

УДК 551.513;551.558;551.551.3;551.510.413.2

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СТАЦИОНАРНЫХ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ВОЛН НА МЕРИДИОНАЛЬНУЮ ЦИРКУЛЯЦИЮ И ПОТОКИ ОЗОНА В СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ

© 2014 г. Н. М. Гаврилов¹, А. В. Коваль¹, А. И. Погорельцев², Е. Н. Савенкова²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра физики атмосферы, г. Санкт-Петербург

²Российский государственный гидрометеорологический университет, кафедра метеорологических прогнозов, г. Санкт-Петербург

e-mails: gavrilov@pobox.spbu.ru; apogor@rshu.ru

Поступила в редакцию 22.11.2012 г.

После доработки 22.08.2013 г.

Разработанная авторами параметризация динамического и теплового воздействия стационарных орографических волн, генерируемых рельефом земной поверхности, включена в модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Выполнено численное моделирование общей циркуляции в тропосфере и стратосфере и исследовано влияние на меридиональную и вертикальную скорость, оказываемое стационарными орографическими волнами, которые распространяются вверх от земной поверхности. Показано, что учет динамического и теплового воздействия этих волн в численной модели приводит к изменениям меридиональной циркуляции и связанных с ней потоков озона до 20–30% на высотах максимума озонового слоя.

DOI: 10.7868/S0016794014030055

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. При расчете вертикальных профилей 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 $\sigma = 0$.

Перенос озона между стратосферой и тропосферой влияет на общий бюджет озона в атмосфере и на его содержание в тропосфере [Danielsen and Mohnen, 1977; Fishman and Crutzen, 1978].

По современным представлениям основным механизмом глобального переноса озона между тропосферой и стратосферой является его подъем в низких широтах и опускание на средних и в высоких широтах, которые создаются общей циркуляцией атмосферы [Holton et al., 1995; Holton, 2002]. Динамическое и тепловое воздействие волновых движений может изменять общую циркуляцию атмосферы и таким образом влиять на глобальный перенос озона.

Гаврилов и Коваль [2013] разработали параметризацию притоков тепла и ускорений среднего потока СОВ, которые генерируются при обтекании рельефа земной поверхности приземными течениями и затем распространяются в среднюю атмосферу. Гаврилов и др. [2013] и Gavrilov et al. [2013] использовали указанную параметризацию для численного исследования изменений зональной компоненты общей циркуляции атмосферы и амплитуд планетарных волн из-за влияния СОВ.

В данной статье представлены результаты численного моделирования возможных изменений меридиональной и вертикальной скоростей в средней атмосфере, а также вертикальных потоков озона в страто-мезосфере, вызванных учетом эффектов СОВ в численной модели общей циркуляции средней и верхней атмосферы.

2. ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ОРОГРАФИИ И ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Важным источником стационарных мезомасштабных волн в атмосфере может быть обтекание рельефа земной поверхности приземными атмосферными течениями. Используемая в данной работе параметризация динамического и теплового эффектов СОВ в атмосфере описана Гавриловым и Ковалем [2013]. Для расчета суммарного вертикального потока волновой энергии, а также вертикального профиля амплитуды колебаний горизонтальной скорости в параметризации используются полученные авторами поляризационные соотношения для стационарных орографических волн, учитывающие вращение атмосферы. По этим соотношениям рассчитываются волновое ускорение и полный волновой приток тепла, которые можно использовать для параметризации динамического и теплового воздействия стационарных гравитационных волн в атмосферных динамических моделях (см. [Гаврилов и Коваль, 2013]). Для параметризации мезомасштабной орографии в данной работе использована модификация метода, разработанного Scinocca and McFarlane [2000]. Этот метод использует концепцию “подсеточной” орографии, которая включает изменение высоты земной поверхности с горизонтальными масштабами, меньшими, чем шаг горизонтальной сетки численной модели, которые определяются путем применения низкочастотного и высокочастотного численных фильтров к реальному распределению высот земной поверхности. При практической реализации описанной параметризации в данной работе использована база данных высот земной поверхности ETOPO 2 с шагом в 2 мин вдоль широты и долготы.

