

ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТЬ СРЕДНЕЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ К ВОЗДЕЙСТВИЮ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ФАЗАХ КВАЗИДВУХЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ В ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ

© 2019 г. А. В. Коваль^{1*}, Н. М. Гаврилов¹, А. И. Погорельцев^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: a.v.koval@spbu.ru

Поступила в редакцию 15.02.2019;

после доработки 18.03.2019;

принята в печать 20.03.2019

Разработанная параметризация динамических и тепловых эффектов орографических гравитационных волн (ОГВ) включена в численную модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Исследована чувствительность средней меридиональной циркуляции к воздействию стационарных ОГВ в годы с разными фазами квазидвухлетних колебаний (КДК) на высотах до 100 км для января месяца. Изучаются соответствующие изменения средних вертикальных потоков озона в атмосфере. Учет эффектов стационарных ОГВ приводит к изменениям меридиональной скорости и связанных с ней потоков озона в стратосфере, достигающим 40%. В зимы с восточной и западной фазами КДК различия максимальных меридиональных скоростей в средней атмосфере в средних и высоких широтах северного полушария могут достигать до 60%.

Ключевые слова: атмосферная циркуляция, численное моделирование, квазидвухлетние колебания, орографические гравитационные волны, планетарные волны, меридиональная циркуляция.

DOI: 10.1134/S0207401X19070094

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большой интерес представляет расчет меридиональных и вертикальных ветров и потоков газовых составляющих в атмосфере. Циркуляционный перенос между средней атмосферой и тропосферой оказывает влияние на общее распределение озона и других газовых примесей в атмосфере и на их содержание в тропосфере (см., например, работу [1]). Основным механизмом глобального переноса озона предполагается общая циркуляция атмосферы [2].

Одним из важных факторов динамического взаимодействия между нижней и верхней атмосферой является перенос энергии и импульса внутренними атмосферными волнами. Воздействие волновых движений может изменять общую циркуляцию атмосферы и тем самым оказывать влияние на глобальный перенос атмосферных газов. Влияние планетарных волн (ПВ), орографических гравитационных волн (ОГВ), а также гравитационных волн другого происхождения на меридиональную циркуляцию в средней и верхней атмосфере изучалось и оценивалось в различных моделях общей циркуляции (см., например, ра-

боты [3, 4]). На общую циркуляцию атмосферы в средних и высоких широтах могут также влиять квазидвухлетние колебания (КДК) зонального ветра в низкоширотной средней атмосфере с периодом около двух лет (см., например, работу [5]).

Одним из важных источников атмосферных волн является неоднородная топография земной поверхности [6]. Распространение ОГВ, образующихся на поверхности Земли, в среднюю и верхнюю атмосферу существенно влияет на общую циркуляцию атмосферы и, как следствие, на перенос газовых примесей в средней атмосфере. Гаврилов и Коваль [7] разработали параметризацию динамических и тепловых эффектов стационарных ОГВ, которые генерируются при взаимодействии неоднородностей земной поверхности с ветром. Эта параметризация была включена в модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы (МСВА) [8]. В работах [9, 10] авторами было продемонстрировано существенное изменение зональной циркуляции и ПВ в средней атмосфере при учете эффектов ОГВ. Гаврилов с соавт. [11] исследовали влияние ОГВ на меридиональную и вертикальную скорости с использованием метеоро-

рологических данных за январь 2004 года, а также двумерного распределения озона. Было показано, что учет динамического и термического воздействий ОГВ в численной модели может изменять меридиональную циркуляцию и связанные с ней циркуляционные потоки озона. Эти изменения могут достигать 20–30% на высотах максимума концентрации озона.

