

УДК 551.511.3;551.511.31;551.558.21;551.513.27

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕАКЦИИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ НА ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ВОЛН

© 2013 г. Н. М. Гаврилов*, А. В. Коваль*, А. И. Погорельцев**, Е. Н. Савенкова**

*Санкт-Петербургский государственный университет
198504 Санкт-Петербург, Петергоф, ул. Ульяновская, 1,

**Российский государственный гидрометеорологический университет
195106 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98

E-mails: gavrilov@pobox.spbu.ru, koval_spbu@mail.ru

Поступила в редакцию 13.04.2012 г., после доработки 23.10.2012 г.

Разработанная авторами параметризация динамического и теплового воздействия стационарных орографических волн (СОВ), генерируемых рельефом земной поверхности, включена в модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Исследована чувствительность общей циркуляции атмосферы на высотах от тропосферы до термосферы к воздействию СОВ, распространяющихся из тропосферы. Рассмотрены изменения циркуляции атмосферы при изменениях условий генерации и распространения СОВ в разные сезоны. Показано, что в периоды солнцестояний СОВ оказывают основное динамическое и тепловое воздействие на среднюю атмосферу зимних полушарий, где изменения скорости зональной циркуляции, вызываемые СОВ, могут достигать 30%. В периоды равноденствий воздействие СОВ распределено более равномерно между Северным и Южным полушариями, а относительные изменения скорости зональной циркуляции средней атмосферы могут составлять 10%.

Ключевые слова: циркуляция атмосферы, мезомасштабные волны, орография, волновое ускорение, приток тепла, параметризация.

DOI: 10.7868/S0002351513040032

1. ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в связи с численным моделированием общей циркуляции средней и верхней атмосферы возрос интерес к изучению ускорений среднего потока и притоков тепла, создаваемых диссипирующими внутренними волнами в атмосфере. Одним из важных источников таких волн является топография земной поверхности. Орографические волны, возникающие в результате взаимодействия неоднородной по высоте земной поверхности с набегающим атмосферным потоком, могут распространяться в среднюю атмосферу и создавать там значительные ускорения среднего потока и притоки тепла, которые могут влиять на общую циркуляцию и тепловой режим атмосферы. Для включения в численные модели разработаны упрощенные алгоритмы, параметризующие тепловое и динамическое воздействие орографических волн (например, [1–3]). При расчете волновых ускорений среднего потока и притоков тепла указанные параметризации не учитывают вращения атмосферы, которое может существенно влиять на параметры стационарных орографических волн (СОВ) с частотами $\sigma = 0$.

Известно, что орография и струйные течения имеют неоднородное распределение по земному шару и подвержены сезонным изменениям [4], приводящим к различиям волновых характеристик в зимнем и летнем полушариях. Спутниковые измерения мезомасштабной изменчивости собственного излучения, температуры и коэффициента преломления атмосферы [5–8] показали значительную неоднородность широтно-долготных распределений характеристик орографических волн в тропо-стратосфере, которые существенно зависят от сезона. Поэтому актуальна проблема учета наблюдаемой неоднородности распределений волновых источников в численных моделях общей циркуляции средней атмосферы.

В данной статье разработанная авторами параметризация динамического и теплового воздействия СОВ [9] включена в численную модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Исследована чувствительность общей циркуляции атмосферы на высотах от тропосферы до термосферы к воздействию СОВ. Рассмотрены изме-

нения циркуляции атмосферы при изменениях условий генерации СОВ в разные сезоны.

2. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ЭФФЕКТОВ СОВ

Используемая параметризация динамического и теплового эффектов СОВ в атмосфере описана в [9]. Для расчета суммарного вертикального потока волновой энергии и амплитуды колебаний горизонтальной скорости в [9] получены и использованы поляризационные соотношения для СОВ, учитывающие вращение атмосферы. Из этих соотношений получено дифференциальное уравнение, описывающее изменение амплитуды СОВ с высотой. Это уравнение решается при заданной амплитуде волны на нижней границе и заданных высотных профилях среднего ветра и температуры. Затем по указанным формулам рассчитываются волновое ускорение и полный волновой приток тепла, которые можно использовать в атмосферных динамических моделях (см. [9]).

Для параметризации мезомасштабной орографии в данной работе использована модификация метода [3] “подсеточной” орографии с горизонтальными масштабами изменения высоты земной поверхности, меньшими шага горизонтальной сетки численной модели. В используемой параметризации [9] масштабы высот подсеточной топографии 20–200 км [3] выделяются численными фильтрами путем усреднения по участкам поверхности Земли с гауссовскими весовыми функциями. В окрестности каждого узла горизонтальной сетки модели рельеф подсеточных масштабов аппроксимируется эффективным эллипсом [1]. Рассмотрение сил, действующих на набегающий атмосферный поток со стороны эффективного эллиптического горного барьера методами [10] позволяет определить амплитуду и эффективное горизонтальное волновое число СОВ на нижней границе, которые необходимы для описанных выше расчетов (см. [9]). В данной работе использована база данных высот земной поверхности ETOPO2 с шагом в 2 минуты вдоль широты и долготы.

3. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

При изучении влияния СОВ на атмосферную динамику описанная выше параметризация была включена в численную модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы (МЦСВА) [11, 12], разработанную на основе модели COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology) [13]. Основой этих модификаций является модель, разработанная ранее в Кельнском университете, Германия [14]. Краткое описание ее уравнений и основных учитываемых физических процессов можно найти в [15]. Модель основана на стандартной системе примитивных уравнений в сферической системе координат. Учитываются процессы радиационного нагрева-

ния и охлаждения атмосферы за счет газовых составляющих O , O_2 , O_3 , H_2O , CO_2 и NO . На высотах нижней термосферы учитываются дополнительные динамические источники тепла. Учтено ионное торможение, молекулярная вязкость и теплопроводность, а также турбулентная диффузия. В модели предусмотрена возможность возбуждения планетарных волн вблизи поверхности земли. Предусмотрена возможность изменения альbedo подстилающей поверхности.

Расчеты проводятся для высот от 0 до 150 км, однако погодные изменения и облачность в тропосфере не моделируются. Основные рассчитываемые моделью параметры включают зональную, меридиональную и вертикальную компоненты скорости, геопотенциал и температуру. Применена процедура расщепления Марчука–Странга [16, 17] и для интегрирования по времени используется схема, предложенная Мацуно [18]. Для поддержания устойчивости решения применяется фильтр Фурье, который ограничивает зональное разрешение приблизительно до 500 км. Шаги горизонтальной сетки модели составляют 5.6° по долготе и 5° по широте в пределах от $87.5^\circ S$ до $87.5^\circ N$. Вертикальная сетка модели имеет постоянный шаг по координате $z = H \ln(p_0/p)$, где p_0 – приземное давление и $H = 7$ км. В настоящих расчетах была использована версия модели с 48 уровнями по высоте с шагом Δz примерно 2.7 км. Шаг интегрирования по времени составляет 450 с.

В качестве нижних граничных условий на изобарическом уровне 1000 гПа задаются среднезональные климатические распределения геопотенциальной высоты и температуры. В прогнозическое уравнение для температуры введено слагаемое, пропорциональное разности рассчитанной и наблюдаемой среднезональной температуры в тропо-стратосфере по данным UK Met Office. Константа пропорциональности представляет собой величину, обратно пропорциональную характерному времени релаксации (~5 суток) рассчитанной температуры к наблюдаемой. Это позволяет реалистично воспроизводить расположение и интенсивность струйных течений в тропосфере.

В связи с тем, что в приземном слое амплитуды СОВ малы, расчет волновых характеристик по параметризации п. 2 начинается с высоты 7 км, на которую экстраполируются приземные значения характеристик СОВ. Рассчитанные притоки тепла, создаваемые СОВ, добавляются в уравнение притока тепла МЦСВА, а зональная и меридиональная компоненты волнового ускорения – в уравнения МЦСВА для соответствующих составляющих скорости.

В качестве начального приближения используется безветренная стратифицированная атмосфера, с реалистичным вертикальным профилем температуры. В течение первых 150 дней модельных расчетов выполняется несколько этапов “приспособления”. Первые 30 дней расчеты ве-

дуются с постоянными значениями геопотенциальной высоты на нижней границе, с 31-го дня вводятся наблюдаемые изменения. Первые 120 дней расчеты производятся с учетом только среднесуточного нагрева атмосферы, после этого постепенно включаются суточные вариации нагрева и используется дополнительное прогностическое уравнение для геопотенциала на нижней границе. Расчеты до 150 модельного дня проводятся при фиксированном положении Земли на орбите, затем в модели учитывается сезонное изменение солнечного нагрева. Начальные даты расчетов для разных сезонов подбираются так, чтобы модельные дни 151–210 соответствовали январю–февралю, апрелю–маю, июлю–августу и октябрю–ноябрю.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Для исследования влияния орографических волн, генерируемых рельефом земной поверхности и распространяющихся вверх, на общую циркуляцию и тепловой режим средней атмосферы были проведены расчеты с использованием описанной в п. 3 модели МЦСВА с включенной параметризацией динамического и теплового воздействия СОВ (см. п.2). Расчеты проводились для условий, соответствующих различным сезонам. Для каждого набора исходных данных рассчитывались гидродинамические поля (скорости ветра, температуры, геопотенциала и т.д.) с учетом и без учета воздействия СОВ. Разности значений соответствующих гидродинамических величин между этими расчетами показывают приращения скорости (ПС), приращения температуры (ПТ), приращения геопотенциала (ПГ), вызванные динамическим и тепловым воздействием СОВ в средней атмосфере. Положительные или отрицательные значения ПС, ПТ и ПГ означают увеличение или уменьшение соответствующих гидродинамических переменных при учете воздействия СОВ.

