ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2019, том 59, № 1, с. 114–124

УДК 551.513

ВЛИЯНИЕ ОСЦИЛЛЯЦИИ МАДДЕНА–ДЖУЛИАНА И КВАЗИДВУХЛЕТНЕГО КОЛЕБАНИЯ НА ДИНАМИКУ ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ

© 2019 г. К. К. Кандиева[1, *], О. Г. Анискина[1], А. И. Погорельцев[1, 2], О. С. Зоркальцева[3], В. И. Мордвинов[3, 4]

[1]*Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург – Петродворец, Россия*
[3]*Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия*
[4]*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*
**e-mail: kanykeikandieva@gmail.com*

Поступила в редакцию 17.03.2018 г.
После доработки 17.03.2018 г.
Принята к публикации 25.05.2018 г.

Для исследования влияния осцилляции Маддена–Джулиана и квазидвухлетнего колебания в экваториальной стратосфере на динамические процессы во внетропической стратосфере использована модель циркуляции средней и верхней атмосферы. Источник нагрева осцилляции Маддена–Джулиана в тропической области задавался в виде модулированного по долготе волнового возмущения с зональным волновым числом $m = 2$ и периодом $T = 45$ сут, перемещающегося на восток с фазовой скоростью ~5 м/с. Ансамблевые расчеты проводились раздельно для западной и восточной фаз квазидвухлетнего колебания. Анализ полученных результатов показал, что оба явления существенно влияют на циркуляцию зимней внетропической стратосферы, разрушение полярного вихря и внезапные стратосферные потепления, причем характер влияния зависит от сочетания их фаз. Хорошая согласованность результатов моделирования с данными реанализа подтверждает полученные результаты.

DOI: 10.1134/S0016794018060068

1. ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день, благодаря данным наземного и спутникового зондирования, накоплен большой объем информации о параметрах средней атмосферы (10–100 км). Хорошо изучена внутригодовая динамика средней атмосферы, обусловленная сезонными изменениями инсоляции. Однако природа и механизм развития сильных возмущений зимней циркуляции, т.н. внезапных стратосферных потеплений (ВСП), все еще остаются не вполне понятными, несмотря на то, что по данным наблюдений и архивам реанализов изучены уже практически все эпизоды ВСП в северном и в южном полушариях за период с 60-х гг. прошлого столетия по настоящее время [Palmeiro et al., 2015; Butler et al., 2017; Chiodo and Polvani, 2017; Ivy et al., 2017; Grise and Polvani, 2017]. Сводную таблицу дат главных ВСП, наблюдавшихся в 1958–2013 гг. можно найти, например, в статье [Butler and Gerber, 2018].

Согласно традиционной точке зрения, разрушение стратосферного полярного вихря и внезапные стратосферные потепления являются следствием распространения в стратосферу стационарных планетарных волн (СПВ) [Matsuno, 1971]. Это подтверждают результаты наблюдений и моделирования взаимодействий СПВ со средним потоком в стратосфере и мезосфере [Chandran et al., 2014; Liu and Roble, 2002; Smith, 1983; Plumb, 1985]. В работе [Gerber and Polvani, 2009] найдена устойчивая связь между изменчивостью полярного вихря в стратосфере, стационарными волнами в тропосфере и кольцевыми модами. Влияние СПВ с зональными волновыми числами $m = 1$ и 2 (СПВ1 и СПВ2) на динамику стратосферы обсуждается в статье Sheshadri et al. [2015]. Неясными остаются, однако, обратные эффекты влияния изменений циркуляции во время ВСП на распространение планетарных волн и связи между различными слоями атмосферы (тропосфера–стратосфера–мезосфера). Это побуждает исследователей улучшать вертикальное разрешение модельных расчетов и усваивать большее количество стратосферных данных при моделировании динамических процессов в средней атмосфере [Gerber et al., 2012].

Результаты моделирования показали, однако, что аномалии стратосферной циркуляции и ВСП могут быть следствием раскачки и интерференции нормальных атмосферных мод непосредственно на стратосферных высотах [Погорельцев, 2007]. Анализ ВСП по данным наблюдений позволил выявить периодичность и последовательность в развитии потеплений, которая не только подтверждает эту точку зрения, но и усложняет полную картину развития ВСП [Pogoreltsev et al., 2015]. Оказалось, что разрушению полярного вихря в стратосфере предшествует цепочка событий: за две-три недели до ВСП возрастает вихревая активность в стратосфере; в районе Северной Атлантики вихревой поток проникает в тропосферу. Возрастает активность синоптических процессов, формируется и усиливается поток вихревой активности в восточном направлении. В синоптическом представлении wavetrains над северной частью Евразии, определяющие поток вихревой активности, часто предшествуют образованию блокингов и крупномасштабным погодным аномалиям над Евразией [Пальмен и Ньютон, 1973]. Усиление синоптической активности в восточной части Евразии через некоторое время приводит к возрастанию вихревых потоков в стратосферу над восточной Азией и северной частью Тихого океана. Нелинейные взаимодействия СПВ с полярным вихрем и стационарным антициклоном в стратосфере приводят к разрушению полярного вихря и сильному главному потеплению.

Реальная картина развития ВСП включает, видимо, комплекс процессов – собственные колебания в средней атмосфере и внешний форсинг, обусловленный различными причинами, которые можно в большей или меньшей степени интерпретировать в терминах распространения планетарных волн и их взаимодействием со средним потоком. Получены свидетельства влияния на циркуляцию в полярной стратосфере орографических стационарных волн [Gavrilov et al., 2018], квазидвухлетнего колебания (КДК), тропосферных блокингов и бегущих возмущений [Кочеткова и др., 2014].

Еще одним из возможных источников влияния на циркуляцию внетропической стратосферы являются аномалии конвекции в тропической тропосфере, обусловленные явлениями Эль-Ниньо–Южное Колебание (ЭНЮК) и осцилляцией Маддена–Джулиана (ОМД). В работе [Taguchi and Hartmann, 2006] установлено, что при теплой фазе ЭНЮК температура воздуха в тропической стратосфере уменьшается, а в полярной стратосфере увеличивается. В годы с Ла-Нинья наблюдается обратный эффект. Однако оценки связи между ЭНЮК и ВСП в работе [Butler and Polvani, 2011] подобной закономерности не выявили, ВСП с равной вероятностью наблюдались при разных фазах ЭНЮК. Авторы объяснили несоответствие между результатами своей работы и результатами Taguchi and Hartmann [2006] тем, что ВСП являются редкими экстремальными событиями и при статистическом усреднении теряются на фоне общей динамики стратосферы. Более существенным оказалось влияние на ВСП фазы КДК. Независимо от фазы ЭНЮК события ВСП чаще наблюдались при восточной фазе КДК. Возможность прогноза фазы КДК, рассмотренная в работе [Габис и Трошичев, 2011], может существенно повысить вероятность прогноза ВСП и связанных с потеплениями погодных аномалий в тропосфере.