В данном исследовании продолжено изучение чувствительности средней меридиональной циркуляции к воздействию ОГВ. Для задания граничных и фоновых значений гидродинамических переменных в модели общей циркуляции использованы данные реанализа и ассимиляции метеорологической информации за 1993–2012 гг., а также трехмерные распределения озона [12]. Моделирование выполнено для фоновых и начальных условий, усредненных за годы с западной и восточной фазами КДК. Выполнены оценки соответствующих изменений средних меридиональных и вертикальных потоков озона в средней атмосфере. Исследование чувствительности помогает лучше понять роль различных факторов в динамическом взаимодействии между различными слоями атмосферы, а также в формировании таких глобальных процессов, как циркуляционный перенос и перемешивание атмосферных газов.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ И ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ

Модель общей циркуляции МСВА

Численная модель средней и верхней атмосферы Российского государственного гидрометеорологического университета [13, 14] использована в настоящем исследовании для экспериментов по изучению чувствительности общей циркуляции и переноса озона к воздействию ОГВ при различных фазах КДК. Эта модель является одной из модификаций модели COMMA_LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology [15]). Решаемая в модели стандартная система примитивных уравнений в сферической системе координат описана Гавриловым с соавт. [16]. Радиационный блок МСВА учитывает изменяющееся в течение дней и сезонов нагревание атмосферы в ультрафиолетовой и видимой областях спектра от 125 до 700 нм, а также выхолаживание в полосах инфракрасного излучения с длинами волн 8, 9.6, 14 и 15 мкм. В нижней термосфере учитываются дополнительные динамические источники тепла, а также ионное торможение, молекулярная и турбулентная вязкость и теплопроводность. Горизонтальная сетка модели имеет шаги в 5° и 5.625° по широте и долготе соответственно. Вертикальная сетка имеет 48 уровней вдоль лог-изобарической вертикальной координаты в диапазоне высот от 0 до 135 км. Дополни-

тельную информацию о МСВА можно найти в публикациях авторов [8, 14, 16].

Использованная версия МСВА включает трехмерное распределение озона, которое учитывает многолетние климатические долготные неоднородности [12]. Модель объединяет информацию из трех баз данных: проекта ERA_40 Европейского центра среднесрочного прогноза погоды (ECMWF [17]) для уровней давления между 1000 и 30 гПа, данные GOME (Global Ozone Monitoring Experiment [18]) между 10 и 0.3 гПа, а также модели “Berlin Ozone Model” [19] между 0.3 и 0.003 гПа. Между 30 и 10 гПа отношение смеси озона интерполируется между данными ECMWF и GOME. На уровне 0.3 гПа отношение смеси озона рассчитывается как среднее между значениями, полученными по моделям GOME и Berlin Ozone Model. Суворова и Погорельцев [12] провели проверку распределения озона, используемого в численной модели МСВА, путем сравнения его с эмпирической моделью Randel и Wu [20]. Используемое распределение озона также соответствует базам данных Hassler et al. [21] и Cionni et al. [22].

Начальные условия задаются безветренными, со среднедолготными высотными распределениями температуры и геопотенциала для января месяца (см ниже). Для устранения влияния переходных процессов выполняется несколько этапов приспособления (подробнее см. в [10, 14]). В первые 120 модельных дней используются среднесуточные значения притоков тепла, затем подключаются значения их внутрисуточных изменений. Начиная с 300-го дня, учитываются сезонные изменения притоков тепла, и интервал дней 300–390 соответствует декабрю–февралю. Эксперименты проводятся с учетом и без учета параметризации ОГВ для метеорологических данных, осредненных отдельно за годы с западной и восточной фазами КДК. Все условия расчетов одинаковы для обоих экспериментов. Этапы инициализации МСВА подробно описаны в работах [10, 14].

Климатологические данные

Важной характеристикой изменчивости стратосферы в тропиках являются квазидвухлетние колебания (см., например, [5]). Для ассимиляции эмпирических данных для лет с разными фазами КДК Погорельцев с соавт. [23] ввели дополнительные члены в уравнения МСВА для зонального ветра и температуры, которые пропорциональны отклонениям моделируемых значений скорости ветра и температуры от их зонально осредненных климатических значений на широтах между 17.5° ю.ш. и 17.5° с.ш. В качестве климатических значений авторы работы [23] использовали данные ассимиляции и реанализа метеорологической информации Метеорологической службы Великобритании (UK Met Office [24, 25]), осредненные для января