Среднезональные распределения. На рис. 1а представлен осредненный за январь и по долготе зональный ветер, рассчитанный по модели МЦСВА. В тропосферах Северного (зимнего) и Южного (летнего) полушарий на рис. 1а видны струйные течения, направленные с запада на восток, с максимумами скорости около 30 м/с на широтах 30°–50° в обоих полушариях. В зимней стратосфере Северного полушария направление зонального потока не меняется и скорость струйного течения возрастает до 80–90 м/с на высотах около 60 км и широтах 50°–60° N. В страто-мезосфере летнего (Южного) полушария на рис. 1а направление ветра меняется на противоположное и формируется струйное течение с запада на восток с максимумом скорости на высотах 50–70 км. В области высот 90–110 км на рис. 1а циркуляция в обоих полушариях разворачивается и направлена с востока на запад в зимнем (Северном) полушарии и с запада на восток в летнем (Южном) полушарии. Указанные особенности циркуляции средней атмосферы из-

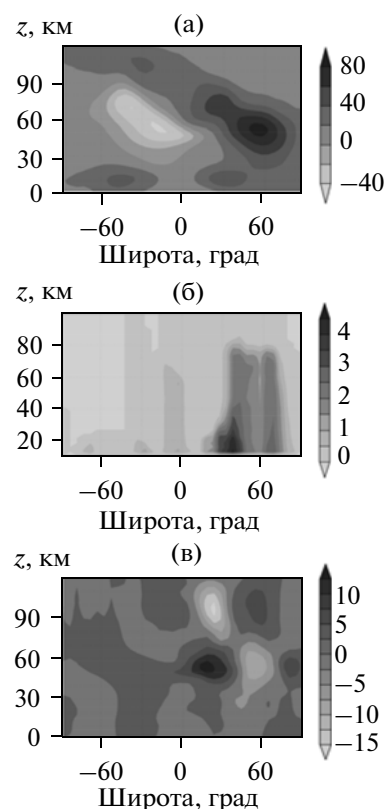


Рис. 1. Рассчитанные по модели МЦСВА средние для января: среднезональный ветер в м/с (а); амплитуда колебаний скорости СОВ в м/с (б); приращения скорости (ПС) зональной циркуляции (м/с) из-за воздействия СОВ (в).

вестны и связаны с высотно-широтными особенностями притоков тепла в средней атмосфере [19]. Представленная на рис. 1а структура зональной циркуляции, а также поля температуры, рассчитанные по модели МЦСВА, достаточно хорошо согласуются с эмпирическими стандартными моделями CIRA-86 и MSISE-90.

Неоднородности зональной циркуляции, изображенные на рис. 1а, влияют на распространение орографических волн. Это видно на рис. 1б, где показана среднезональная амплитуда колебаний скорости СОВ для января. В летней страто-мезосфере Южного полушария вблизи критических уровней, на которых скорость зонального течения уменьшается до нуля, возникает сильное вязкое и турбулентное затухание СОВ из-за резкого уменьшения их вертикальных длин. Это создает эффективный барьер для проникновения СОВ, поэтому на рис. 1б в средних и высоких широтах летнего (Южного) полушария амплитуды волн выше 20 км уменьшаются. В низких широтах летнего (Южного) полушария и в зимнем (Северном) полушарии амплитуды СОВ на рис. 1б имеют значительные величины до больших высот. В [9] показано, что вертикальные профили амплитуды СОВ зависят от профилей среднего

ветра, температуры, турбулентной и молекулярной вязкости и теплопроводности. При малой диссипации в нижней атмосфере амплитуды СОВ могут квазиэкспоненциально расти с высотой. На больших высотах возрастающие кинематическая молекулярная и турбулентная вязкость и теплопроводность могут приводить к затуханию СОВ с достаточно малыми вертикальными длинами. Кроме того, амплитуды СОВ зависят от расположения горных систем, которых больше в средних широтах Северного полушария, чем в Южном полушарии [9].

Комбинация перечисленных факторов приводит к существенным значениям амплитуд СОВ на рис. 1б в средних широтах зимнего (Северного) полушария до высот 80–90 км. Аналогичные результаты о преобладании амплитуд СОВ в средней атмосфере зимнего полушария были получены с помощью численного моделирования в [20]. Увеличение амплитуд мезомасштабных волн в страто-мезосфере зимнего полушария зафиксировано многими экспериментами (см., например, сезонные изменения амплитуд мезомасштабных волн на высотах 20–40 км по данным инфракрасного зондирования средней атмосферы приборами SABER и AIRS и со спутников TIMED и Aqua соответственно [21, 22], а также по данным анализа измерений на GPS спутнике CHAMP [8]).

