

ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЗОНЕ НА ХАРАКТЕР РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛНОВОЙ АКТИВНОСТИ ИЗ ТРОПОСФЕРЫ В СТРАТОСФЕРУ В МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

Д. А. Собаева^{1,2}

¹ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36;*

² *Московский физико-технический институт
(национальный исследовательский университет),
Россия, 141701, Долгопрудный, Институтский пер., д. 9,
e-mail: sobaeva@sail.msk.ru*

В экваториальной зоне Тихого океана при событии Эль-Ниньо, в районе положительных аномалий температуры поверхности океана (ТПО), формируется область интенсивной конвекции, что, в свою очередь, приводит к формированию волны Россби, которая, распространяясь из низких широт в высокие, может приводить к изменению крупномасштабной циркуляции атмосферы в умеренных широтах и, как следствие, к изменению вертикального потока волновой активности из тропосферы в стратосферу. В последние десятилетия все чаще наблюдается новый тип Эль-Ниньо – Эль-Ниньо Модоки, при котором положительные аномалии ТПО наблюдаются в центральной части приэкваториального Тихого океана, в отличие от аномалий канонического Эль-Ниньо, которые наблюдаются на востоке региона. В работе показаны различия в характере распространения волновой активности в модельных экспериментах с аномалиями ТПО, расположенными в районах, соответствующих событиям канонического Эль-Ниньо (район Ниньо-3) и Эль-Ниньо Модоки (район Ниньо-4). Показано, что при сравнимых амплитудах аномалий ТПО стратосферный полярный вихрь больше ослабляется, когда район локализации аномалий соответствует явлению Эль-Ниньо Модоки. Статистически значимые различия в ослаблении интенсивности стратосферного полярного вихря между экспериментами наблюдаются в начале расширенного зимнего периода (ноябрь–декабрь) и в весенний период (март–апрель). Когда аномалии расположены в центральной части экваториального Тихого океана, наблюдается удвоение частоты финальных внезапных стратосферных потеплений (ВСП) по сравнению с экспериментом, где аномалии соответствуют по локализации каноническому Эль-Ниньо. Более частое возникновение ВСП как финальных, так и внутрисезонных в эксперименте Эль-Ниньо Модоки, по сравнению с каноническим Эль-Ниньо, объясняется увеличением меридиональной компоненты трехмерного потока волновой активности при более западном положении аномалии ТПО. Данное усиление фиксируется как непосредственно перед ВСП, так и на всем зимнем периоде (декабрь–февраль).

Ключевые слова: стратосферный полярный вихрь, внезапное стратосферное потепление, Эль-Ниньо Модоки, каноническое Эль-Ниньо, численное моделирование, Isca

Введение

Рост потока волновой активности из тропосферы в стратосферу может приводить к ослаблению или разрушению стратосферного полярного вихря (СПВ), при котором ветер вдоль 60° с. ш. может менять свое направление с западного на восточное (Matsuno, 1971; Schoelberl, 1978; Stan, Straus, 2009). Вместе с этим ослаблением западного потока наблюдается быстрый рост температуры в стратосфере: на десятки градусов в течение нескольких дней. Такие события получили название внезапные стратосферные потепления (ВСП) (Scherhag, 1952). Они являются одним из наиболее ярких процессов динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы (Погорельцев и др., 2014; Holton, 1980; McIntyre, 1982). В Северном полушарии средняя частота возникновения внезапных стратосферных потеплений – 6 событий в десятилетие (Charlton, Polvani, 2007), однако данная частота может зависеть от используемого метода определения ВСП и изучаемого временного периода (Зоркальцева, 2023). В Южном полушарии с начала наблюдений в 1940-х годах было отмечено только одно ВСП в 2002 г. (Kruger et al., 2005). Это объясняется меньшими амплитудами квазистационарных планетарных волн в Южном полушарии (van Loon et al., 1973).

Последние исследования показывают не только влияние тропосферы на стратосферу, но и значимое влияние стратосферных событий на динамику тропосферы на масштабе от дней до недель (Baldwin, Dunkerton, 2001; Baldwin et al., 2007; Sun, Robinson, 2009; Погорельцев, 2014; Kidston et al., 2015). Например, внезапные стратосферные потепления часто влияют на положение шторм-треков в Атлантико-Европейском регионе Северного полушария (Butler, 2017; Зюляева и др., 2024). Кроме влияния на аномальные явления в тропосфере, ВСП оказывают влияние на общее содержание озона в стратосфере (Бекорюков и др., 1996; Manney et al., 2009; Schoeberl, Hartmann, 1991).

Несмотря на многочисленные работы, изучающие динамику и влияние внезапных стратосферных потеплений, вопрос о причине их возникновения остается открытым (Sun et al., 2011; Погорельцев и др., 2014). В работе (Lawrence, 2009) было показано, что по данным наблюдений аномалии меридионального переноса оказывают значимое влияние на возникновение и динамику ВСП. Так, в 2006 г. перед ВСП наблюдались аномалии волновых возмущений из тропиков в умеренные широты (Lawrence, 2009; Кочеткова и др., 2014).

В настоящее время выделяется два типа Эль-Ниньо: каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки (Ashok et al., 2007; Weng et al., 2007; Weng et al., 2009; Yeh et al., 2009). Канонический Эль-Ниньо, при котором положительные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) определяются в регионе Nino-3 (90° – 150° з. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.), характеризуется большей продолжительностью и более высокими аномалиями ТПО (Iskandar et al., 2019), по сравнению с Эль-Ниньо Модоки. Последний принято характеризовать аномалиями ТПО в центре экваториального Тихого океана (район Nino-4 – (160° в. д. – 150° з. д. и 5° ю. ш. – 5° с. ш.)) (Larkin, Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Kug et al., 2009; Hurwitz et al., 2011).

Определено, что во время положительной фазы Эль-Ниньо – Южного колебания (ЭНЮК) наблюдается ослабление стратосферного полярного вихря и рост температуры в стратосфере (Domeisen et al., 2019; Ermakova, 2019; Вяткин, 2024), однако вопрос об отклике стратосферного полярного вихря на два различных типа Эль-Ниньо остается спорным. В работах (Hegyi, Deng, 2011; Xie et al., 2012; Hurwitz et al., 2014; Garfinkel et al., 2012; Weinberger et al., 2019) получено, что стратосферный полярный вихрь более ослаблен при каноническом Эль-Ниньо, чем при Эль-Ниньо Модоки. Это объясняется тем, что волны Россби, генерируемые при Эль-Ниньо Модоки, приводят к ослаблению внетропической волны 1. В работе (Собаева и др., 2024) было показано, что увеличенные аномалии ТПО, соответствующие Эль-Ниньо Модоки, приводят к более слабому СПВ, по сравнению с каноническим Эль-Ниньо.

В работе (Iza, Calvo, 2015) было показано, что ВСП играет важную роль в отклике СПВ на два типа Эль-Ниньо. В отсутствие ВСП стратосферный вихрь слабее во время канонического Эль-Ниньо, по сравнению с Эль-Ниньо Модоки. В зимы с ВСП вихрь, наоборот, ослабляется при аномалиях ТПО, соответствующих Эль-Ниньо Модоки, по сравнению с каноническим Эль-Ниньо.

В данной работе сделана попытка объяснить, как локализация аномалий ТПО, соответствующих увеличенным аномалиям ТПО двух типов Эль-Ниньо, влияет на отклик стратосферного полярного вихря при условии того, что амплитуда аномалий ТПО сравнима для обоих типов Эль-Ниньо. В разделе «Методика» описаны проведенные модельные эксперименты, а также используемые граничные условия. В разделе «Результаты» приведен анализ различий меридиональной и вертикальной компонент потока волновой активности перед внезапными стратосферными потеплениями в модельных экспериментах с крупномасштабными аномалиями ТПО, соответствующими двум типам Эль-Ниньо: каноническому и Модоки. В разделе «Выводы» представлены основные выводы и дискуссия.