При изучении влияния СОВ на атмосферную динамику и потоки озона описанная выше параметризация была включена в численную модель средней и верхней атмосферы (МСВА) [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007], разработанную на основе модели Кельнского университета, Германия [Jacobs et al., 1986]. Модель основана на решении стандартной системы примитивных уравнений в сферической системе координат [Jacobs et al., 1986]. Используются параметризации нагревания атмосферы в ультрафиолетовой и видимой областях спектра от 125 до 700 нм, а также охлаждения в 8; 9.6; 14 и 15 мкм полосах инфракрасного излучения. Для высот нижней термосферы учитываются дополнительные динамические источники тепла. В термосфере учитывается ионное торможение, молекулярная вязкость и теплопроводность, а также турбулентная диффузия на высотах мезосферы и нижней термосферы. Расчеты проводятся для высот от 0 до 150 км, однако погодные изменения в тропосфере фактиче-

ски не моделируются. Применена процедура расщепления Марчука–Странга [Марчук, 1967; Strang, 1968], и для интегрирования по времени используется схема, предложенная Matsuno [1966]. Для поддержания устойчивости решения применяется фильтр Фурье, который ограничивает зональное разрешение до ~500 км. Шаги горизонтальной сетки модели составляют 5.6° по долготе и 5° по широте в пределах от 87.5° S до 87.5° N. Вертикальная сетка модели имеет постоянный шаг по координате $z = H \ln(p_0/p)$, где p_0 – приземное давление и $H = 7$ км. Различные версии модели имеют 48 или 64 узлов по вертикали с шагом $\Delta z \sim 2.7$ км. В настоящих расчетах была использована версия модели с 48-ю уровнями по высоте. Шаг интегрирования по времени составляет 450 с.

Для учета глобального распределения озона в атмосфере в численной модели использована полумпирическая модель [Fortuin and Langematz, 1995], которая дает зонально-осредненные среднемесячные значения отношения смеси озона на 34-х высотных уровнях, соответствующих атмосферному давлению от 1000 до 0.003 гПа. Среднезональный вертикальный поток озона F_{O_3i} в каждом узле сетки с номером i рассчитывается по формуле

$$F_{O_3i} = N_{O_3i} w_i, \quad N_{O_3i} = 10^{-6} \rho_i X_{O_3i} N_A / \rho_0, \quad (1)$$

где w_i – усредненная по долготе среднемесячная вертикальная скорость, ρ_0 – приземная плотность атмосферы при нормальных условиях, X_{O_3i} – среднезональное отношение смеси озона в млн⁻¹, N_A – число Авогадро.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Для исследования влияния орографических волн, генерируемых рельефом земной поверхности и распространяющихся вверх, на меридиональную и вертикальную компоненты скорости, создаваемой общей циркуляцией атмосферы, были проведены расчеты с использованием описанной модели МСВА с включенной параметризацией динамического и теплового воздействия СОВ (см. п. 2). Расчеты проводились для условий, соответствующих январю и июлю. Для каждого набора исходных данных рассчитывались поля меридиональной и вертикальной компонент скорости ветра с учетом воздействия СОВ и без его учета. Разности значений между этими расчетами показывают приращения скорости (ПС), вызванные динамическим и тепловым воздействием СОВ в средней атмосфере. Положительные или отрицательные значения ПС означают увеличение или уменьшение соответствующих компонент скорости при учете воздействия СОВ.