Расчеты среднезональной высотно-широтной структуры амплитуд СОВ для других сезонов показали, что в июле по сравнению с рис. 1б Северное и Южное полушария меняются местами. В страто-мезосфере Северного (теперь летнего) полушария развивается струйное течение, направленное на запад, которое приводит к фильтрации СОВ на критических уровнях. В зимнем (Южном) полушарии в июле СОВ могут распространяться до больших высот, причем амплитуды СОВ здесь в среднем меньше, чем амплитуды СОВ в Северном полушарии в январе из-за меньшего количества горных систем в Южном полушарии, чем в Северном.

Весной и осенью в страто-мезосфере происходят перестройки циркуляции, когда направленные на запад струйные течения разрушаются и меньше влияют на фильтрацию СОВ. Поэтому амплитуды СОВ в средней атмосфере в периоды равноденствий более равномерно распределены между Южным и Северным полушариями.

На рис. 1в представлена высотно-широтная структура приращений скорости среднезонального ветра в январе за счет учета влияния СОВ (см. выше). Видно, что наибольшие изменения скорости циркуляции происходят в средних широтах зимнего (Северного) полушария, где на рис. 1б расположены области максимальных амплитуд СОВ. На рис. 1в на высотах 30–70 км в Северном полушарии расположены чередующиеся области положительных (до 20 м/с) и отрицательных (до –15 м/с) ПС. В указанных областях из-за

воздействия СОВ происходит соответственно усиление и ослабление зональной циркуляции средней атмосферы, направленной зимой на восток. Также на рис. 1в в Северном полушарии на высотах 70–120 км видны области отрицательных (до –20 м/с) и положительных (до 5 м/с) ПС. В средней атмосфере летнего (Южного) полушария на рис. 1в положительные ПС до 5 м/с обнаруживаются в низких и средних широтах.

Результаты аналогичных расчетов для июля показывают по-прежнему наибольшее влияние СОВ на зональную циркуляцию в зимнем (теперь Южном) полушарии. В основном это усиление направленной на восток среднезональной циркуляции (положительные ПС) на высотах 80–90 км и широтах 50°–60° S и в стратосфере около 30° S, а также ослабление циркуляции (отрицательные ПС) на широтах 20°–30° S и высотах 80–90 км. Кроме этого, были проведены расчеты влияния СОВ на общую циркуляцию атмосферы в периоды равноденствия. В апреле на высотах около 70 км происходит замедление зональной циркуляции на 60°–70° S, и увеличение скорости на 50°–60° S, а также изменения скорости зональной циркуляции в низких широтах Северного полушария. В октябре изменения скорости среднезональной циркуляции до 10% происходят в основном в средних широтах Северного полушария.

Широтно-долготные распределения. Для более детального исследования по модели МЦСВА были рассчитаны широтно-долготные распределения гидродинамических полей на фиксированных высотах.

На рис. 2 изображены широтно-долготные распределения зонального ветра и амплитуды СОВ в тропосфере для января. На рис. 2а в тропосфере видны два струйных течения восточного направления в средних широтах Северного и Южного полушарий. Эти течения неоднородны с максимумами скорости до 50 м/с над Атлантическим и Тихим океанами в Северном полушарии и над Тихим и Индийским океанами в Южном полушарии. В приэкваториальной области зональные течения на рис. 2а направлены на запад. Модельное распределение ветров на рис. 2а хорошо соответствует данным UK Met Office. Анализ расчетов для последовательных дней показал достаточную стабильность распределений зонального ветра, аналогичных рис. 2а в течение января–февраля.

В данной работе считается, что ветры на малых высотах, обтекающие горы и генерирующие СОВ, пропорциональны ветрам модели МЦСВА на высоте 7 км (см. рис. 2а), причем коэффициент пропорциональности уменьшается с уменьшением эффективной высоты рельефа поверхности в каждом узле горизонтальной сетки модели. На рис. 2б для января 2005 г. показано рассчитанное широтно-долготное распределение амплитуд скорости генерируемых в модели СОВ, экстраполированное на фиксированную высоту 12 км. Видно, что в Север-

ном полушарии области повышенных амплитуд скорости СОВ хорошо соответствуют расположению главных горных массивов (Гималаи, Кордильеры, Скалистые горы, Гренландия, Альпы, Кавказ и т.д.). В Южном полушарии на рис. 2б областей повышенных амплитуд СОВ меньше, чем в Северном полушарии и расположены они над основными горными системами Южной Америки, Австралии, Африки и Антарктиды. В январе ветры в нижней атмосфере в среднем сильнее в Северном (зимнем) полушарии (см. рис. 2а). Это также способствует генерации СОВ с амплитудами до 30 м/с в Северном полушарии. Вследствие отмеченной стабильности зональных течений в нижней атмосфере в январе–феврале распределение областей повышенных амплитуд СОВ на рис. 2б также стабильно в это время.