Методика

Необходимость в использовании данных численных модельных экспериментов определялась ограниченностью выборки данных наблюдений в случае событий Эль-Ниньо Модоки. В настоящей работе для моделирования глобальной циркуляции атмосферы при различных граничных условиях, соответствующих различным фазам Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК), была использована программная среда Isca (Vallis et al., 2018) с динамическим ядром GFDL, разработанным Лабораторией геофизической гидродинамики (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). Используемая конфигурация модели уже была успешно применена в моделировании динамики тропосферы и стратосферы на этой платформе (Thompson, Valis, 2018; Sobaeva et al., 2023). Данная конфигурация учитывает основные требования для реалистичного воспроизведения стратосферной динамики: горизонтальное спектральное разрешение – T42, 40 вертикальных уровней, 18 из которых находились выше тропопаузы.

Диссипативная верхняя граница модели находилась на уровне около 73 км (0.02 гПа), нижняя граница диссипации находилась на уровне 150 Па.

Целью работы являлось исследование влияния локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана на тропосферно-стратосферное взаимодействие, поэтому были проведены два модельных эксперимента, в которых положение аномалий ТПО соответствовали двум типам Эль-Ниньо, но при этом амплитуды этих аномалий были сравнимы. Для формирования граничных условий выбрана года с самыми интенсивными аномалиями ТПО за период наблюдений (для канонического Эль-Ниньо – 1997/1998 г. (эксперимент КЭН), для Эль-Ниньо Модокки – 1994/1995 г. (эксперимент ЭНМ)) и аномалии ТПО для этих лет были умножены на 2 в случае канонического Эль-Ниньо и на 5.4 в случае Модокки. Далее усиленные аномалии были добавлены к полям среднеклиматических значений ТПО, полученным по данным AMIP в районе (140° в. д. – 80° з. д. и 20° ю. ш. – 20° с. ш.). Это сделано для того, чтобы аномалии при двух сценариях моделирования были одного порядка. Для определения значений аномалий ТПО для выбранных лет использован массив данных Merged Hadley-NOAA/OI (Rayner et al., 2003; Reynolds et al., 2007; Hurrell et al., 2008). Подробно алгоритм создания граничных условий описан в (Собаева и др., 2024). Так же был проведен контрольный эксперимент, где в качестве граничных условий использованы среднеклиматические поля AMIP. Конфигурация модели для проведенных экспериментов была подробно описана в (Thompson, Valis, 2018; Sobaeva et al., 2023).

Для расчета ежедневных значений компонент трехмерного потока волновой активности Пламба (Plumb, 1985) сначала в каждой точке временные ряды геопотенциальной высоты, температуры, зональной и меридиональной скорости ветра были отфильтрованы, чтобы убрать высокочастотную изменчивость. Для фильтрации методом Ланцоша (Duchon, 1979) было выбрано окно 30 дней. Поток рассчитали на всех уровнях между 400 гПа и 0.02 гПа.

Интенсивность СПВ оценивалась по общепринятой (Charlton, Polvani, 2007; Butler et al., 2015) характеристике зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа ($U_{60_{10}}$).

События ВСП в работе выделялись согласно следующим критериям (Charlton, Polvani, 2007; Butler et al., 2015; White et al., 2019):

- дата, когда значение $U_{60_{10}}$ становилось отрицательным, определялась как центральная дата события;
- два события считались отдельными, когда на протяжении минимум 20 последовательных дней между ними $U_{60_{10}}$ был положительным;
- ВСП не являлось финальным потеплением, если $U_{60_{10}}$ становился положительным не менее, чем за 10 дней до 30 апреля.

Для расчета распределения наблюдаемой частоты ВСП был использован реанализ JRA-55 (Kobayashi et al., 2015).

Результаты

Интенсивность СПВ может являться важным индикатором стратосферно-тропосферного взаимодействия. При усилении потока волновой активности из тропосферы в стратосферу происходит возмущение СПВ, часто можно фиксировать обрушение планетарных волн на границе вихря и, как следствие, ослабление вихря.

Анализ интенсивности СПВ по данным двух экспериментов (КЭН и ЭНМ) показал, что стратосферный полярный вихрь ослабляется на фоне положительных аномалий ТПО, по локализации соответствующих обоим типам Эль-Ниньо относительно данных контрольного эксперимента. При этом статистически значимые различия между КЭН и ЭНМ наблюдаются в начале и в конце расширенного зимнего периода: в ноябре–декабре и в марте–апреле (рисунок 1). При этом частота ВСП в эксперименте КЭН составляет 1.05 событий в год, а в ЭНМ – 1.21 события в год, в то время как в контрольном эксперименте она в 3 раза ниже и составляет всего 35 событий за 100 лет.

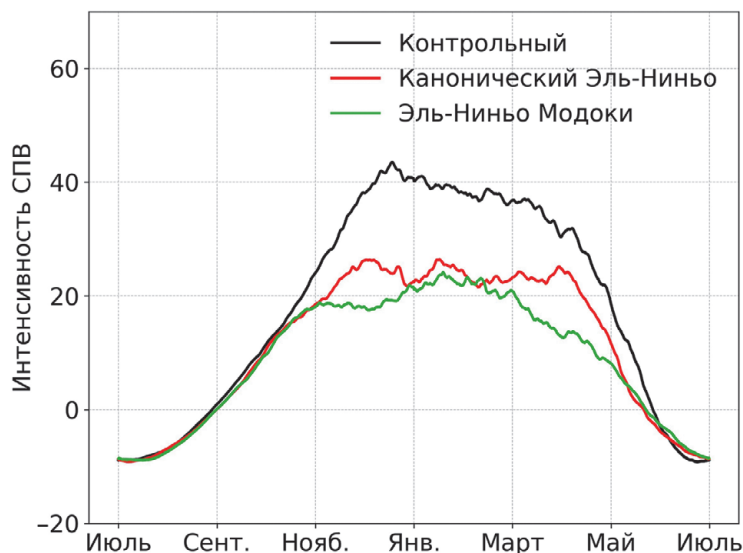


Рис. 1 – Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш., на уровне 10 гПа, м/с

Одним из индикаторов стратосферной динамики является частота ВСП. На рисунке 2 представлено распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным реанализа JRA-55 (рисунок 2а) и данным модельных экспериментов (рисунок 2 б, в, г) без учета финальных ВСП.

Анализ частоты ВСП в данных реанализа JRA-55 показал, что за 62 года (зимы с 1958/1959 гг. по 2019/2020 гг.) наблюдалось 30 ВСП. При этом стоит отметить, что распределение ВСП по месяцам соответствует нормальному распределению (рисунок 2а): минимальное количество ВСП в ноябре и марте и максимальное – в январе. Как было сказано выше, частота возникновения ВСП в контрольном эксперименте ниже экспериментов с аномалиями, соответствующими по локализации аномалиям двух типов

Эль-Ниньо – 0.35 событий в год. Данное различие может быть объяснено отсутствием в контрольном эксперименте явлений ЭНЮК, которые приводят к возрастанию количества ВСП. При этом распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода схоже с JRA-55: оно возрастает к середине зимы и затем уменьшается к весне. Однако частота ВСП в контрольном эксперименте в феврале и марте выше, чем по данным JRA-55.

На рисунке 2 в и г видно, что частота возникновения ВСП в ноябре и декабре в эксперименте ЭНМ выше, чем в эксперименте КЭН, и составляет 28 событий в ноябре и 25 событий в декабре (рисунок 2г). В условиях канонического Эль-Ниньо эта частота на 32 % и 24 % ниже соответственно (рисунок 2в).