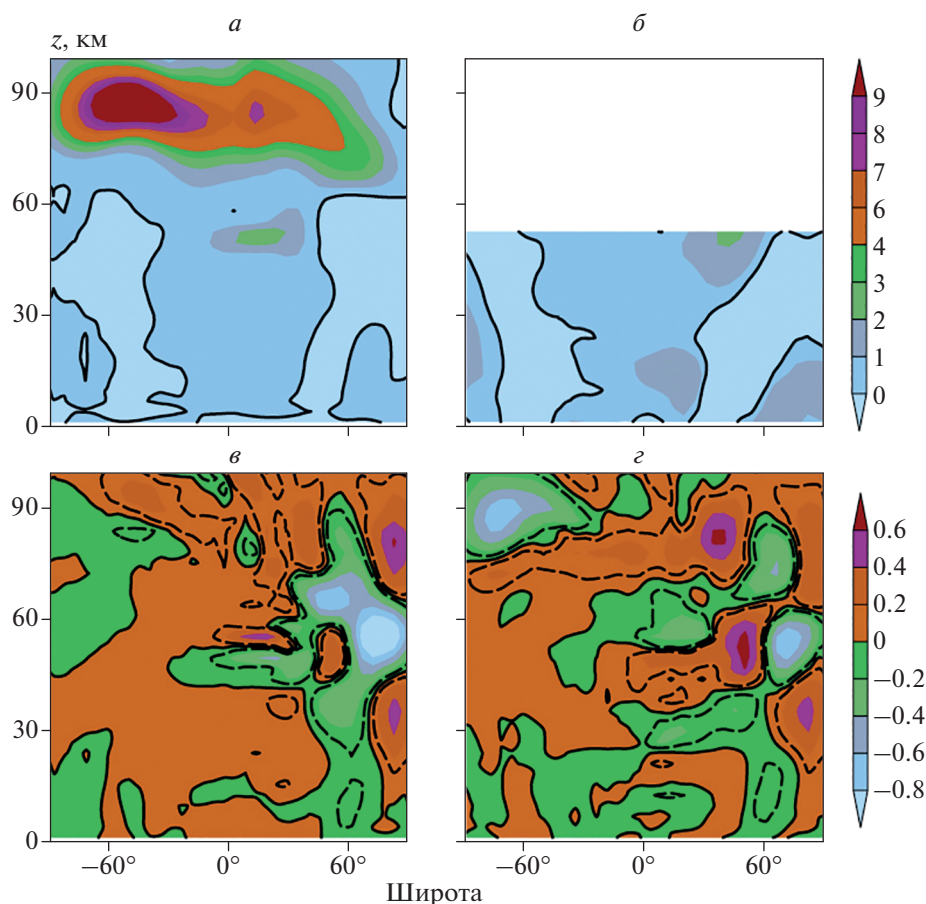


Рис. 1. Средние широтно-высотные распределения меридиональной скорости (в м/с) для января, рассчитанные по модели МСВА без учета параметризации ОГВ (а) и полученные из данных реанализа JRA-55 (б). Приращения меридиональной скорости (в м/с) за счет воздействия ОГВ (в) и за счет перехода от восточной к западной фазе КДК (з). Сплошные линии показывают нулевые значения, штриховые — границы областей с 95%-ной значимостью ненулевых приращений.

месяца за период с 1993 по 2012 годы, и проанализировали знаки отклонений среднемесячных значений для каждого года от 20-летних средних значений зональных скоростей вблизи экватора. Положительные и отрицательные отклонения соответствуют западной и восточной фазам КДК соответственно. Погорельцев с соавт. [23] исследовали максимальные отклонения зональной скорости на высотах 30–35 км и выделили годы с западной и восточной фазами КДК. Они получили средние распределения зонального ветра и температуры для ансамблей с восточными и западными фазами КДК, которые мы использовали в МСВА в рамках данного исследования. Примеры средних распределений зонального ветра и их отклонения от климатологических данных можно видеть на рис. 1 и 2 из [23].

