашего исследования показали, что ОВР имеют внутрисезонные особенности. Наиболее часто волны разрушаются в северных частях Восточной Азии и Тихого океана в октябре – декабре и в марте-апреле; в январе-феврале повторяемость ОВР распределена более равномерно в Северном полушарии.

Мы получили достоверное увеличение количества ОВР в начале зимы (октябрь – декабрь), а также для конца зимнего периода (март-апрель). Для середины зимы (январь-февраль) были получены незначимые отрицательные тренды. Также мы отметили, что для Северного полушария процессы, связанные с разрушением планетарных волн, существенно изменяются от года к году, что свидетельствует в пользу аномального усиления или ослабления потоков волновой активности в разные годы.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 22-77-10008). Исследования крупномасштабных явлений в нижней и средней атмосфере и оценка их локального проявления на высотах мезосферы – нижней термосферы, обработка и хранение данных реанализа выполнено в рамках госзадания ИОА СО РАН, а также при частичной поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-947).

Список литературы

1. *Holton J.R.* Introduction to Dynamic Meteorology. 4th ed. Amsterdam: Elsevier, 2004. 535 p.
2. *Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1961. V. 66, N 1. P. 83–109.
3. *McIntyre M.E., Palmer T.N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature*. 1983. V. 305, N 5935. P. 593–600.
4. *Krupchatnikov V.N., Borovko I.V.* Rossby wave breaking and blocking events associated with some atmospheric circulation regimes in the Northern Hemisphere based on a climate system model (PlaSim-ICMMG-1.0) // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2020. V. 611. P. 012015.
5. *Baldwin M.P., Ayarzagüena B., Birner T., Butchart N., Butler A.H., Charlton-Perez A.J., Domeisen D.I.V., Garfinkel C.I., Garny H., Gerber E.P., Hegglin M.I., Langematz U., Pedatella N.M.* Sudden stratospheric warmings // *Rev. Geophys.* 2021. V. 59, N 1. P. e2020RG000708.
6. *Зоркальцева О.С., Антохина О.Ю., Антохин П.Н.* Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // *Оптика атмосф. и океана*. 2023. Т. 36, № 3. С. 200–208; *Zorkaltseva O.S., Antokhina O.Yu., Antokhin P.N.* Long-term variations in parameters of sudden stratospheric warmings according to ERA5 reanalysis data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2023. V. 36, N 4. P. 370–378.
7. *Charlton A.J., Polvani L.M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // *J. Clim.* 2007. V. 20, N 3. P. 449–469.
8. *Labitzke K.* Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere // *Mon. Weather Rev. Am. Meteorol. Soc.* 1977. V. 105, N 6. P. 762–770.
9. *Labitzke K.* The amplification of height wave 1 in January 1979: A characteristic precondition for the major warming in February // *Mon. Weather Rev.* 1981. V. 109, N 5. P. 983–989.
10. *Bancalá S., Krüger K., Giorgetta M.* The preconditioning of major sudden stratospheric warmings // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2012. V. 117, N D4. P. 0148–0227.
11. *Limpasuvan V., Thompson D.W.J., Hartmann D.L.* The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings // *J. Clim.* 2004. V. 17, N 13. P. 2584–2596.
12. *Zorkaltseva O.* Amplitude of planetary wave 1, 2, 3 in the stratosphere from 1979 to 2022. Zenodo. 2023. URL: <https://doi.org/10.5281/zenodo.10011889>.
13. *McIntyre M.E., Palmer T.N.* The “surf zone” in the stratosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1984. V. 46, N 9. P. 825–849.
14. *Baldwin M.P., Holton J.R.* Climatology of the stratospheric polar vortex and planetary wave breaking // *J. Atmos. Sci.* 1988. V. 45, N 7. P. 1123–1142.
15. *Knox J.A., Harvey V.L.* Global climatology of inertial instability and Rossby wave breaking in the stratosphere // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2005. V. 110, N D6. P. n/a-n/a.
16. *Hitchman M.H., Huesmann A.S.* A seasonal climatology of Rossby wave breaking in the 320–2000-K layer // *J. Atmos. Sci.* 2007. V. 64, N 6. P. 1922–1940.
17. *Abatzoglou J.T., Magnusdottir G.* Wave breaking along the stratospheric polar vortex as seen in ERA-40 data // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34, N 8. P. L08812.
18. *Greer K., Thayer J.P., Harvey V.L.* A climatology of polar winter stratopause warmings and associated planetary wave breaking // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2013. V. 118, N 10. P. 4168–4180.
19. *Gochakov A.V., Antokhina O.Yu., Krupchatnikov V.N., Martynova Yu.V.* Method for identifying and clustering Rossby wave breaking events in the Northern Hemisphere // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021. V. 46, N 1. P. 10–18.
20. *Gochakov A.V., Antokhina O.Yu., Krupchatnikov V.N., Martynova Yu.V.* Long-term variability of Rossby wave breaking in the subtropical jet stream area // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2022. V. 47, N 2. P. 79–88.
21. *Zorkaltseva O.* Ssw events_1979_2021. DOI: 10.5281/zenodo.7454265.
22. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biais G., Bidlot J., Bonavita M., Chiara G.* The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020. V. 146, N 730. P. 1999–2049.
23. *Harvey V.L.* A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107, N D20.
24. *Tung K.K., Lindzen R.S.* A theory of stationary long waves. Part II: Resonant Rossby waves in the presence of realistic vertical shears // *Mon. Weather Rev.* 1979. V. 107, N 6. P. 735–750.
25. *Held I.M., Ting M., Wang H.* Northern winter stationary waves: Theory and modeling // *J. Clim.* 2002. V. 15, N 16. P. 2125–2144.
26. *Garfinkel C.I., White I., Gerber E.P., Jucker M., Erez M.* The building blocks of Northern Hemisphere wintertime stationary waves // *J. Clim.* 2020. V. 33, N 13. P. 5611–5633.