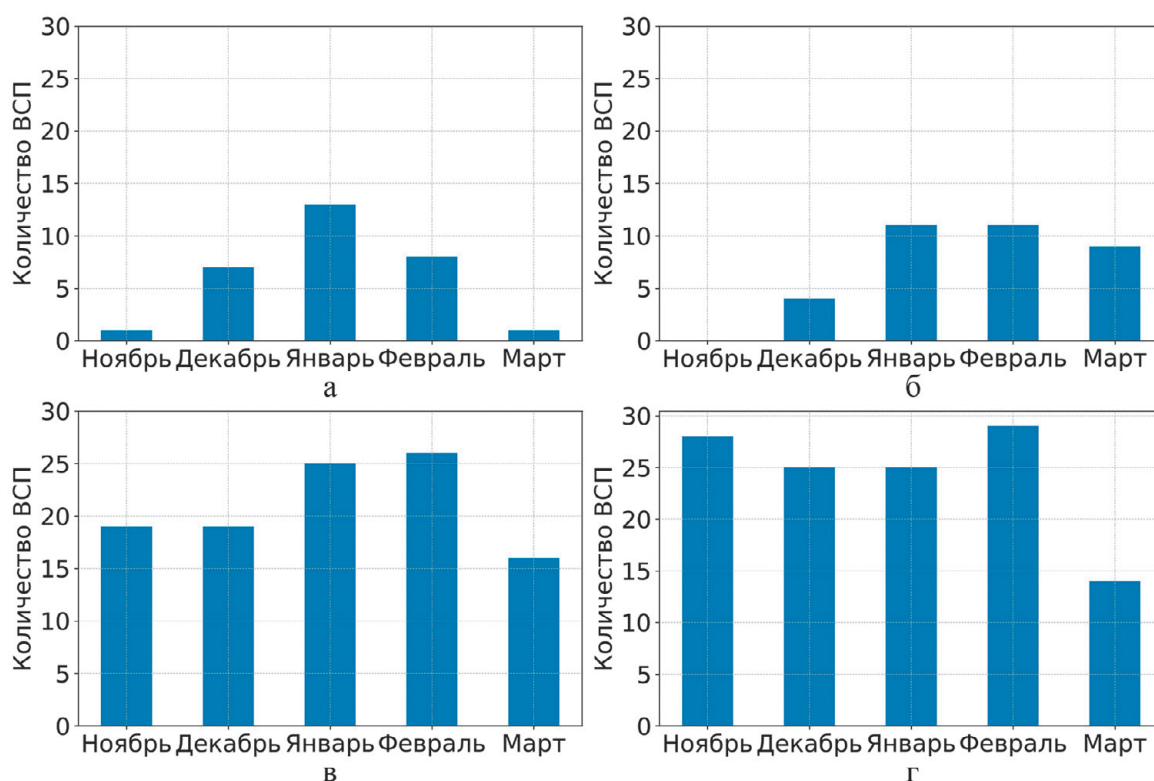


Рис. 2 – Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным 62 лет реанализа JRA-55 (а) и данным модельных экспериментов: контрольного (100 лет) (б), с аномалиями ТПО, соответствующими каноническому Эль-Ниньо (100 лет) (в) и Эль-Ниньо Модоки (100 лет) (г)

Несмотря на то, что частота ВСП в марте в экспериментах Эль-Ниньо различается незначительно, интенсивность вихря ощутимо ослабляется в эксперименте ЭНМ. Здесь важную роль, по-видимому, играют финальные потепления. Так, в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки, 15 событий ВСП было классифицировано как финальные потепления, в то время как в КЭН всего 7, что почти в 2 раза меньше.

Прямое влияние на динамику стратосферного полярного вихря оказывают квазистационарные волны. Так, например, более интенсивное распространение волн из тропосферы в стратосферу может приводить к ослаблению и разрушению вихря.

Поэтому далее в работе был исследован поток волновой активности Пламба на границе верхней тропосферы и нижней стратосферы. Анализ вертикальной компоненты потока волновой активности за период 5–20 дней до ВСП показал, что в условиях увеличенных аномалий ТПО, соответствующих по локализации аномалиям Эль-Ниньо Модоки, вслед за сдвигом положительных аномалий ТПО к центру Тихого океана сдвигается восходящий поток волновой активности (рисунок 3б).

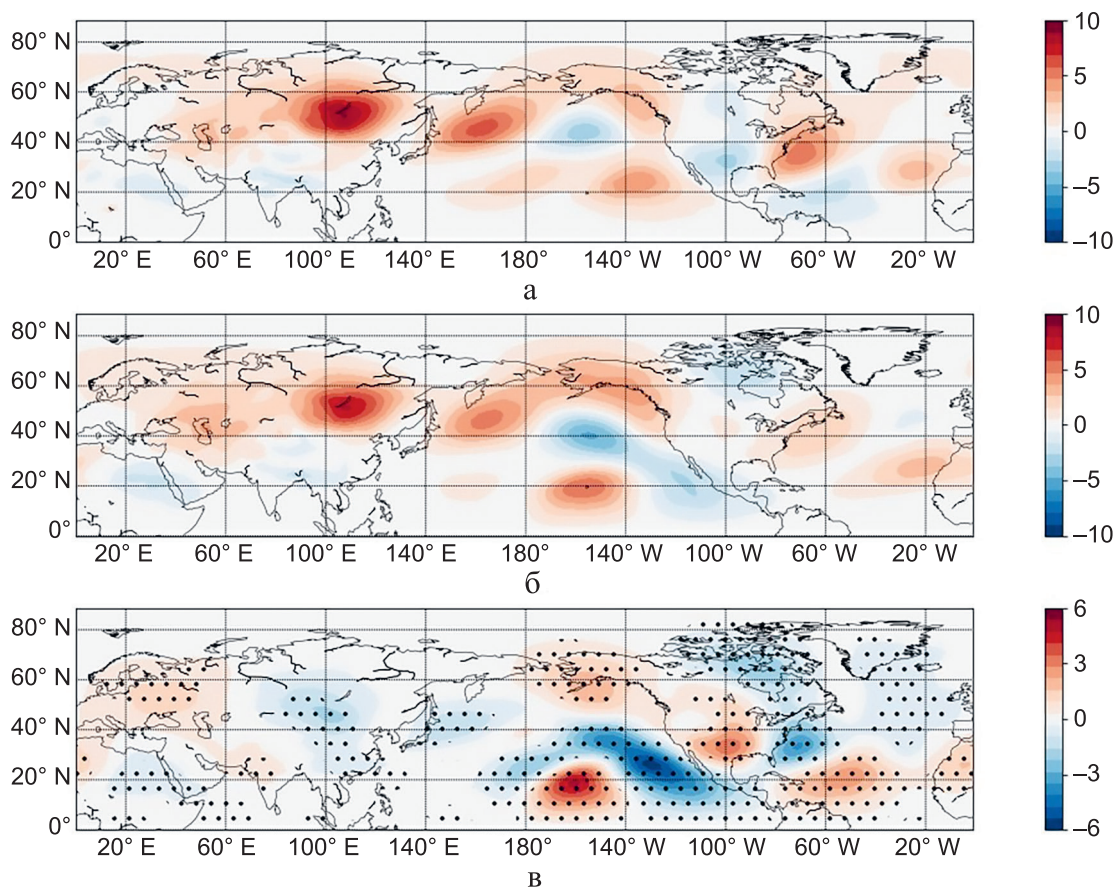


Рис. 3 – Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими каноническому Эль-Ниньо (а), Эль-Ниньо Модоки (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо (в), $10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$. На (в) статистически значимые различия на уровне 5 % отмечены точками

При этом вдоль побережья Северной Америки формируется нисходящий поток, а вдоль 160° з. д. – волновая структура, вследствие чего наблюдается более интенсивное и структурированное распространение волн Россби из экваториальной зоны в умеренные широты по сравнению с КЭН (рисунок 3в), что может приводить к большей фокусировке волновой энергии в полярной зоне и, как следствие, к более частым ВСП.