Менее изученным источником возмущений в тропосфере низких широт является явление ОМД, которое представляет собой колебание метеорологических полей с периодом 30–60 сут [Madden and Julian, 1971; 1972]. ОМД хорошо проявляется в динамике глубокой конвекции и количестве осадков и имеет вид локализованной по долготе волны, распространяющейся на восток со средней фазовой скоростью ~5 м/с [Weickmann et al., 1985] над районами Индийского и Тихого океанов. Развитие крупномасштабной конвективной ячейки ОМД начинается на западе Индийского океана, затем зона глубокой конвекции перемещается на восток, постепенно затухая по мере продвижения к восточной части Тихого океана. Иногда конвективная ячейка вновь усиливается, но с меньшей амплитудой, над тропическими районами Атлантики. Наиболее часто в качестве причины ОМД рассматривают конвективную неустойчивость в зоне тропиков, однако в ряде работ отмечается, что возникновение ОМД может быть инициировано приходящими в тропики из умеренных широт планетарными волнами [Ray and Zhang, 2010].

Косвенным свидетельством влияния ОМД на циркуляцию в стратосфере являются крутильные колебания – вариации средней зональной компоненты скорости в диапазоне 10–20 сут [Мордвинов и др., 2009; 2011; 2013]. Сопоставление крутильных колебаний и внезапных стратосферных потеплений показало, что внезапным стратосферным потеплениям, как правило, предшествует период повышенной активности этих колебаний в тропической стратосфере. Из тропиков крутильные колебания распространяются в умеренные широты. Время распространения составляет ~10 сут. Рост температуры в полярной стратосфере почти точно совпадал с моментом прихода возмущений в область стратосферного струйного течения [Кочеткова и др., 2014].

Возможность влияния ОМД на состояние стратосферного полярного вихря подтвердили эксперименты с моделью общей циркуляции атмосферы [Garfinkel et al., 2014]. Согласно расче-

там при прохождении области глубокой конвекции над западной частью экваториального Тихого океана усиливались вихревые потоки тепла из зоны конвекции в тропосферу и стратосферу над северной частью Тихого океана. В тропосфере это приводило к понижению приземного давления, а в стратосфере – к разрушению полярного вихря. Отметим, что в настоящее время воспроизведение ВСП в моделях общей циркуляции не вполне удовлетворительное, в частности, в модели ИВМ РАН количество ВСП ниже, чем их наблюдаемое число [Варгин и Володин, 2016]. Учет ОМД в прогностических моделях позволил повысить качество прогноза ВСП с заблаговременностью до 20 сут [Garfinkel and Schwartz, 2017]. Влияние фаз ОМД на интенсивность полярного вихря на основе анализа данных архива MERRA [Rienecker et al., 2011] рассмотрено в статье [Кандиева и др., 2018]. Было показано, что влияние ОМД на изменение циркуляции стратосферы зависит от географического положения аномалий, связанных с этим тропическим колебанием. Показано, что во время активного состояния ОМД (~в 65% случаев) полярный стратосферный вихрь усиливается, а его центр смещается в восточном направлении.

Задачей данного исследования является оценка совместного влияния на зимнюю внетропическую циркуляцию в стратосфере двух явлений: осцилляции Маддена–Джулиана в экваториальной тропосфере и квазидвухлетнего колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере с помощью модели циркуляции средней и верхней атмосферы (МСВА). Преимуществом численных экспериментов является возможность исключения других факторов влияния на динамику процессов во внетропической стратосфере, таких, например, как межгодовые вариации метеорологических полей в тропосфере умеренных широт, которые оказывают сильное влияние на зимние процессы в стратосфере и/или воздействие на среднюю атмосферу событий ЭНЮК.

2. ОПИСАНИЕ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

2.1. Модель МСВА

Для моделирования теплового режима и общей циркуляции атмосферы использовалась модель средней и верхней атмосферы (МСВА) [Pogoreltsev et al., 2007]. МСВА представляет собой трехмерную нелинейную модель общей циркуляции атмосферы, реализованную на сетке 5.625° по долготе, 5° по широте. В качестве вертикальной координаты используется lg-изобарическая высота $z = -H\ln(p/1000)$, где p – давление в гПа, $H = 7$ км. Шаг по высоте составляет $\Delta z = 0.4H$, и имеется возможность задавать произвольное количество вертикальных уровней от 48 до 60. В данной работе была использована 56-уровенная версия МСВА. Таким образом, верхняя граница соответствовала геопотенцальной высоте ~300 км. Шаг интегрирования по времени составлял 225 с. В последнюю версию МСВА включены новые параметризации: эффектов орографических гравитационных волн [Гаврилов и Коваль, 2013] и нормальных атмосферных мод [Погорельцев и др., 2014]. Кроме этого, в настоящей версии МСВА используются новые климатические распределения озона [Суворова и др., 2017] и паров воды в тропосфере [Ермакова и др., 2017], учитывающие долготные вариации. В качестве нижних граничных условий были использованы широтно-долготные распределения геопотенциальной высоты уровня 1000 гПа и температуры на этом уровне, полученные с использованием среднемесячных данных реанализа JRA55 для января (Japanese 55-year Reanalysis) [Kobayashi et al., 2015]. Для исключения влияния ЭНЮК при расчете нижних граничных условий были усреднены распределения за 1982, 1991, 1994, 2002 и 2004 гг., во время которых наблюдалась нейтральная фаза ЭНЮК согласно индексу MEI (Multivariate ENSO Index) [http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html]. Схема численных экспериментов в точности соответствовала описанной в работе [Pogoreltsev et al., 2007], т.е. до 330-го модельного дня использовался фиксированный зенитный угол Солнца, соответствующий условиям 1 января, а затем включались его сезонные вариации. Таким образом, 330–400-й модельные дни соответствовали январю–февралю и началу марта. Для всех рассматриваемых вариантов расчетов были получены ансамбли решений, содержащие по 10 членов, полученных с использованием различных начальных условий.

2.2. Реализация КДК *и* ОМД *в модели*

Задачей моделирования было установление зависимости аномалий циркуляции зимней внетропической стратосферы от источника тепла в тропиках, имитирующего ОМД при различных фазах КДК. Влияние фазы КДК учитывалось введением дополнительного слагаемого в прогностическое уравнение для зональной компоненты скорости, пропорционального разности рассчитанных и климатических распределений среднезональных значений зональной скорости ветра для западной и восточной фаз КДК. Фаза КДК для каждого года определялась по знаку отклонения усредненного зонального потока за январь–февраль от климатического на высоте 30 км (10 гПа) [Погорельцев и др., 2014]. Дополнительное слагаемое “включалось” в интервале широт 17.5° S–17.5° N на высотах 0–50 км. Дополнительный источник нагрева в тропической области, моделирующий влияние ОМД, был представлен в

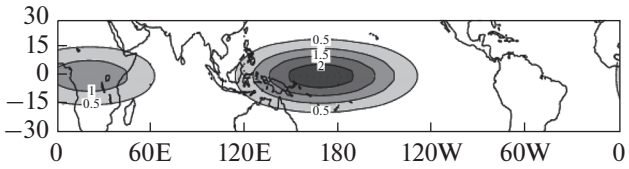

Рис. 1. Области нагрева модели ОМД, соответствующие 1 января.