Параметризация ОГВ

Мезомасштабные возмущения при обтекании гор средним течением часто трактуются как ста-

ционарные ОГВ (см., например, работу [6]). Распространение ОГВ в диссипативной вертикально неоднородной атмосфере приводит к обмену энергией между фоновым потоком и волнами, а также к нагреву атмосферы за счет диссипации энергии волн. Для изучения влияния стационарных ОГВ на общую циркуляцию атмосферы в МСВА включена параметризация динамических и тепловых эффектов ОГВ, разработанная Гавриловым и Ковалем [7]. Для расчета вертикальных профилей волновых ускорений среднего потока и притоков тепла, создаваемых стационарными ОГВ с нулевыми частотами, в указанной параметризации используются поляризационные волновые соотношения, полученные с учетом вращения атмосферы. Для корректного описания энергетического баланса рассматриваемых динамических процессов использованы аналитические соотношения между скоростью диссипации энергии волн и волновыми ускорениями для ненулевых вертикальных градиентов среднего ветра [7].

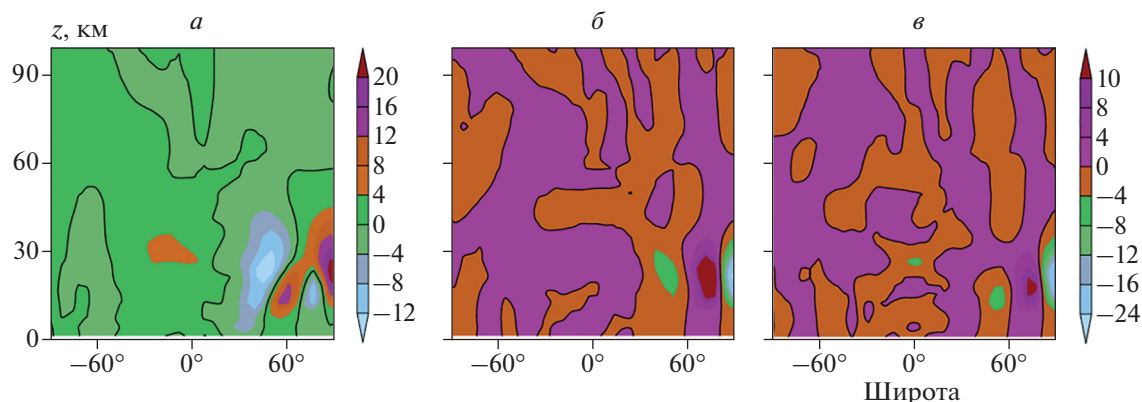


Рис. 2. Средние модельные широтно-высотные распределения зонально осредненных вертикальных потоков озона (в $10^{13} \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) при восточной фазе КДК без учета воздействия ОГВ (а), приращения потоков озона (в $10^{13} \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) за счет воздействия ОГВ (б) и за счет перехода от восточной к западной фазе КДК без учета воздействия ОГВ (в). Сплошные линии показывают нулевые значения.

Для параметризации мезомасштабной топографии использована модификация метода “подсеточной орографии” [26–28], которая включает в себя изменения высот земной поверхности с горизонтальными масштабами, меньшими, чем шаг горизонтальной сетки МСВА [7]. Амплитуды ОГВ и эффективные горизонтальные волновые числа на нижней границе определяются в предположении эллиптической формы эффективных горных барьеров [29]. Эти величины используются в качестве нижних граничных условий для расчета вертикальных профилей волновых ускорений и притоков тепла по уравнениям, полученным Гавриловым и Ковалем [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В данном исследовании основное внимание уделено чувствительности средней меридиональной циркуляции к учету эффектов ОГВ при разных фазах КДК в МСВА. Меридиональные и вертикальные компоненты скорости ветра моделировались с использованием наборов метеорологических данных, соответствующих годам с восточной и западной фазами КДК с включением в МСВА параметризации ОГВ и без нее.