На рис. 2в показаны приращения скорости зональной циркуляции в тропосфере в январе, вызванные динамическим воздействием СОВ. На большей части Южного полушария на рис. 2в абсолютные значения ПС не превышают 1 м/с из-за небольшого количества областей повышенных амплитуд СОВ на рис. 2б в Южном полушарии. Наибольшие экстремумы ПС в Южном полушарии на рис. 2в существуют в районе Южной Америки в районе максимумов амплитуд СОВ на рис. 2б над горной системой Анд.

Интересной особенностью этого максимума является его удаленность от других областей повышенных амплитуд СОВ. Анализ рис. 2в показывает, что такой изолированный максимум амплитуды СОВ создает ускорение (положительные ПС) зонального течения с наветренной стороны горной системы и замедление (отрицательные ПС) позади гор в тропосфере на широте около 30° S вблизи Южной Америки, где расположен этот максимум. Рисунок 2в также показывает, что указанные области положительных и отрицательных ПС сопровождаются севернее и южнее областями ПС противоположных знаков. Таким образом, генерация СОВ над изолированными горными системами может создавать локальные циркуляционные ячейки в тропосфере вблизи горного препятствия.

В Северном полушарии больше горных систем, чем в Южном полушарии и на рис. 2б больше областей повышенных амплитуд СОВ. Поэтому циркуляционные ячейки, создаваемые разными горными системами, накладываются друг на друга и создают на рис. 2в сложную систему перемежающихся областей положительных и отрицательных значений ПС (до ±3–4 м/с), охватывающую все Северное полушарие. При этом области положительных и отрицательных ПС на рис. 2в смещаются относительно горных систем и могут располагаться даже над океанами.

Рисунок 3 аналогичен рис. 2, но для высоты 50 км в январе. На рис. 3а в средних широтах Северного (зимнего) полушария существует струй-

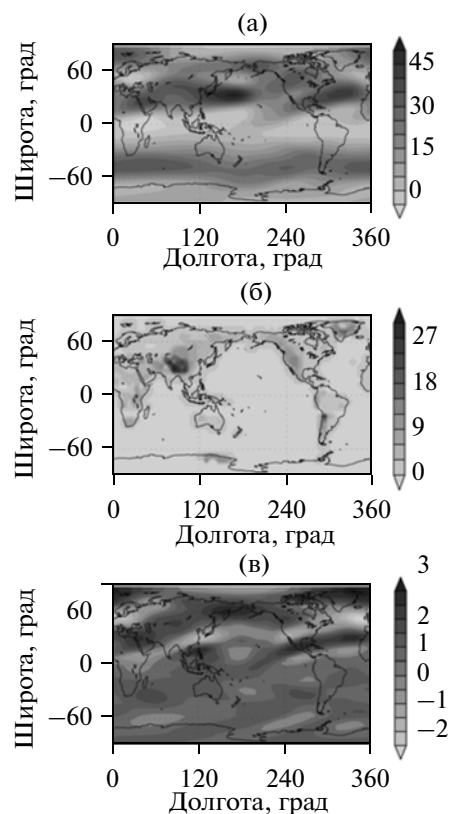


Рис. 2. Широтно-долготные распределения зонального ветра на высоте 7 км в м/с (а); приращения скорости (ПС) зонального ветра за счет воздействия СОВ на высоте 12 км в м/с (б); амплитуды скорости СОВ на высоте 12 км в м/с для января месяца (в).

ное течение в восточном направлении, а в средних широтах Южного (летнего) полушария – струйное течение, направленное на запад. Эти струйные течения неоднородны, особенно в Северном полушарии, где на рис. 3а видны два максимума скорости, по-видимому, связанные с планетарными волнами в средней атмосфере. Такое распределение ветров остается стабильным в ходе расчетов для января–февраля с небольшими вариациями скорости, в частности из-за влияния суточных приливов.

Распределения амплитуды скорости СОВ на рис. 3б для высоты 50 км показывают малое количество областей повышенных амплитуд над Южным полушарием. Это объясняется отмеченной выше (см. рис. 1б) диссипацией и фильтрацией СОВ вблизи критических уровней, создаваемых обращением направления циркуляции в летней страто-мезосфере на средних широтах. В Северном полушарии на рис. 3б обнаруживается меньше областей повышенных амплитуд СОВ, чем на рис. 2б в тропосфере.