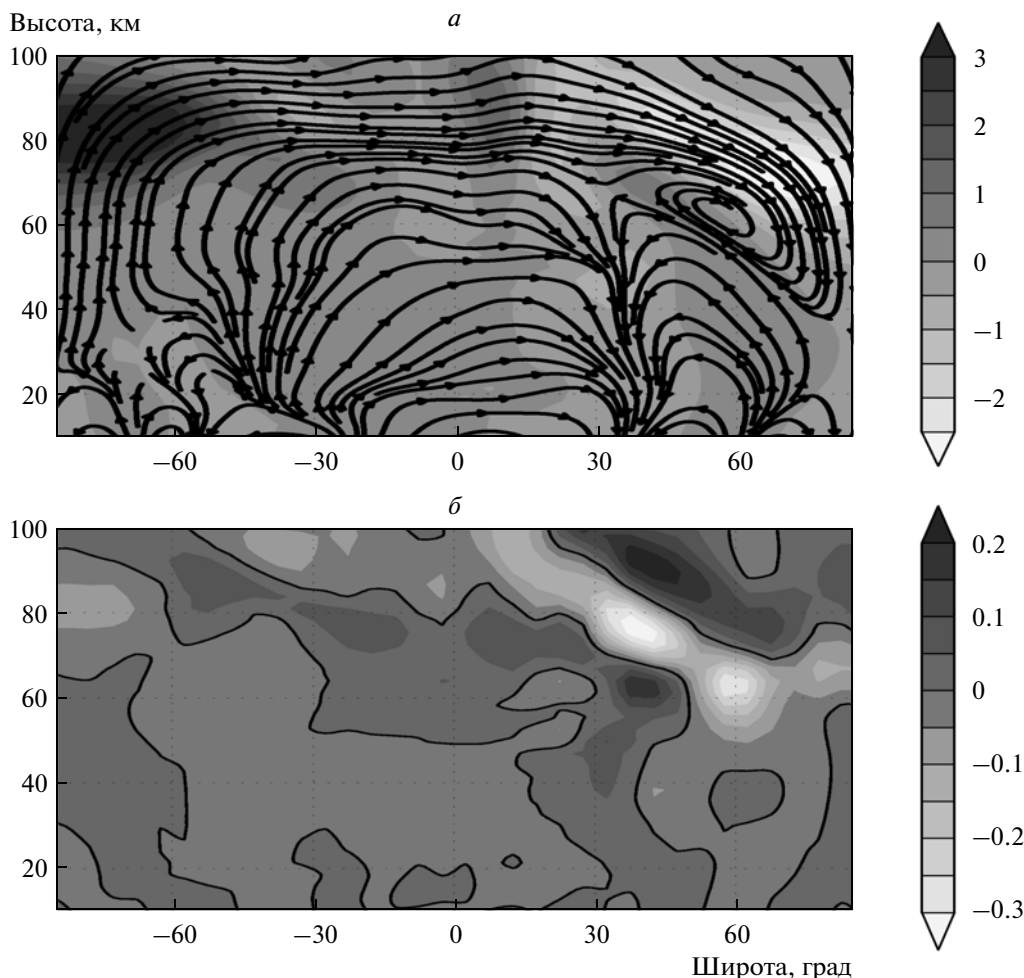


Рис. 1. Январские высотно-широтные распределения *a* – вертикальной скорости (см/с) и *б* – ее приращений из-за влияния СОВ. Стрелки показывают направления схематических линий тока.

На рисунке 1*a* приведено высотно-широтное распределение рассчитанной вертикальной скорости для января. Линии со стрелками соответствуют схематическим среднезональным линиям тока, при расчете которых для наглядности значения вертикальной скорости w были домножены на коэффициент 3×10^3 . На рис. 1*a* ниже 60–70 км видна главная ячейка меридиональной циркуляции с подъемом воздуха вблизи экватора и в низких широтах летнего (южного) полушария и его опусканием на широтах 20°–50° зимнего (северного) полушария. Кроме этого, на рис. 1*a* ниже 60 км обнаруживаются более слабые ячейки с подъемом воздуха на широтах 50°–70° обоих полушарий и опусканием воздуха к югу и северу от зоны подъема. На высотах, превышающих 60–70 км, на рис. 1*a* преобладает ячейка меридиональной циркуляции с подъемом на средних и в высоких широтах летнего полушария и опусканием на средних и в высоких широтах зимнего полушария.