виде волнового возмущения с зональным волновым числом $m = 2$ и периодом $T = 45$ сут, перемещающегося на восток со средней фазовой скоростью ~5 м/с (см. ВВЕДЕНИЕ).

Выражение, аппроксимирующее бегущий источник тепла, имело вид:

$$Q(\lambda, \varphi, z, t) = A[1 + \cos(m\lambda - \omega t)] \times$$
$$\times \exp\left(-\left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0}\right)^2 - \left(\frac{\varphi}{\varphi_0}\right)^2 - \left(\frac{(z - z_0)}{\Delta z}\right)^2\right),$$

где A – амплитуда нагрева 1.5 К/сут, максимальное значение нагрева приходится на долготу $\lambda_0 = 120°$ Е, аномалии нагрева движутся вдоль экватора и ограничены низкими широтами $\varphi_0 = 15°$, в вертикальном профиле максимальная величина нагрева находится на высоте $z_0 = 7$ км. Области нагрева имеют эллиптическую форму, а их расположение на рис. 1 соответствует 1 января в численных экспериментах.

Подобная форма источника ОМД, но в виде возмущения геопотенциала на нижней границе, использовалась в статье [Bao and Hartmann, 2014] и примерно соответствует наблюдаемой структуре ОМД [Wheeler and Hendon, 2004; Кандиева и др., 2017].

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

1. На рис. 2 приведены разности средних значений зональной компоненты скорости ветра и температуры воздуха при западной и восточной фазах КДК (изолинии) без включения (*а* и *б*) и с включением (*в* и *г*) модели ОМД. Распределения средних зональных характеристик усреднены за январь–февраль месяцы. Заливкой показаны распределения статистической значимости в соответствии с *t*-критерием Стьюдента в модификации Welch [1947]:

$$t = \left|\bar{X}_{\text{ОМД}} - \bar{X}\right| \Big/ \left(S^2_{\text{ОМД}} \big/ N_{\text{ОМД}} + S^2 \big/ N\right)^{1/2},$$

где $\bar{X}_{\text{ОМД}}$ и $\bar{X}$ – средние значения метеорологической величины, полученные для фиксированной фазы КДК с учетом и без учета дополнительного источника нагрева ОМД; $S_{\text{ОМД}}$ и S – стандартные отклонения величин; $N_{\text{ОМД}}$ и N – размеры выборок. Количество степеней свободы определялось по формуле

$$\vartheta = \left(\frac{S^2_{\text{ОМД}}}{N_{\text{ОМД}}} + \frac{S^2}{N}\right)^2 \Bigg/ \left[\frac{\left(S^2_{\text{ОМД}} \big/ N_{\text{ОМД}}\right)^2}{N_{\text{ОМД}} - 1} + \frac{\left(S^2 \big/ N\right)^2}{N - 1}\right].$$

На рис. 2*д*, *е* приведены для сравнения разности значений средней зональной скорости и температуры воздуха по данным архива MERRA [Rienecker et al., 2011] при западной и восточной фазах КДК. Положительные значения отклонения соответствуют западной фазе КДК, отрицательные значения соответствуют восточной фазе КДК. В результате были отобраны годы с западной (1993, 1995, 1997, 1999, 2002, 2004, 2006, 2008, 2011) и восточной (1994, 1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2007, 2010, 2012) фазами КДК.

Анализ распределений, построенных по модельным данным, позволяет оценить влияние каждого из факторов (КДК и ОМД) отдельно. В отсутствие дополнительного источника тепла на экваторе влияние фазы КДК на циркуляцию полярной стратосферы оказалось весьма сильным (рис. 2*а*) – при западной фазе КДК скорости стратосферного струйного течения на высотах 30–60 км были на 20–25 м/с ниже скоростей, чем при восточной фазе КДК. Разности средних зональных температур (рис. 2*б*) были также достаточно высоки и составили ~+10 К на высотах 20–30 км и –10 К на высотах 60–70 км. Включение ОМД полностью изменило характер распределений: разности средней зональной скорости во внетропических широтах изменили знак, стали меньше по величине и сместились к югу на 10°–15° (рис. 2*в*). Ослабли и изменили знак в полярной области аномалии температуры (рис. 2*г*). Согласие с данными архива MERRA, приведенными на рис. 2*д*, *е*, при этом возросло.

Следующим шагом было сопоставление интегральных характеристик влияния ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы по модельным данным и по данным реанализа JRA55.

Для этого мы сначала просуммировали распределения средних зональных скоростей и средней зональной температуры при западной и восточной фазах КДК (20 реализаций), полученные в экспериментах с включением ОМД. Затем вычли из полученных распределений суммы средних зональных скоростей и средних зональных температур при западной и восточной фазах КДК в экспериментах без ОМД. Результаты расчетов приведены на рис. 3*а*, *б*. На рисунке 3*в* и *г* для сравнения приведены изменения средней зональной скорости и средней зональной температуры, вызванные воздействием ОМД, полученные по данным JRA. Воздействие ОМД рассчитывалось, как разница между метеорологическими полями в период сильной и слабой интенсивно-