Это объясняется влиянием среднего ветра и температуры на распространение СОВ. В [9] показано, что из-за обмена энергией между волной и средним потоком, а также из-за диссипации волновой энергии под действием молекулярной

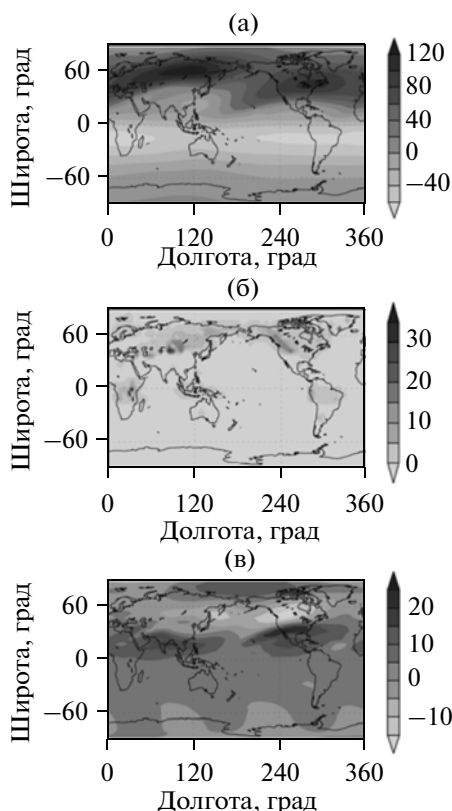


Рис. 3. То же, что на рис. 2, но на высоте 50 км.

вязкости и теплопроводности возможны случаи как роста, так и уменьшения амплитуд СОВ с высотой. Оставшиеся на рис. 3б области повышенных амплитуд СОВ аналогично рис. 2б располагаются над горными системами, в основном Центральной Азии и Северной Америки в Северном полушарии. Амплитуды СОВ на рис. 3б в среднем увеличиваются по сравнению с рис. 2б. Расположение зон повышенных амплитуд СОВ на рис. 2б совпадает с широтно-долготным распределением амплитуд атмосферных волн с вертикальными длинами 10–100 км для зимы Северного полушария на высотах 30–40 км, по данным анализа микроволнового лимбового зондирования со спутников UARS и Aura [6, 7] и инфракрасного зондирования спутниковым прибором SABER [21].

Приращение зональной скорости циркуляции на рис. 3в в Южном полушарии больше в низких и высоких широтах, поскольку система ветров в стратосфере средних широт летнего полушария способствует сильной фильтрации СОВ, распространяющихся из тропосферы. В Северном полушарии уменьшение числа областей повышенных амплитуд СОВ на рис. 3б приводит к меньшему числу экстремумов ПС на рис. 3в для высоты 50 км по сравнению с рис. 2в для тропосферы. Можно выделить область отрицательных ПС на рис. 3в над горами Центральной Азии с сопутствующими областями положительных ПС, расположенными севернее и южнее. Взаимодействие этих течений

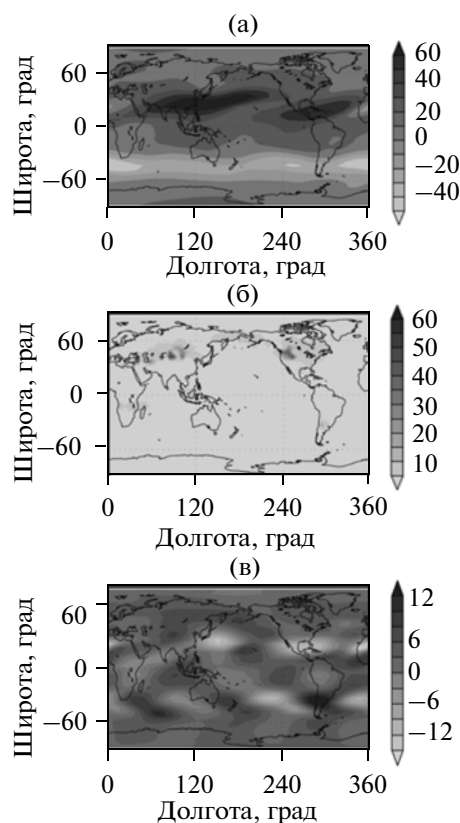


Рис. 4. То же, что на рис. 2, но на высоте 80 км.

с возмущениями, создаваемыми горными системами Северной Америки, приводит к формированию над Америкой системы, состоящей из двух областей положительных ПС и двух областей отрицательных ПС (см. рис. 3в).

Рисунок 4 соответствует высоте 80 км в январе 2005 г. Средний зональный ветер на рис. 4а, аналогично рис. 3а для высоты 50 км, имеет два струйных течения: одно в направлении на восток в средних широтах Северного (зимнего) полушария и другое в направлении с востока на запад в средних широтах Южного (летнего) полушария. Рисунок 4б показывает, что на высоте 80 км количество и протяженность областей повышенных амплитуд ОГВ сокращаются, по сравнению с рис. 3б из-за увеличения турбулентной и молекулярной вязкости и теплопроводности и усиления диссипации волн. При этом максимальные значения амплитуд СОВ на рис. 4б больше, чем на рис. 3б, и больше в Северном (зимнем) полушарии, чем в Южном.