Меридиональная циркуляция

На рис. 1а представлено смоделированное с помощью МСВА широтно-высотное распределение среднезональной меридиональной скорости, осредненное за январь для восточной фазы КДК без включения параметризации ОГВ. Выше 50–60 км существует глобальная меридиональная ячейка циркуляции с восходящим потоком в высоких и средних широтах летнего (южного) полу-

шария и нисходящим движением воздушных масс в зимнем (северном) полушарии. На меньших высотах на рис. 1а можно видеть конвективную ячейку Брюэра–Добсона, представляющую собой восходящие потоки в низких широтах и нисходящие потоки в средних широтах — она особенно заметна в северном полушарии [3]. Полярный вихрь, существующий в высоких широтах зимнего полушария, может способствовать дополнительному подъему воздушных масс на широтах 70° – 90° с.ш. и их опусканию на широтах 50° – 70° с.ш., формируя локальную ячейку циркуляции в стратосфере северного полушария (см. рис. 1а).

Для сравнения на рис. 1б приведено аналогичное распределение меридионального ветра по данным реанализа метеорологической информации JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis [30]), осредненное за годы с восточной фазой КДК из интервала 1994–2012. При сравнении рис. 1а и 1б обнаруживается сходство модельных и наблюдаемых распределений меридиональных ветров на высотах до 50–60 км. Аналогичное сходство с результатами моделирования было обнаружено для распределений меридиональной скорости, полученных при использовании других баз метеорологических данных (UK Met. Office [24, 25], MERRA-2 [31]).

На рис. 1в представлены смоделированные приращения меридиональной скорости (ПМС) за счет включения в МСВА параметризации ОГВ при восточной фазе КДК. Положительные и отрицательные ПМС соответствуют увеличению и уменьшению компонент скорости в северном направлении. На рис. 1в видны как положительные, так и отрицательные ПМС, достигающие до ± 30 – 40% от максимальных значений меридиональных скоростей, представленных на рис. 1а.

Для проверки гипотезы об отличии средних ПМС на рис. 1*в* от нуля можно использовать статистический t-тест Стьюдента [32]. Среднемесячные значения ПМС на каждой широте и высоте в МСВА получены осреднением по $187 \times 64 = 11968$ разностям пар модельных расчетов в узлах долго-но-временной сетки, полученным с включением и без включения параметризации ОГВ в МСВА. Парный t-тест показал большую чем 95%-ную вероятность ненулевых значений приращений среднемесячных ПМС в областях на рис. 1*в*, где их абсолютные величины превышают 0.1 м/с (показаны штриховыми линиями).

Согласно уравнению движения МСВА, из-за действия силы Кориолиса отрицательные ПМС на рис. 1*в* в средних широтах северного полушария соответствуют отрицательным (направленным на запад) зональным ускорениям, создаваемым ОГВ, которые тормозят средний поток, направленный на восток в соответствующих областях (см. рис. 1*б*, 1*с* из работы [9]). Предыдущие эксперименты с использованием МСВА [9, 11] показали, что амплитуды ОГВ и “первичное” торможение зонального потока существенны только на широтах 30° – 60° с.ш. до высот 80–90 км. Компоненты фурье-разложений волновых ускорений по долготе в этой области атмосферы могут влиять на амплитуды ПВ, которые затем распространяются к другим широтам и высотам [9, 10]. Поэтому экстремумы ПМС на рис. 1*в* в высоких широтах и на больших высотах, по-видимому, связаны с взаимодействием циркуляции с измененными ПВ, распространяющимися из областей непосредственного воздействия ОГВ.

Рисунок 1*г* демонстрирует разности меридиональной скорости между годами с западной и восточной фазами КДК без включения параметризации ОГВ. Видны существенные положительные и отрицательные разности в средних широтах северного полушария на высотах 30–60 км, которые соответствует значительным (до 60%) изменениям средней меридиональной скорости. Главные изменения зональной скорости при КДК происходят в низкоширотной тропо-стратосфере. В этой области КДК могут модифицировать ПВ, которые затем распространяются в средние и высокие широты, где могут взаимодействовать с атмосферной циркуляцией. Как указано выше, ОГВ воздействуют на ПВ в средних широтах. Далее, условия распространения ПВ, модифицированных как КДК, так и ОГВ, в средних и высоких широтах примерно одинаковы [9]. На рис. 1*в* и 1*г* видно сходное расположение экстремумов ПМС севернее 60° с.ш., вызванных влиянием ОГВ и изменением фаз КДК соответственно. Такое сходство может свидетельствовать о том, что в областях, где прямое динамическое и тепловое воздействие ОГВ и КДК мало, существенное влияние на циркуля-

цию оказывают распространяющиеся в эти широты модифицированные ПВ.