27. Zyulyaeva Yu.A., Zhadin E.A. Analysis of three-dimensional Eliassen-Palm fluxes in the lower stratosphere // Russ. Meteorol. Hydrol. 2009. V. 34, N 8. P. 483–490.
28. Scott R.K., Dritschel D.G., Polvani L.M., Waugh D.W. Enhancement of Rossby wave breaking by steep potential vorticity gradients in the winter stratosphere // J. Atmos. Sci. 2004. V. 61, N 8. P. 904–918.
29. Гурьянов В.В., Елисеев А.В., Мохов И.И., Переведенцев Ю.П. Волновая активность и ее изменения в тропосфере и стратосфере Северного полушария зимой в 1979–2016 гг. // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2018. Т. 54, № 2. С. 133–146.
30. Quiroz R.S. The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, N D4. P. 5277.
31. Kim B.-M., Son S.-W., Min S.-K., Jeong J.-H., Kim S.-J., Zhang X., Shim T., Yoon J.-H. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea – ice loss // Nature Commun. 2014. V. 5, N 1. P. 4646.
32. Tyrlis E., Manzini E., Bader J., Ukita J., Nakamura H., Matei D. Ural Blocking driving extreme Arctic sea ice loss, cold Eurasia, and stratospheric vortex weakening in autumn and early winter 2016–2017 // J. Geophys. Res.: Atmos. 2019. V. 124, N 21. P. 11313–11329.
33. Peings Y. Ural Blocking as a driver of early-winter stratospheric warmings // Geophys. Res. Lett. 2019. V. 46, N 10. P. 5460–5468.
34. Chen X., Luo D., Wu Y., Dunn-Sigouin E., Lu J. Non-linear response of atmospheric blocking to early winter Barents-Kara Seas warming: An idealized model study // J. Clim. 2020. V. 34, N 6. P. 1–42.
35. Zhou H., Fan K. Decadal change of the linkage between sea ice over the Barents–Kara Seas in November–December and the stratospheric polar vortex in subsequent January // J. Meteorol. Res. 2022. V. 36, N 4. P. 601–617.
36. Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Зоркальцева О.С., Гочаков А.О., Мартынова Ю.В., Мордвинов В.И. Изменение отклика приземной температуры воздуха на колебания повторяемости блокирования в Атлантико-Евразийском секторе в осенне-зимний период // Метеорол. и гидрол. 2023. № 11. С. 5–19.

O.Yu. Antokhina, A.V. Gochakov, O.S. Zorkal'tseva, P.N. Antokhin, V.N. Krupchatnikov. Breaking of Rossby waves in the stratosphere. Part I. Climatology and long-term variability.

The processes of planetary wave breaking (Rossby Wave Breaking – RWB) significantly contribute to variability in stratospheric circulation. Employing a previously developed method for identifying RWB, adapted for stratospheric circulation, this study analyzes the climatology and long-term variability of RWB processes in the middle stratosphere. The method is based on the analysis of potential vorticity (PV) contour geometry at the 850-K level using ERA5 data within the PV range 0–400 PVU (Potential Vorticity Units) determined based on PV field climatology. It was demonstrated that RWB processes exhibit intraseasonal peculiarities. Most frequently, waves break in the northern regions of East Asia and the Pacific Ocean from October to December and in April to March. In January and February, no areas with prevailing RWB processes were identified. We obtained statistically significant increase in the number of RWB for the first half of winter (October–December) and for the end of the winter period (March and April). For mid-winter (January and February), insignificant negative trends were obtained.