Приращения скорости зональной циркуляции из-за влияния СОВ на рис. 4в имеют вид перемежающихся областей положительных и отрицательных ПС как в Северном, так и в Южном полушариях. В Южном (летнем) полушарии максимальные изменения ПС (в пределах ± 10 м/с) происходят в области упомянутого струйного течения на широтах 20° – 50° S. Расположение областей положительных и отрицательных ПС на рис. 4в

в Южном полушарии имеет регулярный периодический вид с тремя максимумами и минимумами вдоль широтного круга, которые напоминают планетарные волны. В Северном полушарии на рис. 4в основные области экстремумов ПС также располагаются на широтах струйного течения 10° – 40° N и имеют периодическую структуру с тремя максимумами и минимумами вдоль широтного круга. Максимальные значения ПС в Северном полушарии на рис. 4в могут достигать до 25–30% от значений максимальной скорости циркуляции с рис. 4а.

Рисунки 2–4 показывают, что неоднородность распределения горных систем и тропосферных течений по земному шару и связанная с этим неоднородность характеристик генерируемых СОВ может приводить к значительным изменениям общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Изменение ветров в тропосфере в ходе моделирования в последовательные дни приводит к смещениям областей максимумов и минимумов ПС, аналогичных рис. 2в, как в западном, так и в восточном направлениях. На распространение СОВ влияют распределения средних ветра и температуры во всей толще атмосферы. Эти распределения также меняются в процессе эксперимента. Поэтому скорости и пределы перемещения областей возмущения циркуляции растут с ростом высоты. Анализ показал, что за период расчетов в январе–феврале структуры основных экстремумов ПС на рис. 2в–4в достаточно устойчивы. Вместе с тем постоянное изменение среднего ветра и температуры приводит к постоянным перемещениям экстремумов ПС, напоминающим распространение волн планетарного масштаба.

Анализ распределений, аналогичных рис. 2–4, для июля показывает более сильное влияние СОВ на циркуляцию Южного полушария, которое в этот сезон является зимним и обеспечивает лучшие условия для распространения СОВ (см. рис. 1). В периоды солнцестояний (апрель, октябрь) распределения характеристик СОВ и создаваемых ими возмущений циркуляции атмосферы более равномерны по полушариям.

В [23, 24] в районах Уральских гор и над Кавказским хребтом выполнялись измерения возмущений температуры в мезосфере и нижней термосфере, создаваемые орографическими волнами. Результаты численного моделирования, изложенные выше, показывают, что помимо волновых колебаний СОВ могут создавать возмущения температуры на больших территориях, связанные с изменением циркуляции из-за воздействия волновых ускорений и притоков тепла. Поэтому возмущения атмосферных параметров, связанные с СОВ, охватывают большие территории и могут наблюдаться не только над горными системами, но и на значительном удалении от гор.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная авторами параметризация динамического и теплового воздействия СОВ, генерируемых рельефом земной поверхности [9], включена в численную модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Моделируются возможные изменения циркуляции атмосферы при изменениях условий генерации и распространения СОВ в разные сезоны.

Рассчитанные значения волновых притоков тепла до 10 К/сут и волновых ускорений до 20 мс^{-1} /сут на высотах около 50 км показывают, что орографические волны могут оказывать значительное влияние на динамический и тепловой режимы средней атмосферы. В январе и июле основное влияние на изменение скорости зональной циркуляции (до 20 м/с) орографические волны оказывают в Северном и Южном полушариях соответственно. Это можно объяснить более благоприятными условиями распространения СОВ в зимних структурах фоновой температуры и ветра по сравнению с летними структурами. В сезоны равенства распределения эффектов орографических волн более равномерно в обоих полушариях.

Таким образом, горизонтальные неоднородности характеристик СОВ могут приводить к образованию квазистационарных и перемещающихся неоднородностей гидродинамических переменных, которые могут охватывать всю атмосферу.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 10-05-00719, 11-05-00971 и 12-05-33071), а также Федерального агентства по образованию в рамках реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы (государственный контракт № П107).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Lott F., Miller M.J.* A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 1997. V. 123. № 537. P. 101–127.
2. *Vosper S.B., Brown A.R.* The effect of small-scale hills on orographic drag // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2007. V. 133. № 627. P. 1345–1352.
3. *Scinocca J.F., McFarlane N.A.* The parameterization of drag induced by stratified flow over anisotropic orography // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 2000. V. 126. № 568. P. 2353–2393.
4. *Gavrilov N.M., Fukao S.* A comparison of seasonal variations of gravity wave intensity observed with the middle and upper atmosphere radar with a theoretical model // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. P. 3485–3494.
5. *Preusse P., Dornbrack A., Eckermann S.D. et al.* Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA: 1. Sensitivity, analysis method, and a case study // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D23. 8178. doi:10.1029/2001JD000699.