Сравнение вертикальной компоненты потока волновой активности в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими аномалиям двух типов Эль-Ниньо и

в контрольном эксперименте, представлено на рисунке 4. Несмотря на то, что в контрольном эксперименте на севере Тихого океана наблюдаются аномалии больше, чем в экспериментах ЭНМ И КЭН, в последних прослеживается распространение волновой активности из тропиков в полярную область, в то время как в контрольном эксперименте южнее 30° с. ш. аномалии вертикальной компоненты отрицательны или отсутствуют, т. е. происходит интенсификация планетарной волны умеренных широт.

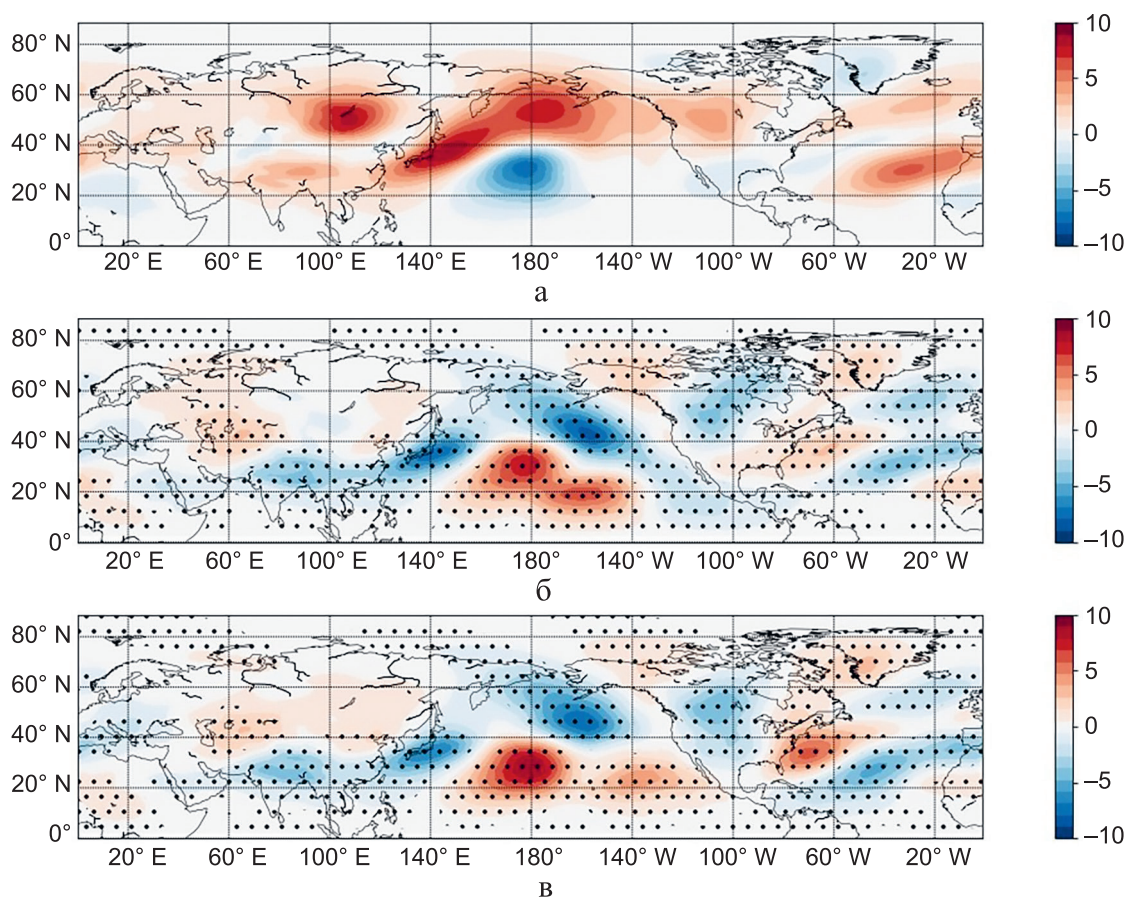


Рис. 4 – Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в контрольном эксперименте, осредненная за период 5–20 дней до ВСП (а). Разница вертикальных компонент потока волновой активности в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки, и в контрольном эксперименте (б), в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо, и в контрольном эксперименте (в), $10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$.

На (б) и (в) статистически значимые различия на уровне 5 % отмечены точками

Анализ вертикальной компоненты потока Пламба в стратосфере (на уровне 30 гПа) показал, что в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими обоим типам Эль-Ниньо, восходящий поток наибольшей интенсивности наблюдается над северо-восточной Сибирью (рисунок 5). Кроме того, слабый нисходящий поток наблюдается над Канадским арктическим архипелагом, а восходящий – над всей северной Евразией. Разницы на этом уровне в вертикальном распространении в данных экспериментах наблюдаются в высоких широтах, однако они статистически незначимы.

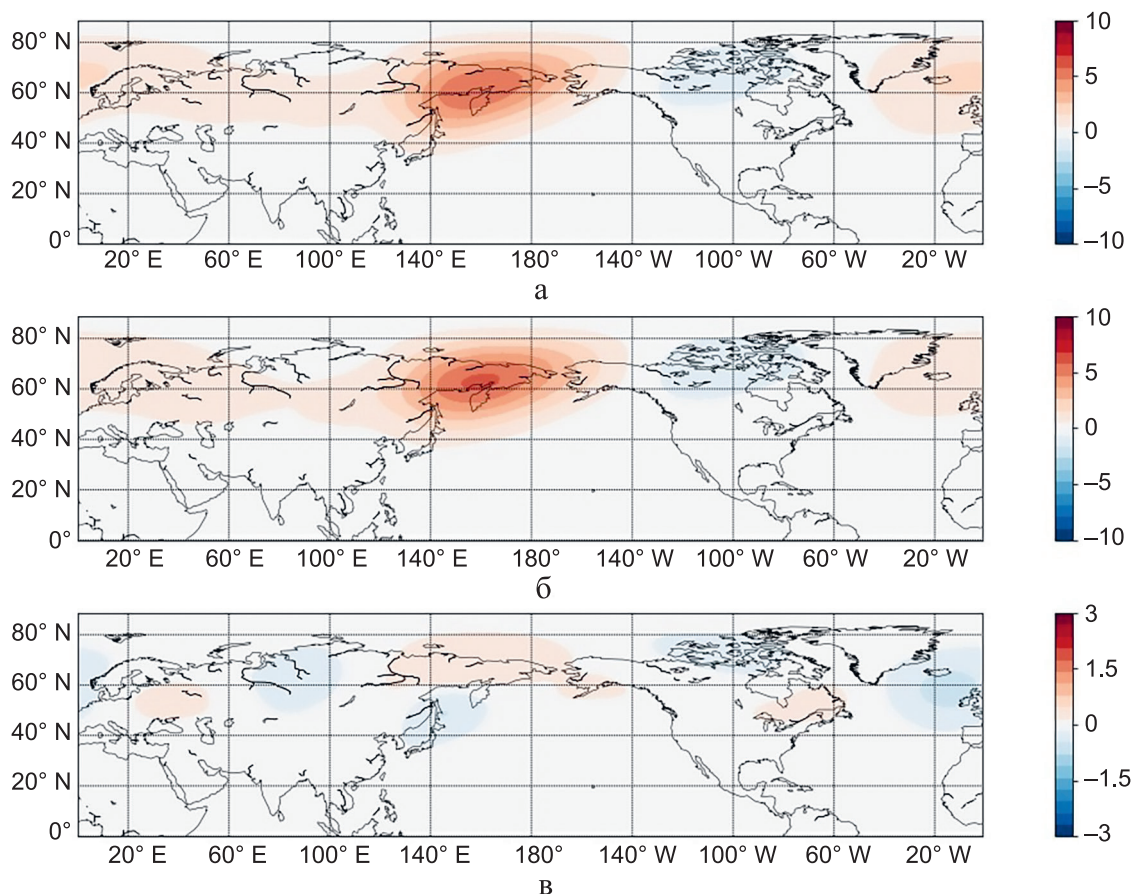


Рис. 5 – Вертикальная компонента потока волновой активности на 30 гПа в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими каноническому Эль-Ниньо (а), Эль-Ниньо Модоки (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в эксперименте с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$ (в)