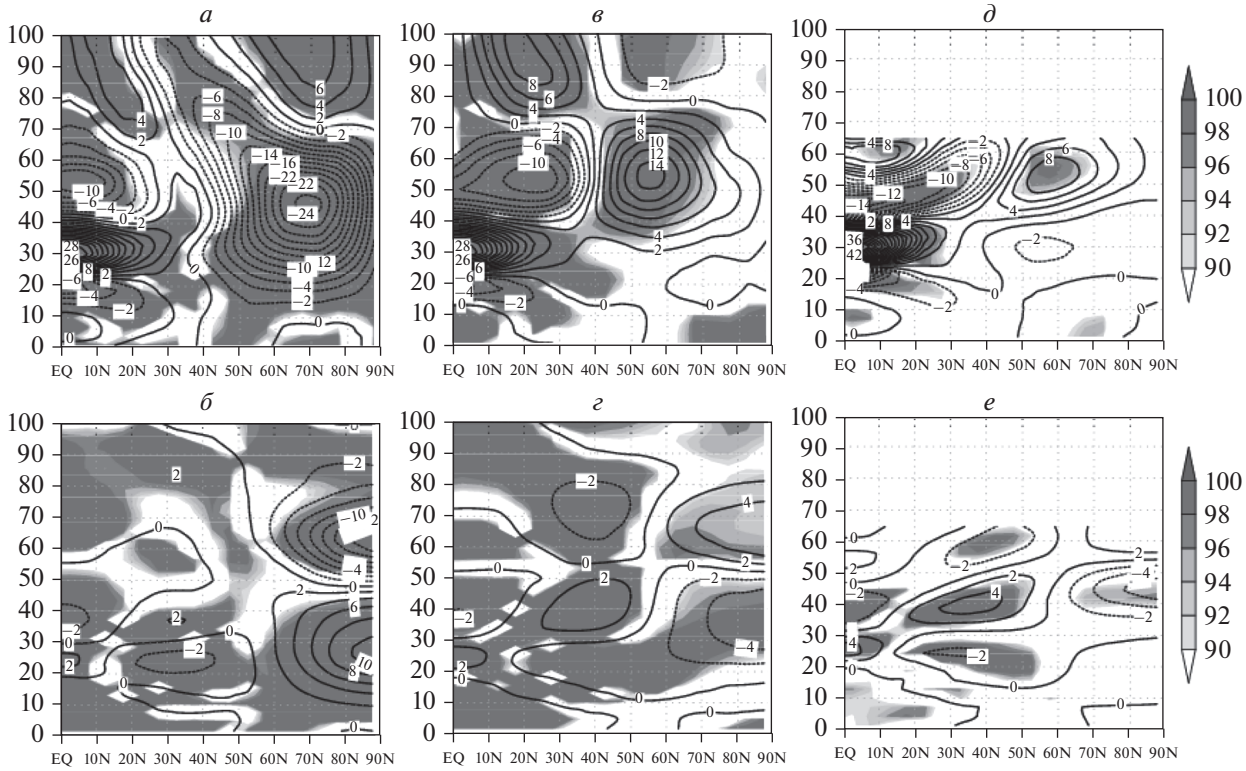

Рис. 2. Разности средней зональной скорости ветра (*а*, *в*, *д*) и среднезональной температуры воздуха (*б*, *г*, *е*) при западной и восточной фазах КДК: *а*, *б* — без включения ОМД в модель; *в*, *г* — с включением ОМД в модель; *д*, *е* — по данным реанализа MERRA. Заливка — распределения статистической значимости (показаны уровни значимости в процентах) полученных значений разности в соответствии с *t*-критерием Стьюдента.

сти ОМД вне зависимости от фазы КДК. Для определения интенсивности явления был вычислен индекс ОМД в период 1958–2016 гг. по данным реанализа JRA с помощью метода, изложенного в работе [Wheeler and Hendon, 2004]. Используемый индекс ОМД обладает двумя характеристиками: фазой и амплитудой. Фаза индекса ОМД фиксирует пространственное положение облачности ОМД, а амплитуда является показателем интенсивности явления. Таким образом, воздействие ОМД полагалось сильным (слабым), если среднее значение амплитуды за январь–февраль в отдельный год было выше (ниже) среднего значения амплитуды за весь рассматриваемый период (59 лет). В результате были отобраны годы с сильным воздействием ОМД (1959, 1970, 1979, 1985, 1988, 1989, 1994, 1997, 2004, 2013) и годы со слабым воздействием ОМД (1966, 1968, 1971, 1974, 1980, 1996, 1998, 1999, 2002, 2003) и вычислена разница между их средними значениями.

Использование для сравнения интегральных характеристик позволило более точно оценить реальный климатический эффект влияния ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы без разделения на западную и восточную фазы КДК.

Рисунки показывают общее соответствие между распределениями разностей средней зональной скорости и средней зональной температуры, полученными в численных экспериментах, и распределениями интегральных характеристик по данным архива реанализа. Достаточно близкими оказываются и величины аномалий. К сожалению, высоты, доступные для анализа по данным наблюдений, существенно меньше интервала высот в модели МСВА и не позволяют сопоставлять результаты на высотах более 50 км. На доступных для сравнения высотах амплитуды интегральных аномалий зональной скорости и температуры оказались меньше, чем амплитуды аномалий для западной и восточной фазы КДК, т.е. эффекты влияния ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы при восточной и западной фазе КДК противоположны, и при чередовании фаз, в среднем, нивелируются.

Для детального анализа изменений метеорологических характеристик в полярной стратосфере были построены высотно-временны́е разрезы средних значений амплитуды первой зональной гармоники в поле геопотенциальной высоты (СПВ1), зональной компоненты ветра на широте 62.5° N и температуры в полярной стратосфере на

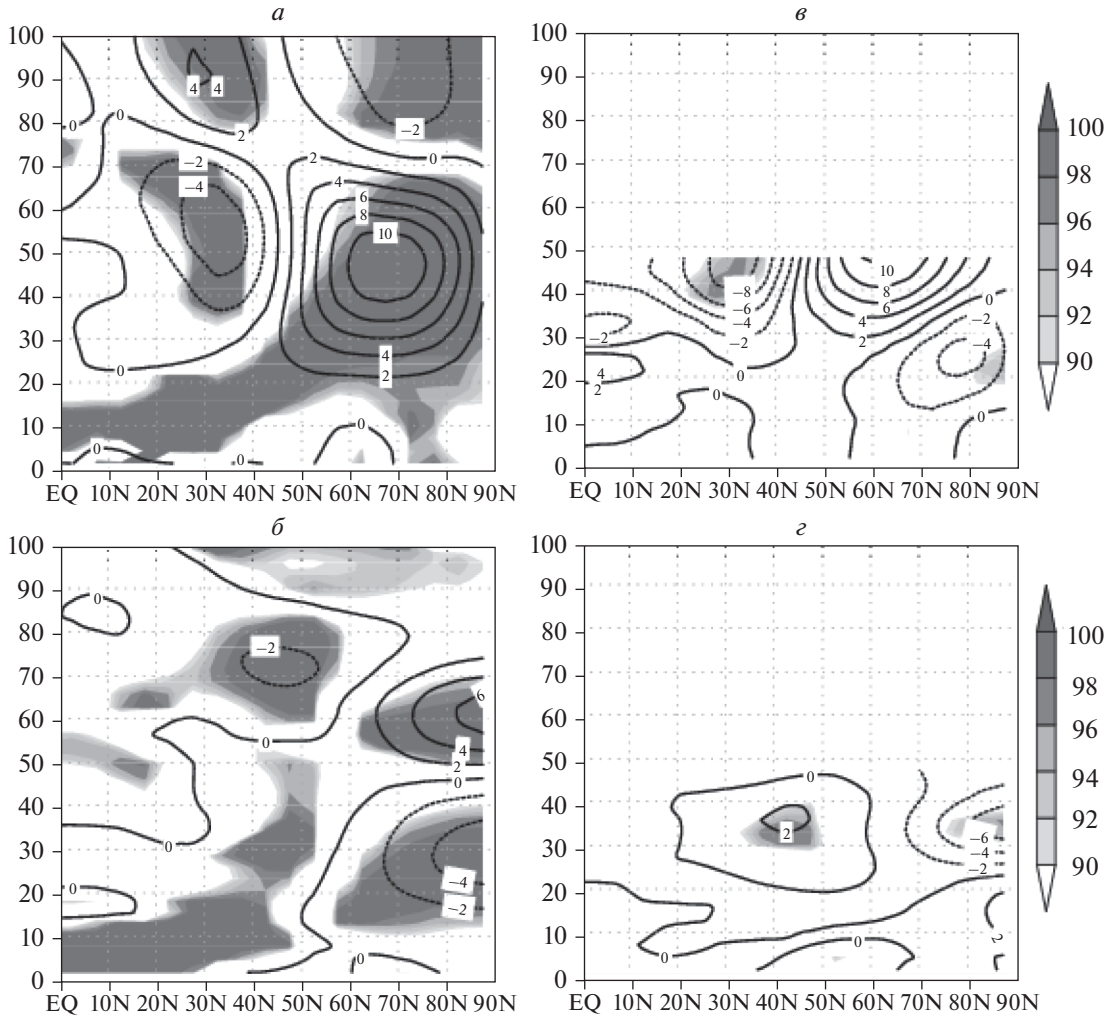

Рис. 3. Изменение зональной скорости ветра (*а*, *в*) и температуры воздуха (*б*, *г*), вызванные ОМД: *а*, *б* — изменения метеорологических величин, полученные по модельным данным; *в*, *г* – изменения метеорологических величин, полученные по данным JRA55. Заливка – распределения статистической значимости (показаны уровни значимости в процентах), полученных значений разности в соответствии с *t*-критерием Стьюдента.