Диагностика вертикального потока озона

Выполненные расчеты вертикальных скоростей общей циркуляции атмосферы позволяют сделать диагностику соответствующих средних вертикальных потоков озона, используя включенные в МСВА полуэмпирические трехмерные профили озона, описанные выше. При диагностике на сравнительно небольших интервалах времени “долгоживущий” озон в тропо-стратосфере можно рассматривать как пассивную примесь и для расчета вертикального среднего потока озона использовать формулу

$$F_{O_3,i} = N_{O_3,i} w_i, \quad N_{O_3,i} = 10^{-6} \rho_i X_{O_3,i} N_A / \rho_0, \quad (1)$$

где w_i – усредненная по долготе среднемесячная вертикальная скорость, ρ_0 – приземная плотность атмосферы при нормальных условиях, $X_{O_3,i}$ – среднезональное отношение смеси озона в млн^{-1} , N_A – число Авогадро.

На рис. 2*а* представлен рассчитанный по формуле (1) высотно-широтный профиль зонального осредненного вертикального потока озона, создаваемого средней меридиональной циркуляцией в январе при восточной фазе КДК без включения параметризации ОГВ в МСВА. На высотах более 50–60 км можно видеть глобальную ячейку циркуляции озона с восходящим потоком в южном полушарии и нисходящим – в северном. Ниже 50 км на рис. 2*а* доминируют подъем озона в низких широтах и его опускание в средних и высоких широтах обоих полушарий. Это соответствует распределению вертикальных скоростей и меридиональной циркуляции, представленной на рис. 1*а*, и общей теории глобального переноса озона в атмосфере [2]. Зимний циркумполярный вихрь создает дополнительные восходящие течения в высоких широтах северного полушария ниже 50 км (см. рис. 1*а* и 1*б*). Эти потоки способствуют образованию дополнительной ячейки средней циркуляции озона в высокоширотной зимней стратосфере, показанной на рис. 2*а*. Аналогичная ячейка меридиональной циркуляции озона была обнаружена нами при анализе потоков озона по базам данных метеорологического реанализа.

На рис. 2*б* представлены зонально осредненные приращения вертикальных потоков озона (ППО) за счет включения параметризации ОГВ. Видны области положительных и отрицательных ППО. На рис. 2*в* представлены разности потоков озона между годами с западной и восточной фазами КДК. Видны значительные разности на высотах 10–40 км в северном полушарии, а также вблизи экватора, аналогичные показанным на рис. 2*б*.

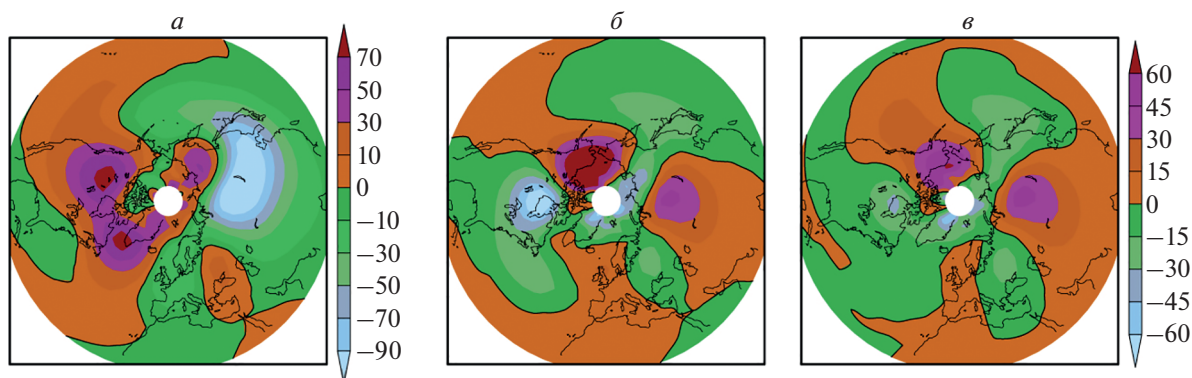


Рис. 3. Северная полярная стереографическая проекция модельных осредненных за январь вертикальных потоков озона (в $10^{13} \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) для восточной фазы КДК без учета воздействия ОГВ (*a*), приращения потоков озона (в $10^{13} \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$) за счет воздействия ОГВ (*б*), приращения потоков озона за счет перехода от восточной к западной фазе КДК без учета воздействия ОГВ. Сплошные линии показывают нулевые значения.