Рисунок 1*б* показывает приращение вертикальной скорости (ПВС) из-за влияния СОВ. Видны области положительных и отрицательных ПВС, соответствующих увеличению или уменьшению вертикальной скорости при учете воздействия СОВ. Во многих случаях на рис. 1*б* знаки ПВС противоположны знакам вертикальной скорости на рис. 1*a*, т.е. воздействие СОВ приводит к ослаблению среднезональных вертикальных потоков. Пиковые ПВС на рис. 1*б* могут достигать до ± 25 –30% от пиковых значений вертикальной скорости на соответствующих высотах на рис. 1*a*.

Рисунок 2*a* аналогичен рис. 1*a*, но для июля. На высотах меньше 60–70 км видна аналогичная январю ячейка циркуляции с подъемом воздуха вблизи экватора и в низких широтах летнего (теперь северного) полушария и опусканием воздуха в средних широтах зимнего (южного) полушария. Также ниже 40–50 км на рис. 2*a* виден подъем воздуха на широтах 60°–70° обоих полушарий. На высотах, превышающих 60–70 км, на рис. 2*a* домини-

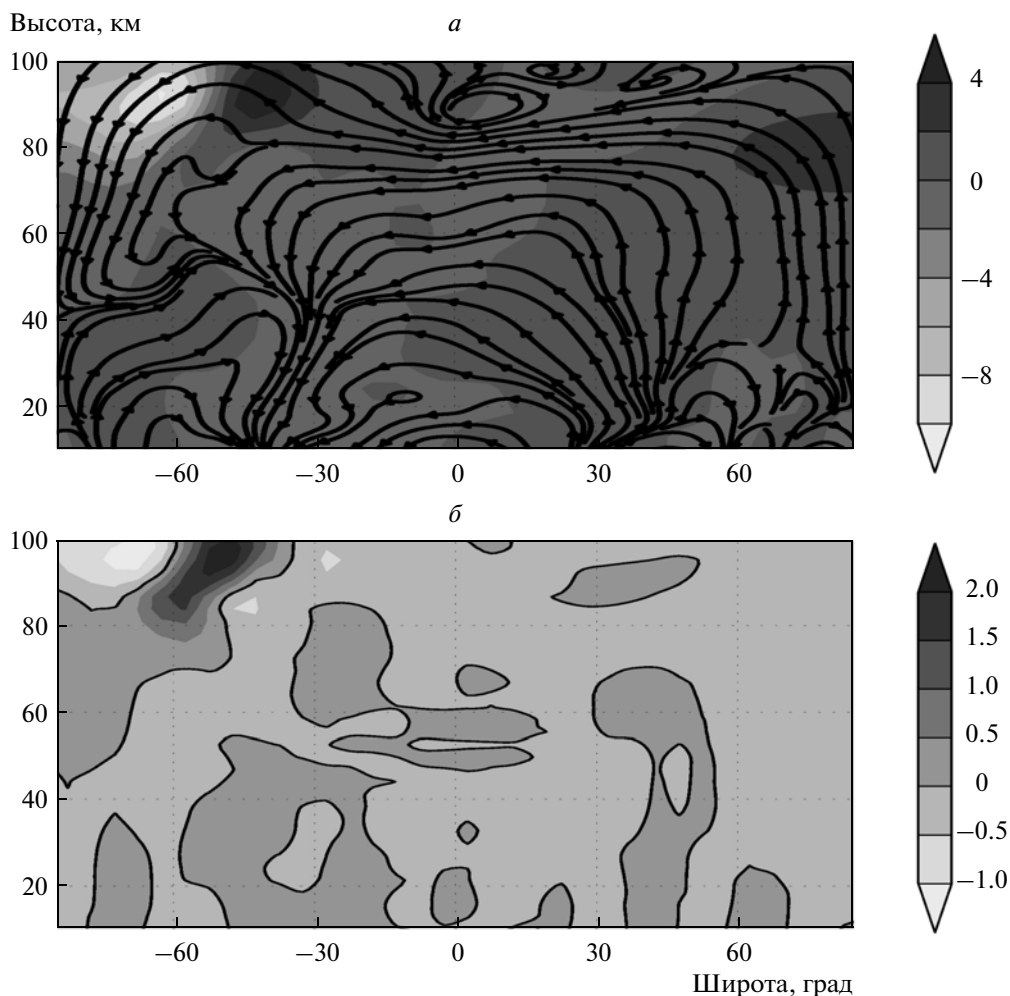


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для июля.