широте 87.5° N для двух реализаций расчетов: без учета ОМД (рис. 4*а*, *б*, *в*) и с учетом ОМД (рис. 4*г*, *д*, *е*). Анализ полученных результатов показал, что в отсутствии ОМД потепление начинает развиваться в начале февраля на высотах 60–80 км одновременно с усилением зонального потока с центром на высоте ~55 км; на высотах 40–60 км температура при этом понижается. Аномалии температуры выше и ниже струйного течения составляют по модулю 5–10 К. В середине февраля возрастает амплитуда СПВ1, зональный поток ослабевает, тепло проникает на высоты 40–60 км, на высотах 60–80 км температура при этом понижается на 5 К относительно фонового значения.

Иным является характер динамических процессов при включении ОМД. Большую часть времени стратосферное струйное течение является более сильным и устойчивым, термические аномалии выше и ниже струйного течения практически отсутствуют. Во второй половине февраля, также, как и в эксперименте без ОМД, возрастает амплитуда СПВ1 и ослабевает струйное течение, одновременно начинается рост термических аномалий разного знака выше и ниже высоты ~55 км. Максимальные величины аномалий могут достигать 15 К. В целом, вариации средних зональных характеристик циркуляции полярной стратосферы в отсутствие ОМД напоминают колебательный характер – квазипериодические усиления и ослабления струйного течения сопровождаются знакопеременными аномалиями температуры выше и ниже струйного течения. Включение ОМД усиливает и стабилизирует струйное течение – аномалии температуры выше и ниже струйного течения ослабевают, ВСП, как правило, развиваются в конце зимы, имеют более высокую

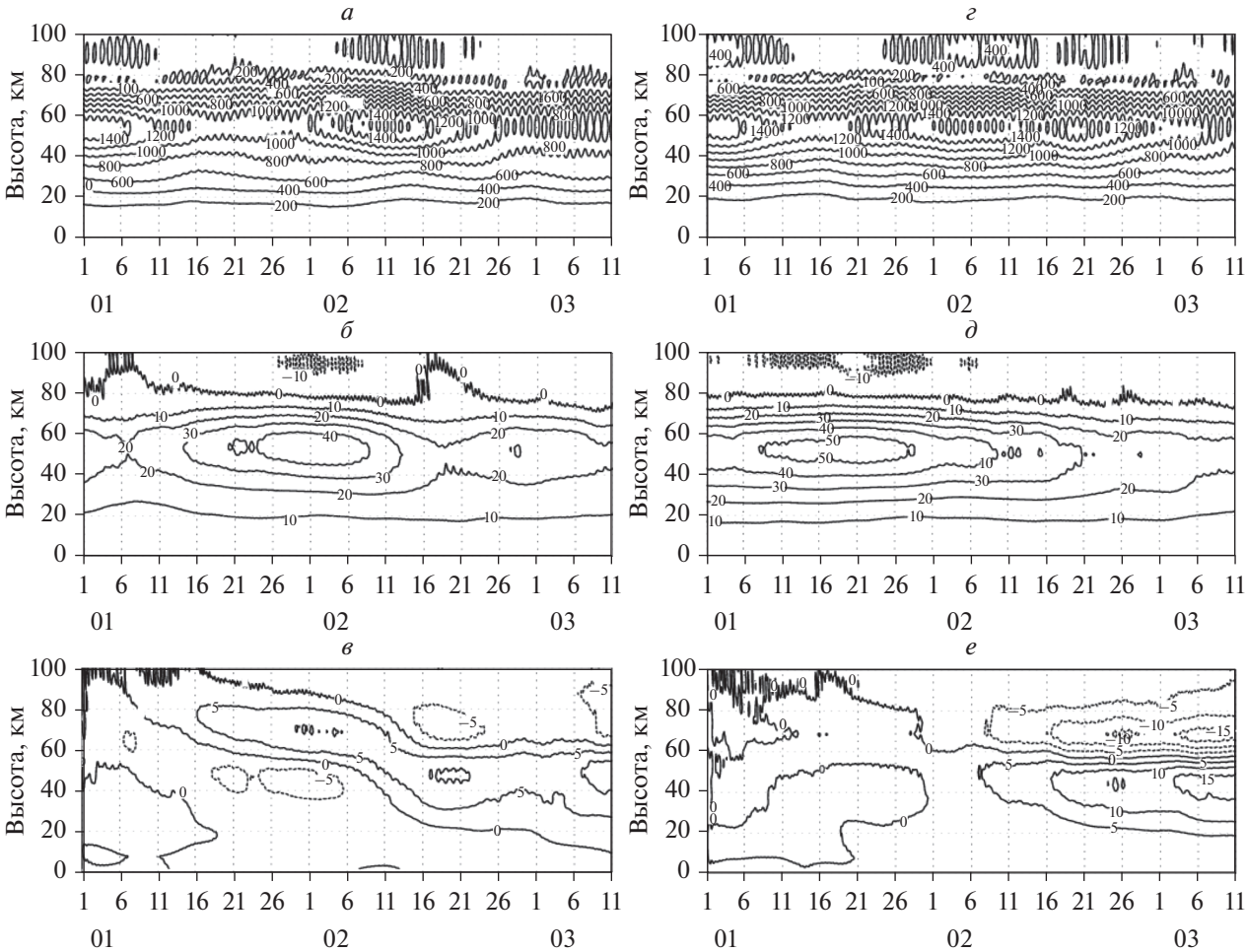

Рис. 4. Высотно-временны́е разрезы: *а*, *г* – амплитуды СПВ1 в поле геопотенциальной высоты на широте 62.5° N; *б*, *д* — зонально-осредненной скорости зонального потока на широте 62.5° N; *в*, *е* – среднезональной температуры воздуха на широте 87.5° N. *а*, *б*, *в* – без учета ОМД; *г*, *д*, *е* – с учетом ОМД.

температуру и не сопровождаются вертикальными переносами.

2. Различия средних зональных величин зональной скорости и температуры могут быть обусловлены либо изменениями параметров стратосферного полярного вихря, либо различиями характеристик ВСП, или, что вероятнее, комбинацией обоих факторов. Для проверки этих предположений мы сопоставили изменения со временем средней зональной температуры на высоте 30 км в широтном диапазоне от 60–90° N в экспериментах с разными фазами КДК, с учетом и без учета ОМД. Средние значения температуры в этом диапазоне высот и широт достаточно хорошо отражают динамику процессов в стратосфере во время ВСП.