На рис. 3*a* представлена полярная стереографическая проекция вертикального потока озона на высоте в 25 км. Наиболее мощные нисходящие потоки озона наблюдаются над Сибирью, в то время как восходящие потоки озона — над Северной Америкой и Гренландией. На рис. 3*б* и 3*в* для этой же высоты представлены горизонтальные распределения ППО за счет влияния ОГВ и за счет изменения фазы КДК соответственно. Пиковые значения ППО как за счет влияния ОГВ, так и за счет изменения фазы КДК в этих областях могут достигать 40–60% от соответствующих значений потока озона.

Интересной особенностью полученных результатов является схожесть изменений потоков озона при изменениях ОГВ и фазы КДК в высоких широтах, показанных на рис. 2*б*, 3*б* и 2*в*, 3*в* соответственно. Причиной этого является обсуждавшееся сходство изменений меридиональной циркуляции на рис. 1*в* и 1*г*. В соответствии с расположением главных горных систем и распределением тропосферных ветров максимальное торможение среднего потока ОГВ происходит на широтах 30° – 40° с.ш. и высотах 0–50 км, как показано на рис. 2 из работы [9]. Воздействие КДК в МСВА происходит в широтном поясе между 17.5° ю.ш. и 17.5° с.ш. на высотах до 50 км. Воздействие ОГВ и КДК оказывает влияние на ПВ [9, 10], которые распространяются вверх и в высокие широты, где могут взаимодействовать со средним потоком. Одинаковые условия распространения модифицированных ПВ в высоких широтах, где непосредственное влияние ОГВ и КДК мало, могут способствовать возникновению сходных распределений ППО, что отражено на рис. 2*б*, 3*б* и 2*в*, 3*в* вблизи северного полюса. Различия в широтных распределениях воздействия ОГВ и КДК приводят к различиям между рис. 2*б*, 3*б* и 2*в*, 3*в* на низких широтах.

Результаты численных экспериментов показывают, что глобальные потоки озона в модели МСВА чувствительны к воздействию ОГВ и различаются в годы с разными фазами КДК. Использование в модели заданного распределения озона допустимо для диагностики потоков озона только в течение относительно коротких интервалов времени в нижней стратосфере и тропосфере, где фотохимические источники озона достаточно слабы [33]. Моделирование величин концентрации озона и его потоков на длительных временных отрезках и на больших высотах требуют применения интерактивных динамических моделей, включающих фотохимические блоки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено численное моделирование общей циркуляции средней атмосферы с использованием модели средней и верхней атмосферы, климатических метеорологических данных и трехмерного распределения озона. Исследована чувствительность меридиональной циркуляции и вертикальных потоков озона в средней атмосфере к включению в МСВА параметризации динамического и теплового воздействия ОГВ в годы с разными фазами КДК с целью уточнения роли процессов, связанных с динамическим взаимодействием между разными слоями атмосферы.

Показано, что учет ОГВ в МСВА может привести к значительным изменениям меридиональной циркуляции. Изменения меридиональной скорости в средней атмосфере могут достигать ± 30 – 40% . В годы с восточной и западной фазами КДК различия в меридиональных скоростях могут достигать до 60% на высотах 40–60 км. Соответствующие изменения вертикальных скоростей приводят к изменениям вертикальных потоков озона, вызванных эффектами ОГВ и переходом

от восточной к западной фазе КДК. Эти изменения могут достигать в северном полушарии 20–50% на высотах 10–40 км. Выполненная диагностика потоков озона при заданном эмпирическом его распределении оправдана на относительно коротких временных интервалах в нижней стратосфере и тропосфере.

