

**ВЛИЯНИЕ ВОЗМУЩЕНИЙ В НИЗКОШИРОТНОЙ ТРОПОСФЕРЕ
НА ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ**

¹О.С. Кочеткова, ²А.И. Погорельцев, ¹Е.В. Девятова

**INFLUENCE OF DISTURBANCES IN LOW-LATITUDE TROPOSPHERE ON DYNAMICAL
PROCESSES IN THE EXTRATROPICAL STRATOSPHERE**

¹O.S. Kochetkova, ²A.I. Pogoreltsev, ¹E.V. Devyatova

Для исследования влияния бегущих возмущений в тропиках на развитие внезапных стратосферных потеплений (ВСП) была использована модель средней и верхней атмосферы (МСВА). Результаты расчетов показали, что конвективные источники тепла в экваториальной тропосфере влияют на циркуляцию зимней внетропической стратосферы, включая ВСП. Характер влияния зависит от расположения источников тепла в тропосфере. На это указывают и результаты анализа данных архива NCEP/NCAR Reanalysis, однако данные наблюдений не подтверждают «волновую» гипотезу влияния. Важная роль, видимо, принадлежит тропосферным, циркуляционным механизмам влияния интенсивной конвекции в тропиках на ВСП, не воспроизводимым в использованной модели МСВА.

We used the model of the middle and upper atmosphere (MUAM) to investigate the influence of traveling disturbances in the tropics on the development of sudden stratospheric warming (SSW). The results of simulation indicate that the convective heat sources in the tropical troposphere affect the winter stratospheric circulation, including the SSW. Influence depends on the position of a heat source. This is also indicated the results of the data analysis from archive NCEP/NCAR Reanalysis, however, these results do not support the "wave" hypothesis of influence. It is possible that an important role in the tropic enhanced convection influence on the SSW play the tropospheric circulation mechanisms, which are not reproduced in the MUAM.

Традиционно возникновение внезапных стратосферных потеплений объясняют вертикальным распространением стационарных планетарных волн, приводящим к ослаблению или даже обращению западного потока и разрушению Полярного вихря [Matsuno, 1971; Holton, 1980; McIntyre, 1982]. С другой стороны, ВСП могут быть следствием раскачки и интерференции нормальных атмосферных мод непосредственно в высокоширотной стратосфере, а внешнее возбуждение выполняет хотя и важную, но второстепенную роль [Погорельцев и др., 2014]. На наш взгляд, не меньшее значение имеет связь ВСП с бегущими возмущениями [Кочеткова и др., 2014]. Бегущим возмущениям в стратосфере вообще уделяется меньше внимания, чем стационарным волнам или блокирующим процессам. Это связано со сложностью их анализа. Если судить по фазовым диаграммам, стационарные волны отнюдь не всегда преобладают в верхней тропосфере и стратосфере, чаще всего метеополя на этих высотах представляют собой суперпозицию стационарных и бегущих возмущений [Мордвинов и др., 2009]. Это означает, что бегущие возмущения в верхней тропосфере и стратосфере, по крайней мере, сопоставимы по амплитуде со стационарными волнами.

Наиболее мощным генератором возмущений в тропосфере низких широт является т. н. Madden-Julian Oscillation (MJO) – колебание, обусловленное динамикой крупномасштабной конвекции в тропической атмосфере с периодом 30–60 сут., имеющее вид волны, движущейся на восток со скоростью от 4 до 8 м/с над районами Индийского и Тихого океанов [Madden, Julian, 1972; Zhang, 2005]. В динамике конвективной ячейки MJO выделяют 8 фаз. В фазах 1–3 восходящие движения и положительные аномалии осадков наблюдаются над Индийским океаном, в фазах 4 и 5 – над Индонезией, в фазах 6 и 7 – над

западной частью Тихого океана. В восточной части Тихого океана над холодной подстилающей поверхностью восходящие движения ослабевают, но иногда могут достигать даже Атлантики – это фаза 8 MJO, завершающая полный цикл колебания [Zhang, 2013].

Так как MJO представляет собой энергетически очень мощное явление, для моделирования связанных с ним эффектов, в том числе внезапных стратосферных потеплений, необходимо использование моделей ОЦА, основанных на решении полной системы уравнений гидротермодинамики. Мы использовали для этих целей трехмерную модель средней и верхней атмосферы (МСВА) [Погорельцев, 2007; Pogoreltsev et al., 2007]. МСВА разрабатывалась на основе модели COMMA-LIM (COlogne Model of the Middle Atmosphere – Leipzig Institute for Meteorology) [Fröhlich, 2003], которая представляет собой модификацию оригинальной модели COMMA [Ebel et al., 1995]. Технически МСВА представляет собой трехмерную нелинейную модель общей циркуляции атмосферы в области высот 0–135 км, реализованную на сетке 5.625° по долготе, 5° по широте и на 48 уровнях по высоте (вертикальное разрешение порядка 2.8 км). Основными в модели являются prognostические уравнения для горизонтальных составляющих скорости ветра и температуры, дополненные диагностическими уравнениями неразрывности и гидростатики. Практика использования модели показала, что она хорошо воспроизводит динамику возмущений в средней и верхней атмосфере, распространение и затухание планетарных волн. Применимость модели в тропосфере требует специального исследования, так как в модели отсутствует перенос влаги – фактор, очень важный для тропических процессов.