На рис. 5*а*–5*г* приведены графики изменений со временем средней зональной температуры воздуха в высоких широтах стратосферы при западной (*а*, *б*) и восточной (*в*, *г*) фазе КДК без учета (*а*, *в*) и с учетом (*б*, *г*) источника тепла ОМД. На рисунке 5*д*, *е* приведены графики изменений со временем разности температур с учетом и без учета ОМД, усредненных по 10 реализациям, и графики разностей температур, соответствующих 95-процентной значимости. Видно, что временно́й ход температуры воздуха претерпевает значительные изменения в зависимости от фазы КДК. При западной фазе КДК повышения температуры, обусловленные ВСП, происходят, в основном, в первой половине января и во второй половине февраля. При восточной фазе КДК потепления менее регулярны и чаще всего возникают в конце периода. В среднем, температура полярной стратосферы при восточной фазе КДК ниже, чем при западной фазе. При западной фазе КДК включение ОМД приводит к уменьшению количества ВСП: вместо двух ВСП за период с 1 января по 15 марта чаще всего развивается только одно, начало которого сдвигается на более поздний срок – вторую половину февраля. При восточной фазе КДК

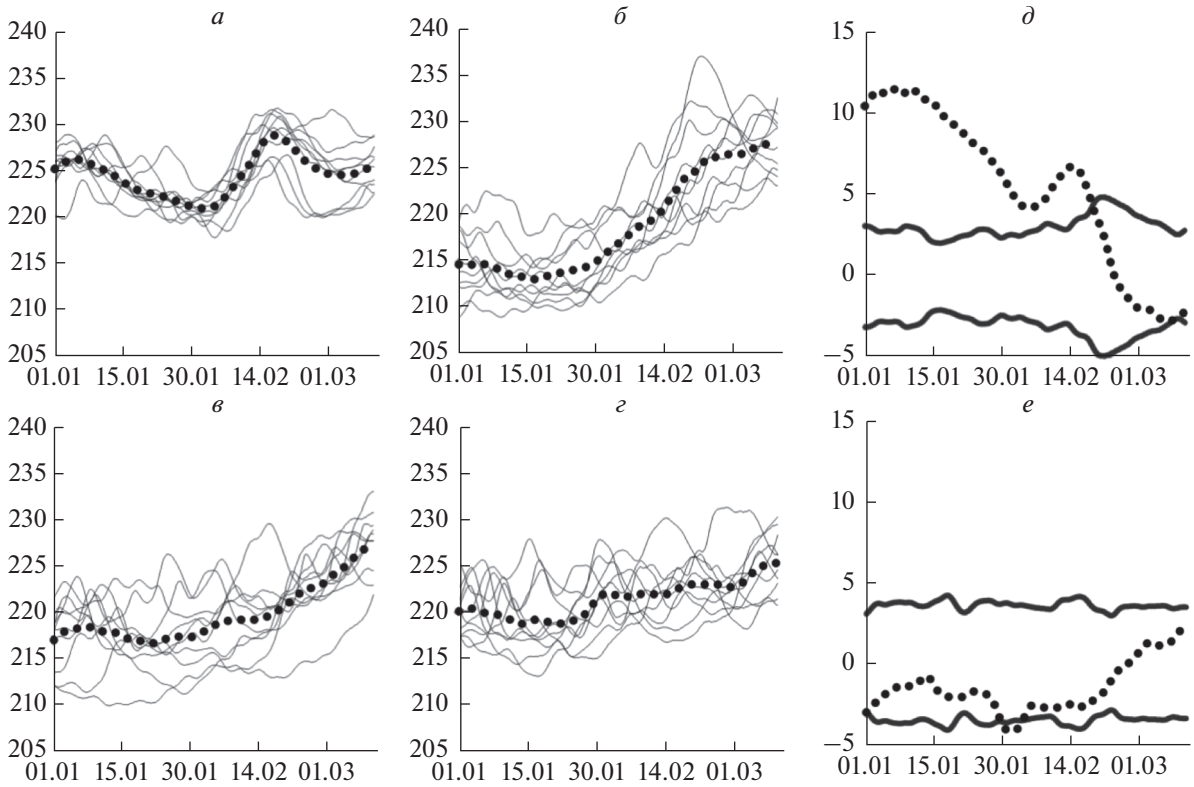

Рис. 5. Вариации температуры воздуха в полярной стратосфере при западной (*а*, *б*) и восточной (*в*, *г*) фазах КДК без включения ОМД (*а*, *в*) и с включением ОМД (*б*, *г*) на высоте 30 км. Точками показано среднее изменение температуры по 10 реализациям модели. Графики разностей средних по ансамблям значений температуры, вызванных включением ОМД для западной (*д*) и восточной (*е*) фазы КДК. Сплошные линии на правых рисунках ограничивают область значений разностей, соответствующих уровню значимости 95% по *t*-критерию Стьюдента.

ОМД практически не влияет на температурный режим полярной области стратосферы.

Средние значения температуры в широтном диапазоне от 60–90° N были вычислены и для высоты 60 км. Полученные результаты представлены на рис. 6. Сравнительный анализ изменения температуры воздуха на двух исследуемых высотах при западной фазе КДК без включения ОМД показал, что в периоды наблюдения максимальных температур на высоте 60 км (рис. 6*а*) в конце января и середине марта, на высоте 30 км (рис. 5*а*) наблюдаются минимальные температуры. И наоборот, минимальные температуры на 60 км совпадают с периодом наблюдения ВСП на 30 км. В структуре изменения температуры при включении ОМД в расчеты на 60 км (рис. 6*б*) наблюдается только один максимум температуры, как и на 30 км (рис. 5*б*), но приходится он на первую половину рассматриваемого периода. Сравнительный анализ графиков температуры во время восточной фазы КДК без включения (рис. 6*в*) и с включением ОМД (рис. 6*г*) не показал значительного изменения температуры ни по величине, ни в ходе.

Качественные выводы подтверждаются статистическими оценками. При западной фазе КДК влияние ОМД значимо влияет на температуру полярной стратосферы в течение большей части интервала времени. При восточной фазе КДК это влияние мало. Сопоставление графиков средней зональной скорости (не приведены) согласуется с изменениями температуры. При восточной фазе КДК средние зональные скорости в полярной стратосфере в среднем выше, чем при западной фазе. Включение ОМД при западной фазе КДК приводит к увеличению средней зональной скорости.

4. ВЫВОДЫ

Серии экспериментов с учетом и без учета дополнительного источника тепла, моделирующего воздействие ОМД на циркуляцию в тропосфере и стратосфере, проводились раздельно для западной и восточной фаз КДК, что позволило детально проанализировать влияние ОМД на динамику процессов во внетропической стратосфере и совместное влияние двух факторов – ОМД и КДК при различных фазах.