6. Jiang J.H., Wu D.L., Eckermann S.D., Ma J. Mountain waves in the middle atmosphere: Microwave limb sounder observations and analyses // *Advan. Space Res.* 2003. V. 32. № 5. P. 801–806.
7. Wu D.L., Eckermann S.D. Global gravity wave variances from *Aura* MLS: Characteristics and interpretation // *J. Atmos. Sci.* 2008. V. 65. № 24. P. 3695–3718. DOI: 10.1175/2008JAS2489.1, doi:10.1029/2002JD002091.
8. Гаврилов Н.М. Структура мезомасштабной изменчивости тропо-стратосферы по измерениям рефракции радиоволн на спутнике CHAMP // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 43. № 4. С. 492–501.
9. Гаврилов Н.М., Коваль А.В. Параметризация воздействия мезомасштабных стационарных орографических волн для использования в численных моделях динамики атмосферы // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана.* 2013. Т. 49. № 3.
10. Phillips D.S. Analytical Surface Pressure and Drag for Linear Hydrostatic Flow over Three-Dimensional Elliptical Mountains // *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. P. 1073–1084.
11. Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Froehlich K., Jacobi Ch. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.* 2007. V. 69. P. 2083–2101. Doi: 10.1016/j.jastp.2007.05.014.
12. Погорельцев А.И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вассилиациями // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 43. № 4. С. 463–475.
13. Froehlich K., Pogoreltsev A., Jacobi Ch. Numerical simulation of tides, Rossby and Kelvin waves with the COMMA-LIM model // *Advan. Space Res.* 2003. V. 32. № 5. P. 863–868.
14. Jakobs H.J., Bischof M., Ebel A., Speth P. Simulation of gravity wave effects under solstice conditions using a 3-d circulation model of the middle atmosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1986. V. 48. P. 1203–1223.
15. Гаврилов Н.М., Погорельцев А.И., Якоби К. Численное моделирование влияния широтно-неоднородных гравитационных волн на циркуляцию средней атмосферы // *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана.* 2005. Т. 41. № 1. С. 14–24.
16. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 356 с.
17. Strang G. On the construction and comparison of difference schemes // *SIAM J. Numer. Anal.* 1968. V. 5. P. 516–517.
18. Matsuno T. Numerical integration of the primitive equations by a simulated backward difference method // *J. Meteorol. Soc. Japan.* 1966. V. 44. P. 76–84.
19. Holton J.R. The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere // *Meteorol. Monogr. American Meteorological Society.* 1975. № 37.
20. Scinocca J.F., Sutherland B.R. Self-acceleration in the parameterization of orographic wave drag // *J. Atmos. Sci.* 2010. V. 67. № 28. P. 2537–2546.
21. Preusse P., Eckermann S.D., Ern M. et al. Global ray tracing simulations of the SABER gravity wave climatology // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D08126, doi:10.1029/2008JD011214.
22. Gong J., Wu D.L., Eckermann S.D. Gravity wave variances and propagation derived from AIRS radiances // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. № 4. P. 1701–1720.
23. Шефов Н.Н., Перцев Н.Н., Шагаев М.В., Яров В.Н. Орографически обусловленные вариации эмиссий верхней атмосферы // *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана.* 1983. Т. 19. № 9. С. 920–926.
24. Суходоев В.А., Яров В.Н. Вариации температуры мезопаузы в подветренной области Кавказского хребта // *Геомagnetизм и аэрономия.* 1998. Т. 38. № 4. С. 176–180.

Numerical Simulation of the Response of General Circulation of the Middle Atmosphere to Spatial Inhomogeneities of Orographic Waves

N. M. Gavrilov^a, A. V. Koval^a, A. I. Pogorel'tsev^b, and E. N. Savenkova^b

^a St. Petersburg State University, ul. Ul'yanovskaya 1, St. Petersburg, 198504 Russia

^b Russian State Hydrometeorological Institute, Malookhtinskii pr. 98, St. Petersburg, 195106 Russia

e-mail: gavrilov@pobox.spbu.ru; koval_spbu@mail.ru

Received April 13, 2012; in final form, October 23, 2012

Abstract—We have developed a parameterization of the dynamical and thermal effects of stationary orographic waves (SOWs) generated by the earth's surface topography and included it into the general circulation model of the middle and upper atmosphere. We have analyzed the sensitivity of atmospheric general circulation at tropospheric to thermospheric altitudes to the impact of SOWs propagating from the troposphere. Changes in atmospheric circulation due to variations in the SOW generation and propagation have been considered for different seasons. It has been shown that, during solstices, the main dynamical and thermal impacts the middle atmosphere of winter hemispheres, where the SOW-induced changes in the velocity of zonal circulation can reach 30%. During equinoxes, the SOW impact is distributed more homogeneously between the Northern and Southern hemispheres, and the relative changes in the velocity of zonal circulation of the middle atmosphere may constitute 10%.

Keywords: atmospheric circulation, mesoscale waves, orography, wave acceleration, heat influx, parameterization.