Для того, чтобы оценить различия в интенсивности распространения волновой активности из тропиков в полярную область в двух экспериментах, был проведен анализ меридиональной компоненты потока волновой активности. Для этого меридиональная компонента потока на 200 гПа была осреднена вдоль 50° с. ш., 60° с. ш., 70° с. ш. за 2 периода: зимний сезон (декабрь–февраль) (таблица 1) и период за 5–20 дней до ВСП (таблица 2). На рисунках 6 и 7 представлены разности меридиональной компоненты потока волновой активности на 200 гПа в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, осредненные за зимний сезон (рисунок 6) и за период за 5–20 дней до ВСП (рисунок 7). В контрольном эксперименте на обоих временных периодах меридиональная компонента потока волновой активности, осредненная вдоль 50° с. ш., меньше 0, вдоль 60° с. ш. – меньше, чем в экспериментах с аномалиями Эль-Ниньо, а вдоль 70° с. ш. – выше, чем в экспериментах КЭН и ЭНМ. То есть в контрольном эксперименте отсутствует распространение меридионального потока из низких широт в высокие и наблюдается фокусировка планетарной волны умеренных широт. Видно, что интегральный меридиональный поток в умеренных широтах Северного полушария выше в эксперименте ЭНМ на

обоих периодах (рисунок 6). Так, интегральный меридиональный поток через 50° с. ш., 60° с. ш., 70° с. ш. из экваториальной зоны в умеренные широты зимой выше в эксперименте ЭНМ, по сравнению с экспериментом КЭН, на 325 % (возрастание с 0.12 м²/с² в эксперименте КЭН до 0.51 м²/с² в эксперименте ЭНМ), 22 % и 44 % соответственно (таблица 1). В период за 5–20 дней до ВСП поток только через 60° с. ш. и 70° с. ш. выше в эксперименте ЭНМ (на 13 % и 25 % соответственно), по сравнению с КЭН. Разница в меридиональном потоке волновой активности через 50° с. ш. за 5–20 дней до ВСП незначительна в экспериментах с двумя типами Эль-Ниньо (таблица 2).

Стоит отметить, что из сравнения таблиц 1 и 2 видно, что поток в высокие широты усиливается перед ВСП в экспериментах с обоими типами Эль-Ниньо (кроме потока через 50° с. ш. в случае ЭНМ).

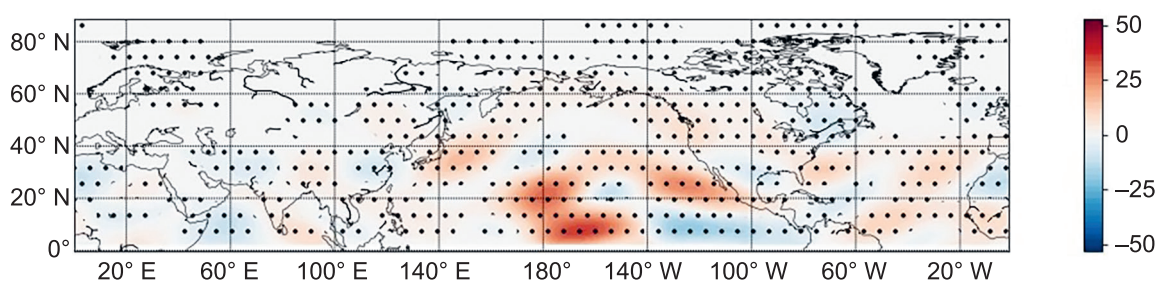


Рис. 6 – Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модокки и каноническому Эль-Ниньо, м²/с².

Статистически значимые различия на уровне 5 % отмечены точками

Табл. 1 – Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модокки и каноническому Эль-Ниньо, м²/с²

Эксперимент	50° с. ш., м ² /с ²	60° с. ш., м ² /с ²	70° с. ш., м ² /с ²
Контрольный	-0.98	1.02	0.55
КЭН	0.12	1.10	0.36
ЭНМ	0.51	1.35	0.52

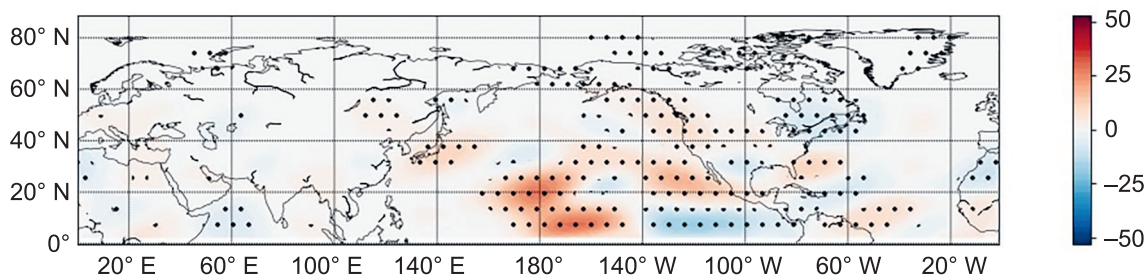


Рис. 7 – Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 20–5 дней до ВСП, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модокки и каноническому Эль-Ниньо, м²/с².

Статистически значимые различия на уровне 5 % отмечены точками

Табл. 2 – Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 20–5 дней до ВСП, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $\text{м}^2/\text{с}^2$

Эксперимент	50° с. ш., $\text{м}^2/\text{с}^2$	60° с. ш., $\text{м}^2/\text{с}^2$	70° с. ш., $\text{м}^2/\text{с}^2$
Контрольный	-0.99	1.19	0.78
КЭН	0.28	1.22	0.47
ЭНМ	0.27	1.39	0.59

Выводы

В данной работе был проведен анализ влияния локализации положительных аномалий ТПО Тихого океана в экваториальной зоне на тропосферно-стратосферное взаимодействие. Районы с максимальными аномалиями ТПО в граничных условиях соответствовали положению аномалий ТПО при двух типах Эль-Ниньо – каноническом Эль-Ниньо (КЭН) и Эль-Ниньо Модоки (ЭНМ). Коэффициенты усиления амплитуд аномалий ТПО были подобраны так, чтобы аномалии в обоих экспериментах были одного порядка, тем самым исключая эффект различия в мощности сигнала.

В отличие от работ (Hegyí and Deng, 2011; Xie et al., 2012; Hurwitz et al., 2014; Garfienkel et al., 2012; Weinberger et al., 2019), в которых было получено, что стратосферный полярный вихрь ослабляется на фоне канонического Эль-Ниньо сильнее, чем на фоне Эль-Ниньо Модоки, в данной работе было получено большее ослабление на фоне Эль-Ниньо Модоки.