Анализ результатов без учета и с учетом воздействия ОМД на характер динамических про-

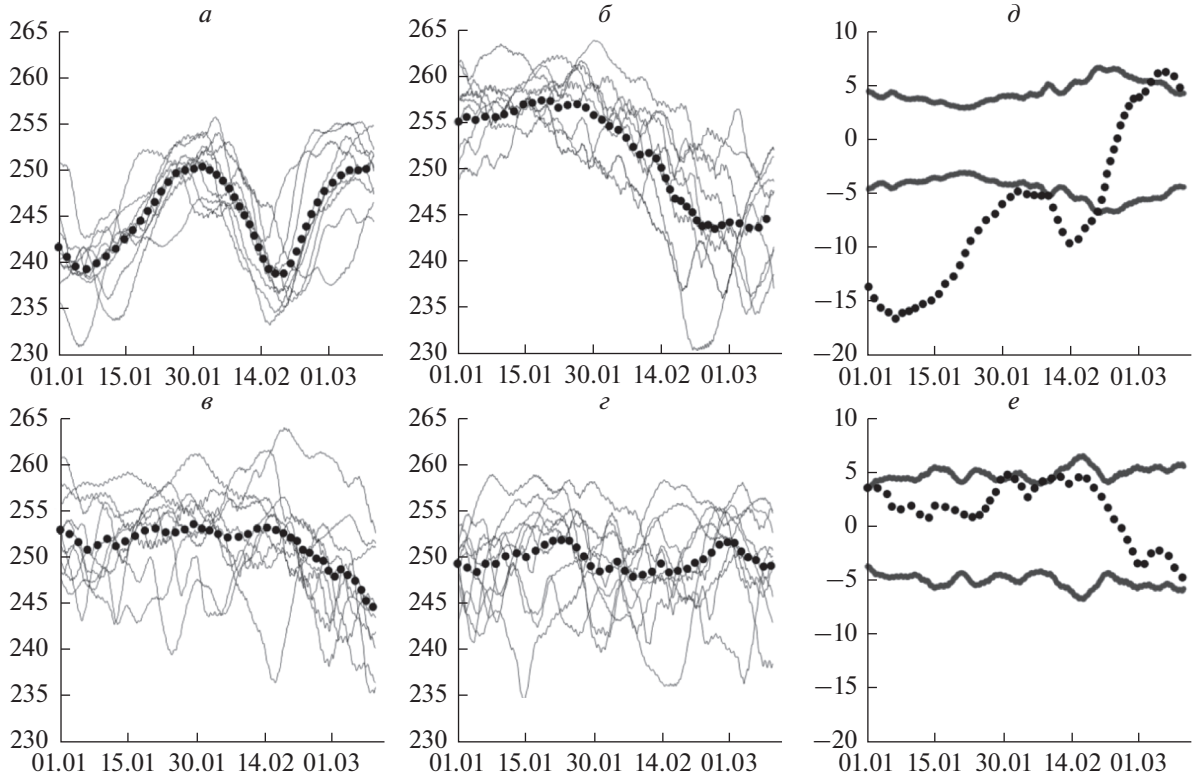

Рис. 6. То же самое, что и на рис. 5, на высоте 60 км.

цессов в стратосфере показал, что при включении ОМД полярный вихрь становится более устойчивым и развитие ВСП сдвигается на более поздний срок. Во время развития ВСП наблюдается рост амплитуды СПВ1 и ослабление струйного течения. Область с среднезональными положительными аномалиями температуры располагается в слое от 20 до ~55 км, выше этого слоя наблюдаются отрицательные аномалии температуры. В максимуме величины аномалий превосходят аномалии в отсутствие ОМД и достигают 15 К. В отсутствие ОМД вариации средних зональных характеристик циркуляции полярной стратосферы имеют колебательный характер: квазипериодические усиления и ослабления струйного течения сопровождаются знакопеременными аномалиями температуры выше и ниже струйного течения. Из представленного анализа следует, что включение ОМД усиливает и стабилизирует полярный вихрь: аномалии температуры выше и ниже струйного течения ослабевают, а ВСП, как правило, имеют более высокую температуру.

Анализ результатов совместного влияния ОМД и КДК показал, что при западной фазе КДК вариации температуры в полярной стратосфере лучше выражены и имеют большую амплитуду. Чаще всего потепления в стратосфере, обусловленные разрушением полярного вихря, возникают в начале и конце зимы. Анализ изменения температуры в нижней мезосфере (60 км) выявил, что периоды ВСП совпадают с периодами наблюдения минимальных температур в нижней мезосфере, и, наоборот, в периоды отсутствия ВСП в нижней мезосфере наблюдаются максимумы температуры. При восточной фазе КДК потепления могут происходить зимой в произвольные моменты времени как в стратосфере, так и в мезосфере.

Механизм влияния ОМД на циркуляцию полярной стратосферы пока неясен. ОМД, представляющая собой локализованный по долготе волновой пакет, распространяющийся в восточном направлении, может передавать импульс среднему зональному потоку в стратосфере, увеличивая скорость потока и снижая вероятность развития ВСП. С другой стороны, ОМД инициирует конвективные переносы тепла в тропосфере и стратосфере. В зависимости от фазы ОМД эти переносы могут либо усиливать, либо ослаблять климатический гребень и антициклон над северной частью Тихого океана, играющие важную роль в развитии ВСП.

Настройка модели МСВА, ансамблевые расчеты циркуляции средней атмосферы и анализ данных MERRA и JRA55 были выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-01050, обработка и интерпрета-

ция полученных результатов проводилась в рамках базового финансирования программы II.16.1.2 ФНИ государственных академий на 2013–2020 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Варгин П.А., Володин Е.М.* Анализ воспроизведения динамических процессов в стратосфере климатической моделью ИВМРАН // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 52. № 1. С. 3–18. 2016.

– *Гаврилов Н.М., Коваль А.В.* Параметризация воздействия мезомасштабных стационарных орографических волн для использования в численных моделях динамики атмосферы // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 3. С. 271–278. 2013.

– *Габис И.П., Трошичев О.А.* Квазидвухлетние осцилляции в экваториальной стратосфере: сезонные закономерности изменения ветра, дискретность периода цикла и прогноз его длительности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 4. С. 508–519. 2011.

– *Ермакова Т.С., Статная И.А., Федулина И.Н., Суворова Е.В., Погорельцев А.И.* Трехмерная полуэмпирическая климатическая модель распределения водяного пара и ее использование в радиационном блоке модели средней и верхней атмосферы // Метеорология и гидрология. № 9. С. 75–82. 2017.

– *Кандиева К.К., Погорельцев А.И., Анискина О.Г.* Модельный источник генерации осцилляции Маддена–Джулиана // Учен. зап. Российского гос. гидрометеорологического ун-та. № 47. С. 91–105. 2017.

– *Кандиева К.К., Аникина О.Г., Погорельцев А.И.* Влияние осцилляции Маддена–Джулиана на интенсивность и структуру полярного вихря // Учен. зап. Российского гос. гидрометеорологического ун-та. № 50. С. 18–27. 2018.