руют восходящие потоки на средних и в высоких широтах летнего (теперь северного) полушария и опускание воздушных масс на средних и в высоких широтах зимнего (южного) полушария. На высотах 80–100 км могут возникать возмущения этого главного потока с образованием более мелких локальных ячеек циркуляции (см. рис. 2а). Приращения вертикальной скорости на рис. 2б могут достигать до ±10% от пиковых значений вертикальной скорости на рис. 2а.

На рисунках 3а и 4а показаны широтно-долготные распределения вертикальной скорости на высоте 25 км для января и июля соответственно. Видны периодические по долготе области подъема и опускания воздуха типа планетарных волн, амплитуда которых выше в зимних (северном в январе и южном в июле) полушариях.

Рисунки 3б и 4б представляют широтно-долготные распределения ПВС из-за влияния СОВ. Можно обнаружить периодические по долготе изменения знаков ПВС, которые часто противо-

положны знакам периодических структур вертикальной скорости на рис. 3а и 4а. Это особенно заметно при сравнении рис. 3а и 3б для января. Значения локальных экстремальных ПВС на рис. 3б и 4б могут достигать до ±30–50% от экстремальных значений w на рис. 3а и 4а. Интересной особенностью рис. 3б и 4б является наличие максимумов ПВС над областями наиболее высоких горных систем (Гималаи, Скалистые горы в северном полушарии, Анды – в южном полушарии). Эти максимумы наблюдаются как в январе (рис. 3б), так и в июле (рис. 4б) и показывают, что воздействие СОВ может приводить к формированию квазистационарных крупномасштабных восходящих течений над горными системами.

Согласно формуле (1), вертикальные перемещения частиц воздуха в процессе общей циркуляции атмосферы создают вертикальные потоки озона и других газовых примесей, играющих важную роль в формировании климата. Была выполнена проверка распределения озона, используемого в

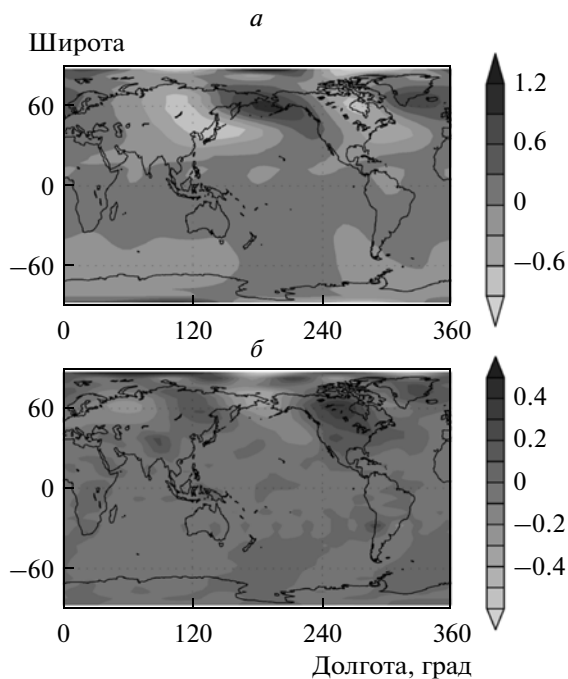


Рис. 3. Январские широтно-долготные распределения a – вертикальной скорости (см/с) и b – ее приращений из-за влияния СОВ на высоте 25 км.