Результаты моделирования показали, что основные различия в отклике интенсивности стратосферного полярного вихря на положения аномалий ТПО наблюдаются в ноябре–декабре и марте–апреле. В оба периода значимое ослабление СПВ в эксперименте ЭНМ относительно эксперимента КЭН происходит на фоне возрастания частоты ВСП, но стоит отметить, что в весенний период увеличивается частота финальных потеплений в ЭНМ. Это приводит к более ранней весенней перестройке в стратосфере и соответствует результатам, полученным в работе (Ermaikova et al., 2022). В середине зимы (январь–февраль) статистически значимые различия в отклике стратосферного полярного вихря между двумя экспериментами отсутствуют.

Несовпадение соотношения интенсивности отклика на два типа Эль-Ниньо в данной работе и ранее полученных результатов может объясняться тем, что в данной работе аномалии ТПО, соответствующие Эль-Ниньо Модоки, совпадают по амплитуде с аномалиями ТПО, соответствующими каноническому Эль-Ниньо, что обычно не наблюдается в природе. Если бы было использовано соотношение амплитуд аномалий ТПО, наблюдаемых в природе, отклик на канонический Эль-Ниньо мог быть сильнее, что привело бы к большему ослаблению вихря в этом эксперименте, по сравнению с Эль-Ниньо Модоки.

При анализе пространственной структуры вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба для двух экспериментов видно, что в ЭНМ прослеживается волновая структура приблизительно вдоль 160° з. д., схожего распределения вертикальной компоненты трехмерного потока Пламба в КЭН не наблюдается. А вот в районе Восточной Сибири вертикальный поток в ЭНМ слабее, чем в КЭН. В период 5–20 дней перед ВСП наблюдается увеличение потока волновой активности из тропиков в умеренные широты как в эксперименте КЭН, так и в ЭНМ. При этом интегральный меридиональный поток волновой активности через 60° с. ш. и 70° с. ш. выше в эксперименте Эль-Ниньо Модоки относительно канонического Эль-Ниньо как в период, предшествующий ВСП, так и в среднем за зимний сезон (декабрь–февраль). Эта интенсификация может приводить к усиленной фокусировке волновой активности в полярной зоне и, как следствие, к более частым ВСП.

Благодарности. Работы по численному моделированию и анализ интенсивности СПВ были выполнены в рамках гос. задания № FMWE-2022-0002, анализ вертикального и меридионального распространения квазистационарных планетарных волн поддержан грантом РФФ 23-77-30001.

Список литературы

1. Бекорюков В. И., Бугаева И. В., Захаров Г. Р., Кирюшов Б. М., Крученицкий Г. М., Тарасенко Д. А. О вкладе динамических процессов в формирование аномально низких значений общего содержания озона в Северном полушарии // *Оптика атмосферы и океана*. 1996. Т. 9. № 9. С. 1233–1242.
2. Вяткин А. Н., Зоркальцева О. С., Мордвинов В. И. Влияние Эль-Ниньо на параметры средней и верхней атмосферы над Восточной Сибирью по данным реанализа и моделирования в зимний период // *Солнечно-земная физика*. 2024. Т. 10. № 1. С. 44–52.
3. Зоркальцева О. С., Антохина О. Ю., Антохин П. Н. Долговременная изменчивость параметров внезапных стратосферных потеплений по данным реанализа ERA5 // *Оптика атмосферы и океана*. 2023. Т. 36. № 3. С. 200–208.
4. Зюляева Ю. А., Собаева Д. А., Гулев С. К. Отклик тропосферной динамики на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря в различные фазы ЭНЮК в идеализированных модельных экспериментах // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2023. Т. 59. № 6. С. 707–719.
5. Кочеткова О. С., Мордвинов В. И., Руднева М. А. Анализ факторов, влияющих на возникновение стратосферных потеплений // *Оптика атмосферы и океана*. 2014. Т. 27. № 8. С. 719–727.
6. Погорельцев А. И., Савенкова Е. Н., Перцев Н. Н. Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2014. Т. 54. № 3. С. 387–387.
7. Собаева Д. А., Зюляева Ю. А., Гулев С. К. Влияние локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана на тропосферно-стратосферную динамику в идеализированных модельных экспериментах // *Океанологические исследования*. 2024. Т. 52. № 1. С. 34–56.
8. Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Weng H., Yamagata, T. El Niño Modoki and its possible teleconnection // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. Vol. 112. No. C11.

9. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // *Science*. 2001. Vol. 294. P. 581–584.
10. *Baldwin M. P., Dameris M., Shepherd T. G.* How will the stratosphere affect climate change? // *Science*. 2007. Vol. 316. P. 1576–1577.
11. *Butler A. H., Seidel D. J., Hardiman S. C., Butchart N., Birner T., Match A.* Defining sudden stratospheric warmings // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2015. Vol. 96. No. 11. P. 1913–1928.
12. *Butler A. H. et al.* A sudden stratospheric warming compendium // *Earth System Science Data*. 2017. Vol. 9. No. 1. P. 63–76.
13. *Charlton A. J., Polvani L. M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. No. 3. P. 449–469.
14. *Domeisen D. I., Garfinkel C. I., Butler A. H.* The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere // *Reviews of Geophysics*. 2019. Vol. 57. P. 5–47.
15. *Duchon C. E.* Lanczos Filtering in One and Two Dimensions // *Journal of applied meteorology*. 1979. Vol. 18. P. 1016–1022.
16. *Ermakova T. S., Aniskina O. G., Statnaia I. A., Motsakov M. A., Pogoreltsev A. P.* Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere // *Earth Planets Space*. 2019. Vol. 71. No. 8.
17. *Ermakova T. S. et al.* Manifestations of Different El Niño Types in the Dynamics of the Extratropical Stratosphere // *Atmosphere*. 2022. Vol. 13. No. 2111.
18. *Garfinkel C. I., Butler A. H., Waugh D. W., Hurwitz M. M., Polvani L. M.* Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. Vol. 117. No. D19.
19. *Hegyi B. M., Deng Y.* A dynamical fingerprint of tropical Pacific sea surface temperatures on the decadal-scale variability of cool-season Arctic precipitation // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2011. Vol. 116. No. D20.
20. *Holton J. R.* The dynamics of sudden stratospheric warmings // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 1980. Vol. 8. P. 169–190.
21. *Hurrell J. W., Hack J. J., Shea D., Caron J. M., Rosinski J.* A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model // *Journal of Climate*. 2008. Vol. 21. No. 19. P. 5145–5153.
22. *Hurwitz M. M., Calvo N., Garfinkel C. I., Butler A. H., Ineson S., Cagnazzo C., ... Peña-Ortiz C.* Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models // *Climate dynamics*. 2014. Vol. 43. P. 3367–3376.
23. *Hurwitz M. M., Song I. S., Oman L. D., Newman P. A., Molod A. M., Frith S. M., Nielsen J. E.* Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2011. Vol. 11. No. 18. P. 9659–9669.
24. *Iskandar I., Lestrai D. O., Nur M.* Impact of El Niño and El Niño Modoki Events on Indonesian Rainfall // *Makara Journal of Science*. 2019. Vol. 23 (4). P. 217–222.
25. *Iza M., Calvo N.* Role of stratospheric sudden warmings on the response to central Pacific El Niño // *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42. No. 7. P. 2482–2489.
26. *Kidston J., Scaife A. A., Hardiman S. C., Mitchell D. M., Butchart N., Baldwin M. P., Gray L. J.* Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather // *Nature Geoscience*. 2015. Vol. 8. P. 433–440.
27. *Kobayashi S., Ota Y., Harada Y., Ebata A., Moriya M., Onoda H., Onogi K., Kamahori H., Kobayashi C., Endo H. et al.* The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics // *Journal of the Meteorological Society*. 2015. Vol. 93. P. 5–48.
28. *Kruger K., Naujokat B., Labitzke K.* The Unusual Midwinter Warming in the Southern