Работа выполнена при поддержке Российским научным фондом (грант № 18-77-00022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fishman J., Crutzen P.J. // Nature. 1978. V. 274. P. 855.
2. Encyclopedia of Atmospheric Sciences / Eds. Holton J.R., Curry J. A., Pyle J.A. London: Academic Press, 2003.
3. Butchart N., Scaife A.A., Bourqui M. et al. // Clim. Dyn. 2006. V. 27. P. 727; <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0162-4>
4. Li F., Austin J., Wilson J. // J. Climate. 2007. V. 21. P. 46; <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1663.1>
5. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J. et al. // Rev. Geophys. 2001. V. 39. № 2. P. 179.
6. Gossard E.E., Hooke W.H. Waves in the Atmosphere. Amsterdam–Oxford–New York: Elsevier Sci. Publ. Co., 1975.
7. Гаврилов Н.М., Коваль А.В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 3. С. 243.
8. Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. // Там же. № 4. С. 401–408.
9. Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N. // Earth, Planets and Space. 2015. V. 67. № 1(86); <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0259-2>
10. Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N. // Adv. Space Res. 2018. V. 61. Issue 7. P. 1819; <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.08.022>
11. Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. // Геомагнетизм и аэрномия. 2014. Т. 54. № 3. С. 412.
12. Суворова Е.В., Погорельцев А.И. // Там же. 2011. Т. 51. № 1. С. 105.
13. Погорельцев А.И. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 4. С. 463.
14. Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Froehlich K., Jacobi Ch. // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2007. V. 69. P. 2083; <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.05.014>
15. Froehlich K., Pogoreltsev A., Jacobi Ch. // Adv. Space Res. 2003. V. 32. № 5. P. 863.
16. Гаврилов Н.М., Погорельцев А.И., Якоби К. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 1. С. 9.
17. Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al. // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2005. V. 131. № 612. P. 2961.
18. GOME Users Manual / Ed. Bednarz F. ESA Publications Division. SP_1182. Netherlands: Europ. Space Res. Technol. Centre, 1995.
19. Fortuin J.P.F., Langematz U. // SPIE, Atmosph. Sensing and Modeling. 1995. V. 2311. P. 207.
20. Randel W.J., Wu F. // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D06313; <https://doi.org/10.1079/2006JD007339>
21. Hassler B., Bodeker G.E., Dameris M. // Atmos. Chem. Phys. 2008. V. 8. P. 5403.
22. Cionni I., Eyring V., Lamarque J.F. et al. // Ibid. 2011. V. 11. P. 11267; <https://doi.org/10.5194/acp-11-11267-2011>
23. Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н., Перцев Н.Н. // Геомагнетизм и аэрномия. 2014. Т. 52. № 2. С. 357.
24. Swinbank R., O'Neill A. // Mon Weath. Rev. 1994. V. 122. P. 686.
25. Swinbank R., Keil M., Jackson D., Scaife A. // Numerical Weather Prediction, UK Met Office. 2004. P. 147.
26. ETOPO2 Global Gridded 2-minute Database. National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Dept. of Commerce; <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>
27. Lott F., Miller M.J. // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1997. V. 123. P. 101.
28. Scinocca J.F., McFarlane N.A. // Ibid. Soc. 2000. V. 126. P. 2353; <https://doi.org/10.1002/qj.49712656802>
29. Phillips D.S. // J. Atmos. Sci. 1984. V. 41. P. 1073.
30. Kobayashi S., Ota Y., Harada H. J. // Meteorol. Soc. Jpn. 2015. V. 93. P. 5; <https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-00>
31. Gelaro R., McCarty W., Suárez M. J. et al. // J. Climate. 2017. V. 30. P. 5419; <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
32. Rice J.A. Mathematical Statistics and Data Analysis. 3rd ed. Pacific Grove: Duxbury Press, 2006.
33. Garny H., Grewe V., Dameris M. et al. // Geosci. Model Dev. 2011. V. 4. P. 271; <https://doi.org/10.5194/gmd-4-271-2011>