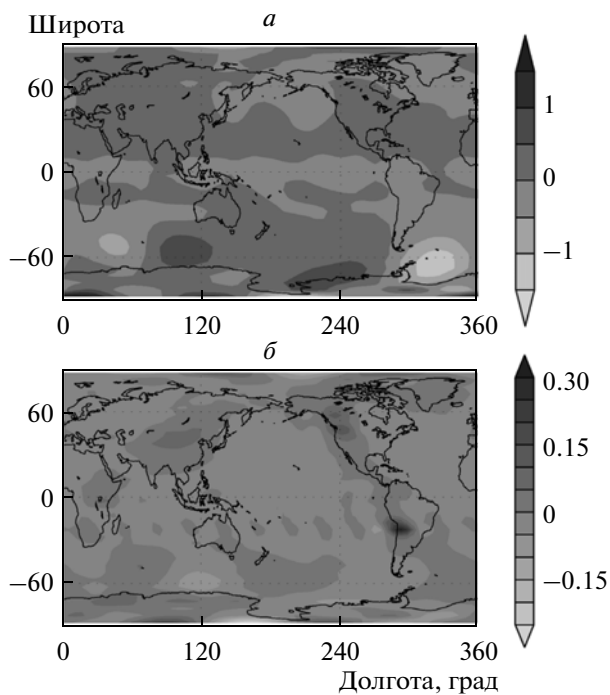


Рис. 4. То же, что на рис. 3, но для июля.

численной модели МСВА [Суворова и Погорельцев, 2011] путем его сравнения с эмпирической моделью Randel and Wu [2005]. Получено достаточно хорошее соответствие используемых в нашей вер-

сии модели МСВА среднезональных распределений концентрации озона с эмпирической моделью.

На рисунках 5а и 6а изображены высотно-широтные структуры вертикальной компоненты по-

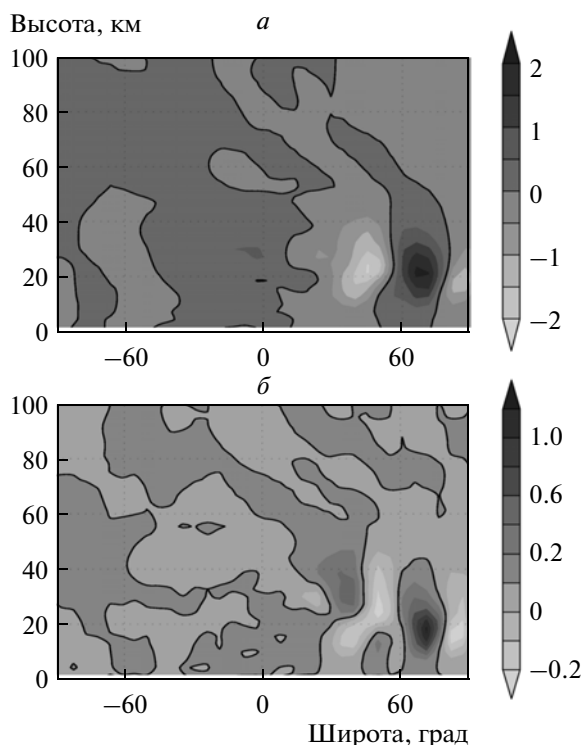


Рис. 5. Высотно-широтные распределения среднезональных значений вертикального потока озона F_{O_3} в $10^{14} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ (а) и приращений потоков озона из-за влияния СОВ (б) для января.