- Hemisphere Stratosphere 2002 // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2005. Vol. 62. P. 603–613.
29. *Kug J. S., Jin F. F., An S. I.* Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño // *Journal of climate*. 2009. Vol. 22. No. 6. P. 1499–1515.
 30. *Larkin N. K., Harrison D. E.* On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. No. 13.
 31. *Lawrence C., Eckermann S., Hoppel K.* Planetary Wave Breaking and Tropospheric Forcing as Seen in the Stratospheric Sudden Warming of 2006 // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2009. Vol. 66. No. 2. P. 495–507.
 32. *Manney G. L., Schwartz M. J., Krüger K., Santee M. L., Pawson S., Lee J. N., Daffer W. H., Fuller R. A., Livesey N. J.* Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. L12815.
 33. *Matsuno T.* A dynamical model of sudden stratospheric warming // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 1971. Vol. 28. P. 871–883.
 34. *McIntyre M. E.* How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 1982. Vol. 60. No. 1. P. 37–64.
 35. *Plumb R. A.* On the three-dimensional propagation of stationary waves // *Journal of Atmospheric Sciences*. 1985. Vol. 42. No. 3. P. 217–229.
 36. *Rayner N. A. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., ... Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2003. Vol. 108. No. D14.
 37. *Reynolds R. W., Smith T. M., Liu C., Chelton D. B., Casey K. S., Schlax M. G.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // *Journal of Climate*. 2007. Vol. 20. No. 22. P. 5473–5496.
 38. *Scherhag R.* Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52 // *Ber. Deut. Wetterdienstes*. 1952. Vol. 6. No. 38. P. 51–63.
 39. *Schoeberl M. R.* Stratospheric warmings: Observations and theory // *Reviews of Geophysics*. 1978. Vol. 16. No. 521.
 40. *Schoeberl M. R., Hartmann D. L.* The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and Its Relation to Springtime Ozone Depletions // *Science*. 1991. Vol. 251. P. 46–52.
 41. *Sobaeva D., Zyulyaeva Y., Gulev S.* ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments // *Atmosphere*. 2023. Vol. 14. No. 3. P. 459.
 42. *Stan C., Straus D. M.* Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. D12103.
 43. *Sun L., Robinson W. A.* Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model // *Geophysical Research Letters*. 2009. Vol. 36. L03819.
 44. *Sun L., Robinson W. A., Chen G.* The predictability of stratospheric warming events: more from the troposphere or the stratosphere? // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2011. Vol. 69.
 45. *Thompson S. I., Vallis G. K.* Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2018. Vol. 75. No. 12. P. 4107–4124.
 46. *Vallis G. K., Colyer G., Geen R., Gerber E., Jucker M., Maher P., ... Thomson, S. I.* A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity // *Geoscientific Model Development*. 2018. Vol. 11. No. 3. P. 843–859.
 47. *Van Loon H., Jenne R. L., Labitzke K.* Zonal harmonic standing waves // *Journal of Geophysical Research*. 1973. Vol. 78. P. 4463–4471.

48. *Weinberger I., Garfinkel C. I., White I. P., Oman L. D.* The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe // *Climate dynamics*. 2019. Vol. 53. P. 4591–4610.
49. *Weng H., Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Yamagata T.* Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer // *Climate dynamics*. 2007. Vol. 29. No. 2–3. P. 113–129.
50. *Weng H., Behera S. K., Yamagata T.* Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events // *Climate Dynamics*. 2009. Vol. 32. No. 5. P. 663–674.
51. *White I., Garfinkel C. I., Gerber E. P., Jucker M., Aquila V., Oman L. D.* The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors // *Journal of Climate*. 2019. Vol. 32. No. 1. P. 85–108.
52. *Xie F., Li J., Tian W., Feng J., Huo Y.* Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2012. Vol. 12. No. 11. P. 5259–5273.
53. *Yeh S. W., Kug J. S., Dewitte B., Kwon M. H., Kirtman B. P., Jin F. F.* El Niño in a changing climate // *Nature*. 2009. Vol. 461. No. 7263. P. 511–514.

Статья поступила в редакцию 02.09.2024, одобрена к печати 12.11.2024.

Для цитирования: Собаева Д. А. Влияние локализации положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне на характер распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу в модельных экспериментах // *Океанологические исследования*. 2024. № 52 (4). С. 224–242. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).11](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).11).

THE INFLUENCE OF THE LOCALIZATION OF POSITIVE SURFACE TEMPERATURE ANOMALIES IN THE EQUATORIAL PACIFIC OCEAN ON THE PROPAGATION OF WAVE ACTIVITY FROM THE TROPOSPHERE TO THE STRATOSPHERE IN MODEL EXPERIMENTS

D. A. Sobaeva^{1,2}

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia;*

² *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University),
9, Institutskiy pereulok, Dolgoprudny, 141701, Russia,
e-mail: sobaeva@sail.msk.ru;*

During an El Niño event an area of intense convection is formed above the area of positive sea surface temperature (SST) anomalies in the equatorial Pacific Ocean. This leads to the formation of a Rossby wave, which propagates from low to high latitudes and can lead to changes in large-scale atmospheric circulation in mid-latitudes and, as a consequence, to a change in the vertical wave activity flow from the troposphere to the stratosphere. In recent decades, a new type of El Niño – El Niño Modoki – has been increasingly observed. During El Niño Modoki positive SST anomalies are observed in the central part of the equatorial Pacific Ocean, in contrast to the anomalies of the canonical El Niño, which are observed in the east part. The paper shows differences in the nature of the propagation of wave activity in model experiments with SST anomalies located in areas corresponding to the events of the canonical El Niño (Nino 3 region) and El Niño Modoki (Nino 4 region). It was found that, with comparable amplitudes of SST anomalies, the stratospheric polar vortex is more weakened when the localization of the anomalies corresponds to the El Niño Modoki phenomenon. Statistically significant differences in the weakening of the intensity of the stratospheric polar vortex between experiments are observed at the beginning of the extended winter period (November–December) and in spring (March–April). When the anomalies are located in the central part of the equatorial Pacific Ocean, a doubling of the frequency of final sudden stratospheric warmings (SSWs) is observed compared to the experiment where the anomalies correspond to the localization of the canonical El Niño. The more frequent occurrence of SSWs, both final and intraseasonal, in the El Niño Modoki experiment compared to the canonical El Niño is explained by an increase in the meridional component of the three-dimensional flux of wave activity in case of more westerly position of the SST anomaly. This increase is recorded both immediately before the SSW and throughout the winter period (December–February).

Keywords: stratospheric polar vortex, sudden stratospheric warming, El Niño Modoki, canonical El Niño, numerical experiments, Isca

Acknowledgement: Numerical modeling and analysis of the intensity of the SPV were supported by the program No. FMWE 2022-0002, analysis of the vertical and meridional propagation of quasi-stationary planetary waves was supported by the RSF grant 23-77-30001.