– *Кочеткова О.С., Мордвинов В.И., Руднева М.А.* Анализ факторов, влияющих на возникновение стратосферных потеплений // Оптика атмосферы и океана. Т. 27. № 8. С. 719–727. 2014.

– *Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В.* Возбуждение Арктической и Антарктической осцилляций крутильными колебаниями // Солнечно-земная физика. № 13. С. 55–65. 2009.

– *Мордвинов В.И., Девятова Е.В., Кочеткова О.С., Погорельцев А.И.* Моделирование низкочастотных возмущений в стратосфере // Учен. зап. Российского гос. гидрометеорологического ун-та. № 21. С. 47–52. 2011.

– *Мордвинов В.И., Девятова Е.В., Кочеткова О.С., Ознобихина О.А.* Исследование условий генерации и распространения низкочастотных возмущений в тропосфере // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 1. С. 62–73. 2013.

– *Пальмен Э., Ньютон Ч.* Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 615 с. 1973.

– *Погорельцев А.И.* Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными васцилляциями // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 463–475. 2007.

– *Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н., Перцев Н.Н.* Внезапные стратосферные потепления: Роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 54. № 3. С. 387–403. 2014.

– *Суворова Е.Н., Дробашевская Е.А., Погорельцев А.И.* Климатическая модель трехмерных распределений озона по данным реанализа MERRA // Учен. зап. Российского гос. гидрометеорологического ун-та. № 49. С. 38–46. 2017.

– *Bao M., Hartmann D.L.* The response to MJO-like forcing in a linear shallow-water model // Geophys. Res. Lett. V. 41. P. 1322–1328. 2014. doi 10.1002/2013GL057683

– *Butler A.H., Polvani L.M.* El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record // Geophys. Res. Lett. V. 38. L13807. 2011. doi 10.1029/2011GL048084

– *Butler A.H., Sjoberg J.P., Seidel D.J., Rosenlof K.H.* A sudden stratospheric warming compendium // Earth Syst. Sci. Data V. 9. P. 63–76. 2017. doi 10.5194/essd-9-63-2017

– *Butler A.H., Gerber E.P.* Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming // J. Climate. V. 31(6). P. 2337–2344. 2018. doi 10.1175/JCLI-D-17-0648.1

– *Chandran A., Collins R.L., Harvey V.L.* Stratosphere-mesosphere coupling during stratospheric sudden warming events // Adv. Space Res. V. 53. P. 1265–1289. 2014.

– *Chiodo G., Polvani L.M.* Reduced Southern Hemispheric circulation response to quadrupled CO_2 due to stratospheric ozone feedback // Geophys. Res. Lett. V. 44:1. P. 465–474. 2017.

– *Garfinkel C.I., Benedict J.J., Maloney E.D.* Impact of the MJO on the boreal winter extratropical circulation // Geophys. Res. Lett. V. 41. 2014. doi 10.1002/2014GL061094

– *Garfinkel C.I., Schwartz C.* MJO-related tropical convection anomalies lead to more accurate stratospheric vortex variability in subseasonal forecast models // Geophys. Res. Lett. V. 44. P. 10054–10062. 2017. doi 10.1002/2017GL074470

– *Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N.* Simulating planetary wave propagation to the upper atmosphere during stratospheric warming events at different mountain wave scenarios // Adv. Space Res. V. 61. I. 7. P. 1819–1836. 2018. doi 10.1016/j.asr.2017.08.022

– *Gerber E.P., Polvani L.M.* Stratosphere–troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The importance of stratospheric variability // J. Climate. V. 22. P. 1920–1933. 2009. doi 10.1175/ 2008JCLI2548.1

– *Gerber E.P., Butler A., Calvo N., et al.* Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the earth system // Bull. Amer. Meteor. Soc. V. 93. P. 845–859. 2012. doi 10.1175/BAMS-D-11-00145.1.2012

– *Grise K.M., Polvani L.M.* Understanding the Time Scales of the Tropospheric Circulation Response to Abrupt CO_2 Forcing in the Southern Hemisphere: Seasonality and the Role of the Stratosphere // J. Climate. V. 30:21. P. 8497–8515. 2017.

– *Ivy D.J., Hilgenbrink C., Kinnison D. et al.* Observed changes in the Southern Hemispheric Circulation in May // J. Climate. V. 30:2. P. 527–536. 2017.

– *Kobayashi S., Harada Y., Ota Y. et al.* The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics // J. Meteor. Soc. Japan. V. 93. P. 548. 2015. doi 10.2151/2015-001

– *Liu H.-L., Roble R.G.* A study of a self-generated stratosphericsudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3 // J. Geophys. Res. V. 107(D23). 4695. 2002. doi 10.1029/2001JD001533

– *Madden R.A., Julian P.R.* Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific // J. Atmos. Sci. V. 28. P. 702–708. 1971.

– *Madden R.A., Julian P.R.* Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period // J. Atmos. Sci. V. 29. P. 1109–1123. 1972.

– *Matsuno T.* A dynamical model of the Stratosphere sudden warming // J. Atmos. Sci. V. 28. P. 1479–1494. 1971. doi 10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2

– *Palmeiro F.M., Barriopedro D., Garcна-Herrera R., Calvo N.* Comparing Sudden Stratospheric Warming Definitions in Reanalysis Data // J. Climate. V. 28. P. 6823–6840. 2015. doi 10.1175/JCLI-D15-0004.1

– *Plumb R.A.* On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves // J. Atmos. Sci. V. 42. № 3. 1985.

– *Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G., Ermakova T.S., Chen W., Wei K.* Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere–troposphere coupling during northern winter // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 136. P. 187–200. 2015.

– *Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch.* Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 69. P. 2083–2101. 2007. doi 10.1016/j.jastp.2007.05.014

– *Ray P., Zhang C.* A case study of the mechanics of extratropical influence on the initiation of the Madden-Julian Oscillation // J. Atmos. Sci. V. 67. P. 515–528. 2010.

– *Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R. et al.* MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications // J. Climate. V. 14. P. 3624–3648. 2011. doi 10.1175/JCLI-D-11-00015.1

– *Sheshadri A., Plumb R.A., Gerber E.* Seasonal variability of the polar stratospheric vortex in an idealized AGCM with varying tropospheric wave forcing // J. Atmos. Sci. V. 72. P. 2248–2266. 2015. doi 10.1175/JAS-D-14-0191.1

– *Smith A.K.* Observation of wave–wave interaction in the stratosphere // J. Atmos. Sci. V. 40. P. 2484–2496. 1983.

– *Taguchi M., Hartmann D.L.* Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño simulated by WACCM // J. Climate. V. 19. P. 324–332. 2006. doi 10.1175/JCLI3655.1

– *Weickmann K.M., Lussky G.R., Kutzbach J.E.* Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb stream function during northern winter // Mon. Weather Rev. V. 113. P. 941–961. 1985.

– *Welch D.I.* The generalization of "Student's" problem when several different population variances are involved // Biometrika. V. 34. P. 28–35. 1947.

– *Wheeler M.C., Hendon H.H.* An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction // Mon. Weather Rev. V. 132. P. 1917–1932. 2004.