тока озона, рассчитанной по формуле (1) для января и июля соответственно. Ниже 60–70 км видны зоны положительных значений потоков озона в приэкваториальных и низких широтах летних полушарий, а также отрицательных F_{O_3} на средних широтах обоих полушарий, что соответствует распределениям вертикальных скоростей на рис. 1а и 2а, а также существующим представлениям о переносе озона общей циркуляцией атмосферы [Holton et al., 1995; Holton, 2002]. Кроме этого, на рис. 5а и 6а ниже 50–60 км видны области восходящих потоков озона (положительных F_{O_3}) на широтах 45°–80° в обоих полушариях. В зимних полушариях эти восходящие потоки озона сильнее и распространяются до больших высот, чем в летних полушариях. Этот подъем озона сопровождается областями нисходящих (отрицательных) потоков озона, расположенных севернее и южнее (см. рис. 5а и 6а), что приводит к возникновению дополнительных ячеек циркуляции озона на средних широтах, аналогичных ячейкам меридиональной циркуляции на рис. 1а и 2а. На высотах, превышающих 60–70 км, на рис. 5а и 6а доминируют восходящие потоки озона в летних полушариях и направленные вниз потоки — в зимних полушариях. Отмеченные на рис. 2а локальные возмущения меридиональной циркуляции на высотах 80–100 км могут приводить к ло-

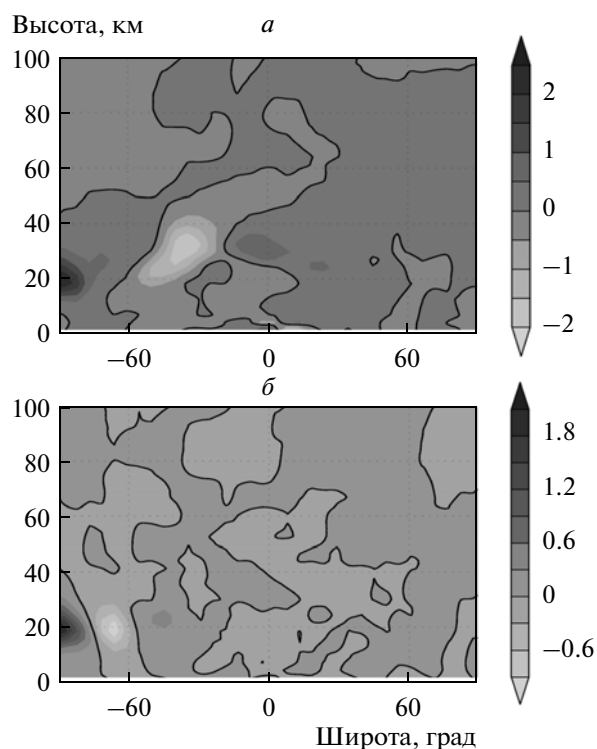


Рис. 6. То же, что на рис. 5, но для июля.

кальным изменениям вертикального переноса в областях этих возмущений (см. рис. 6а).

Приращения зонально-осредненных вертикальных потоков озона (ППО) из-за включения в модель параметризации орографических волн представлено на рис. 5б и 6б для января и июля соответственно. Видны области положительных и отрицательных значений ППО, которые соответствуют увеличению или уменьшению вертикальных потоков озона. Абсолютные значения экстремумов ППО на рис. 2б больше в северном (зимнем) полушарии и могут превышать $\pm 20\%$ от экстремальных значений потоков озона на рис. 5а и 5б на высотах 10–30 км. Это объясняется лучшими условиями распространения СОВ и более сильным влиянием волн на общую циркуляцию атмосферы в зимних полушариях по сравнению с летними (см. работы [Гаврилов и Коваль, 2012; Гаврилов и др., 2012]). Это означает, что влияние СОВ может приводить к существенным изменениям циркуляции озона в области максимума озонового слоя, что может существенно влиять на обмен оптически активными газовыми составляющими между тропосферой и стратосферой.

Аналогичные расчеты, произведенные для периодов равноденствий показали, что области максимальных и минимальных значений ППО более равномерно распределены в северном и южном полушариях и также соответствуют областям предпочтительного распространения СОВ в средней атмосфере. В апреле выделяются области предпочтительного распространения СОВ и максимальных ППО в высоких широтах южного полушария и на средних широтах северного полушария. В октябре существует предпочтительное распространение СОВ на широтах основных горных систем в северном полушарии и к наибольшим ППО над этими областями.