References

1. Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112** (C11).
2. Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.
3. Baldwin, M. P., M. Dameris, and T. G. Shepherd, 2007: How will the stratosphere affect climate change? *Science*, **316**, 1576–1577.
4. Bekoryukov, V. I., I. V. Bugaeva, G. R. Zakharov, B. M. Kiryushov, G. M. Kruchenitsky, and D. A. Tarasenko, 1996: On the contribution of dynamic processes to the formation of anomalously low values of total ozone content in the Northern Hemisphere. *Atmosphere and Ocean Optics*, **9** (9), 1233–1242.
5. Butler, A. H. et al., 2017: A sudden stratospheric warming compendium. *Earth System Science Data*, **9** (1), 63–76.
6. Butler, A. H., D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, and A. Match, 2015: Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **96** (11), 1913–1928.
7. Charlton, A. J. and L. M. Polvani, 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, **20** (3), 449–469.
8. Domeisen, D. I., C. I. Garfinkel, and A. H. Butler, 2019: The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere. *Reviews of Geophysics*, **57**, 5–47.
9. Duchon, C. E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *Journal of applied meteorology*, **18**, 1016–1022.
10. Ermakova, T. S., et al., 2022: Manifestations of Different El Niño Types in the Dynamics of the Extratropical Stratosphere. *Atmosphere*, **13** (2111).
11. Ermakova, T. S., O. G. Aniskina, I. A. Statnaia, M. A. Motsakov, and A. P. Pogoreltsev, 2019: Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere. *Earth Planets Space*, **71** (8).
12. Garfinkel, C. I., A. H. Butler, D. W. Waugh, M. M. Hurwitz, and L. M. Polvani, 2012: Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117** (D19).
13. Hegyi, B. M. and Y. Deng, 2011: A dynamical fingerprint of tropical Pacific sea surface temperatures on the decadal-scale variability of cool-season Arctic precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **116** (D20).
14. Holton, J. R., 1980: The dynamics of sudden stratospheric warmings. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **8**, 169–190.
15. Hurrell, J. W., J. J. Hack, D. Shea, J. M. Caron, and J. Rosinski, 2008: A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model. *Journal of Climate*, **21** (19), 5145–5153.
16. Hurwitz, M. M., I. S. Song, L. D. Oman, P. A. Newman, A. M. Molod, S. M. Frith, and J. E. Nielsen, 2011: Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11** (18), 9659–9669.
17. Hurwitz, M. M., N. Calvo, C. I. Garfinkel, A. H. Butler, S. Ineson, C. Cagnazzo, ... and C. Peña-Ortiz, 2014: Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models. *Climate dynamics*, **43**, 3367–3376.
18. Iskandar, I., D. O. Lestrai, and M. Nur, 2019: Impact of El Niño and El Niño Modoki Events on Indonesian Rainfall. *Makara Journal of Science*, **23** (4), 7.
19. Iza, M. and N. Calvo, 2015: Role of stratospheric sudden warmings on the response to central Pacific El Niño. *Geophysical Research Letters*, **42** (7), 2482–2489.

20. Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin, and L. J. Gray, 2015: Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, **8**, 433–440.
21. Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, and H. Endo et al., 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society*, **93**, 5–48.
22. Kochetkova, O. S., V. I. Mordvinov, and M. A. Rudneva, 2014: Analysis of factors influencing the occurrence of stratospheric warming. *Atmosphere and Ocean Optics*, **27** (8), 719–727.
23. Kruger, K., B. Naujokat, and K. Labitzke, 2005: The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 603–613.
24. Kug, J. S., F. F. Jin, and S. I. An, 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of climate*, **22** (6), 1499–1515.
25. Larkin, N. K. and D. E. Harrison, 2005: On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies. *Geophysical Research Letters*, **32** (13).
26. Lawrence, C., S. Eckermann, and K. Hoppel, 2009: Planetary Wave Breaking and Tropospheric Forcing as Seen in the Stratospheric Sudden Warming of 2006. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66** (2), 495–507.
27. Manney, G. L., M. J. Schwartz, K. Krüger, M. L. Santee, S. Pawson, J. N. Lee, W. H. Daffer, R. A. Fuller, and N. J. Livesey, 2009: Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming, *Geophysical Research Letters*, **36** (L12815).
28. Matsuno, T., 1971: A dynamical model of sudden stratospheric warming. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 871–883.
29. McIntyre, M. E., 1982: How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **60** (1), 37–64.
30. Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, **42** (3), 217–229.
31. Pogoreltsev, A. I., E. N. Savenkova, and N. N. Pertsev, 2014: Sudden stratospheric warmings: the role of normal atmospheric modes. *Geomagnetism and Aeronomy*, **54** (3), 387–387.
32. Rayner, N. A. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, ... and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108** (D14).
33. Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *Journal of Climate*, **20** (22), 5473–5496.
34. Scherhag, R., 1952: Die explosionsartige Stratosphärenwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Ber. Deut. Wetterdienstes*, **6** (38), 51–63.
35. Schoeberl, M. R. and D. L. Hartmann, 1991: The Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex and Its Relation to Springtime Ozone Depletions. *Science*, **251** (46–52).
36. Schoeberl, M. R., 1978: Stratospheric warmings: Observations and theory. *Reviews of Geophysics*, **16** (521).
37. Sobaeva, D. A., Yu. A. Zyulyaeva, and S. K. Gulev, 2024: The influence of localization of positive SST anomalies in the equatorial Pacific Ocean on troposphere-stratospheric dynamics in idealized modeling. *Journal of Oceanological Research*, **52** (1), 34–56.
38. Sobaeva, D., Y. Zyulyaeva, and S. Gulev, 2023: ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments. *Atmosphere*, **14** (3), 459.
39. Stan, C. and D. M. Straus, 2009: Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events. *Journal of Geophysical Research*, **114** (D12103).

40. Sun, L. and W. A. Robinson, 2009: Downward influence of stratospheric final warming events in an idealized model. *Geophysical Research Letters*, **36** (L03819).
41. Sun, L., W. A. Robinson, and G. Chen, 2011: The predictability of stratospheric warming events: more from the troposphere or the stratosphere? *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**.
42. Thomson, S. I. and G. K. Vallis, 2018: Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **75** (12), 4107–4124.
43. Vallis, G. K., G. Colyer, R. Geen, E. Gerber, M. Jucker, P. Maher, ... and S. I. Thomson, 2018: Isca, v1. 0: A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity. *Geoscientific Model Development*, **11** (3), 843–859.
44. Van Loon, H., R. L. Jenne, and K. Labitzke, 1973: Zonal harmonic standing waves. *Journal of Geophysical Research*, **78**, 4463–4471.
45. Vyatkin, A. N., O. S. Zorkaltseva, and V. I. Mordvinov, 2024: Influence of El Niño on parameters of the middle and upper atmosphere over Eastern Siberia according to reanalysis and model data in winter. *Solnechno-zemnaya fizika*, **10** (1), 44–52.
46. Weinberger, I., C. I. Garfinkel, I. P. White, and L. D. Oman, 2019: The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe. *Climate dynamics*, **53**, 4591–4610.
47. Weng, H., K. Ashok, S. K. Behera, S. A. Rao, and T. Yamagata, 2007: Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate dynamics*, **29** (2–3), 113–129.
48. Weng, H., S. K. Behera, and T. Yamagata, 2009: Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Climate Dynamics*, **32** (5), 663–674.
49. White, I., C. I. Garfinkel, E. P. Gerber, M. Jucker, V. Aquila, and L. D. Oman, 2019: The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors. *Journal of Climate*, **32** (1), 85–108.
50. Xie, F., J. Li, W. Tian, J. Feng, and Y. Huo, 2012: Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12** (11), 5259–5273.
51. Yeh, S. W., J. S. Kug, B. Dewitte, M. H. Kwon, B. P. Kirtman, and F. F. Jin, 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, **461** (7263), 511–514.
52. Zorkal'tseva, O. S., O. Yu. Antokhina, and P. N. Antokhin, 2023: Long-term variability of parameters of sudden stratospheric warmings according to ERA5 reanalysis data. *Optika Atmosfery i Okeana*, **36** (3), 200–208.
53. Zyulyaeva, Y., D. Sobaeva, and S. Gulev, 2023: The response of the Tropospheric Dynamics to Extreme States of the Stratospheric Polar Vortex during ENSO Phases in Idealized Modeling. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, **59** (6), 707–719.

Submitted 02.09.2024, accepted 12.11.2024.

For citation: Sobaeva, D. A., 2024: The influence of the localization of positive surface temperature anomalies in the equatorial Pacific Ocean on the propagation of wave activity from the troposphere to the stratosphere in model experiments, *Journal of Oceanological Research*, **52** (4), 224–242, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).11](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).11).