4. ВЫВОДЫ

Разработанная авторами параметризация динамического и теплового воздействия СОВ, генерируемых рельефом земной поверхности, включена в численную модель общей циркуляции средней и верхней атмосферы. Моделируются возможные изменения меридиональной циркуляции атмосферы при изменениях условий генерации и распространения СОВ в разные сезоны. Показано, что учет динамического и теплового воздействия СОВ в численной модели приводит к изменениям вертикальной скорости и связанных с ней потоков озона до 20–30% на высотах максимума озонового слоя. Таким образом, численное моделирование показывает, что учет орографических волн может приводить к существенным изменениям меридиональной циркуляции и пото-

ков озона в верхней тропосфере и стратосфере. Это необходимо учитывать при моделировании атмосферной глобальной циркуляции и изменений химического состава атмосферы. Используемая численная модель не описывает влияние динамики на распределение озона. Поэтому приведенные выше изменения потоков озона связаны только с изменениями вертикальной скорости из-за влияния СОВ. Представляется целесообразным аналогичное исследование влияния СОВ на потоки озона с использованием моделей, учитывающих влияние циркуляции на состав атмосферы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, а также Министерством образования и науки РФ в рамках реализации ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 годы (государственный контракт № П107).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаврилов Н.М., Коваль А.В. Параметризация стационарных орографических волн для использования в численных моделях динамики атмосферы // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 3. С. 271–278. 2013.
- Гаврилов Н.М., Коваль А.В., Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н. Численное моделирование реакции общей циркуляции атмосферы на пространственные неоднородности орографических волн // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 4. С. 401–408. 2013.
- Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. Л.: Гидрометеиздат, 356 с. 1967.
- Погорельцев А.И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вадциляциями // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. № 4. С. 463–475. 2007.
- Суворова Е.В., Погорельцев А.И. Моделирование немигрирующих приливов в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 1. С. 107–118. 2011.
- Danielsen E.F., Mohnen J. Project Dustorm report: Ozone transport, in situ measurements and meteorological analyses of tropopause folding // J. Geophys. Res. V. 82. № 37. P. 5867–5877. 1977.
- Fishman J., Crutzen P.J. The origin of ozone in the troposphere // Nature. V. 274. P. 855–857. 1978.
- Fortuin J.P.F., Langematz U. An update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends // Atmospheric Sensing and Modelling. Proc. SPIE 2311. P. 207–216. 1995.
- Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N. Numerical modeling of inhomogeneous orographic wave influence on planetary waves in the middle atmosphere // Adv. Space Res. V. 51. P. 2145–2154. 2013.
- Holton J.R. Stratosphere–troposphere exchange: Global aspects // Encycl. Atmos. Sci. Eds. J.R. Holton,

- J.A. Curry and J.A. Pyle. Amsterdam—New York—Tokyo: Academic Press. V. 5. P. 2137—2143. 2002.
- *Holton J.R., Haynes P.H., McIntire M.E., Douglas A.R., Rood R.B., Pfister L.* Stratosphere—troposphere exchange // *Rev. Geophys.* V. 33. № 4. P. 403—439. 1995.
 - *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.* V. 48. P. 1203—1223. 1986.
 - *Matsuno T.* Numerical integration of the primitive equations by a simulated backward difference method // *J. Meteorol. Soc. Jpn.* V. 44. P. 76—84. 1966.
 - *Pogoreltsev A.I., Vlasov A.A., Froehlich K., Jacobi Ch.* Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. P. 2083—2101. Doi: 10.1016/j.jastp.2007.05.014. 2007.
 - *Randel W.J., Wu F.* A stratospheric ozone profile data set for 1979—2005: Variability, trends, and comparisons with column ozone data // *J. Geophys. Res.* V. 112. D06313, doi:10.1079/2006JD007339. 2007.
 - *Scinocca J.F., McFarlane N.A.* The parameterization of drag induced by stratified flow over anisotropic orography // *Q.J. Roy. Meteor. Soc.* V. 126. № 568. P. 2353—2393. 2000.
 - *Strang G.* On the construction and comparison of difference schemes // *SIAM J. Numer. Anal.* V. 5. P. 516—517. 1968.