Задачей моделирования было установление зависимости циркуляции зимней стратосферы (в т. ч. ВСП)

от местоположения источников тепла в тропиках. МЖО была представлена в модели распределенным источником тепла, перемещающимся с периодом 60 сут. (T) с максимальной величиной нагрева на уровне 11 км (z), на широте 0° (x), на долготах 120 или 90 Е. (y). Зональное волновое число (m) было принято равным 5. Выражение, аппроксимирующее бегущий источник тепла, имело вид:

$$R(x, y, t) = A \cdot \sin(xm\pi / 180 - \pi t / T) \times \exp \left\{ -\frac{(x_0 - x)^2}{d_x} - \frac{(y - y_0)^2}{d_y} - \frac{(z - z_0)^2}{d_z} \right\}$$

Были проведены два эксперимента, различающиеся долготой локализации источника тепла (табл. 1). Задание зонального ветра в экваториальной стратосфере соответствовало восточной фазе квазидвух-летнего колебания.

Таблица

Условные обозначения модельных экспериментов с различной локализацией источника тепла

Обозначение эксперимента	Амплитуда (°C/сут)	Долгота с макс нагревом
JM2	0.25	120°
JM3	0.25	90°

Как показывает анализ рис. 1, включение источника тепла в западной части Тихого океана в эксперименте JM2 привело к возрастанию амплитуды стационарной планетарной волны с зональным волновым числом m=1 (СПВ1) в середине февраля, значительно ослаблению западно-восточного переноса и развитию ВСП. Результаты расчетов при смещении источника нагрева западнее – в район восточной части Индийского океана (эксперимент JM3) оказались близкими к результатам эксперимента JM2. Однако есть и отличия. Амплитуда СПВ1 в этом эксперименте увеличивалась дважды: в начале и в середине февраля. В начале февраля произошло значительное ослабление зонального потока, однако ВСП не развилось. В середине февраля развилось достаточно интенсивное ВСП, более мощное, чем в эксперименте JM2. К сожалению, недостаток статистики не позволяет сделать однозначных выводов по данным экспериментов. К тому же ВСП развиваются в модели и без задания дополнительного источника тепла вследствие неустойчивости стратосферного струйного течения. Дополнительные источники нагрева и их локализация вполне могут выполнять не генерирующую, а только модулирующую роль в развитии ВСП, возникающих в результате собственных колебаний стратосферы.

Влияние дополнительных источников тепла в тропиках на динамику зимней стратосферы можно объяснить следующим образом. Как известно, в зимний период в стратосфере вследствие радиационного выхолаживания формируется обширный полярный вихрь, однако над районами северо-востока Азии и над западной частью Тихого океана образуется барический гребень, т. н. алеутский антициклон. Схематично среднеклиматическая грани-

ца полярного вихря в стратосфере показана на рис. 2 оранжевым цветом.

При задании в тропиках источника тепла с максимумом на долготе 120° Е, вследствие распространения двумерных волн Россби в направлении, показанном на рис. 2 зеленой стрелкой, граница полярного вихря может деформироваться, а основной климатический гребень над северо-западной частью Тихого океана ослабевать. ВСП в этом случае должно быть слабым (как в эксперименте JM2). При смещении источника тепла на запад (долгота 90° Е), траектория распространения планетарных волн должна совпасть с положением климатического гребня, усилить неустойчивость стратосферного струйного течения и способствовать возникновению мощных ВСП (как в эксперименте JM3).

Для того, чтобы проверить это предположение были проанализированы в зависимости от фазы МЖО [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_mjo_index/pentad.shtml] особенности распределения высоты геопотенциальной поверхности 10 гПа по данным архива NCEP/NCAR Reanalysis [Kalnay, 1996] в зимний период в северном полушарии за интервал времени с 1978 по 2013 гг. Если наши предположения верны, то, согласно представленной на рис. 2 схеме, фазам МЖО 2–4 (конвективная ячейка над востоком Индийского океана) должен соответствовать гребень над востоком Евразии и более интенсивные потепления, а фазам 6 и 7 (конвективная ячейка над западной частью Тихого океана) – гребень над восточной частью Тихого океана и более слабые ВСП.

Сравнение проводилось следующим образом: из всего исследованного периода были выбраны зимы с хорошо выраженным явлением МЖО. Затем внутри выбранных зимних периодов проводилось разделение на дни с МЖО в фазах от 2 до 4 и на дни с МЖО в фазах 6 и 7. На рис. 3 представлены распределения высоты геопотенциальной поверхности 10 гПа, осредненные отдельно для первого (МЖО в фазах от 2 до 4, левый рисунок) и для второго (МЖО в фазах 6 и 7, правый рисунок) периодов. С целью лучшего выделения внешнего влияния сначала мы пытались выбрать те дни, в которые ВСП находились в начале своего развития, то есть интервалы, в которые мощная внутренняя динамика потепления не является преобладающей. Однако, оказалось проблематичным сделать выборку для второго периода, так как фазам МЖО 6 и 7 в основном соответствовали периоды максимального развития потеплений, либо их завершающие стадии. Поэтому для построения композитов были выбраны периоды максимального развития потеплений. Для композита с фазами МЖО 2–4 были выбраны следующие даты: 04.12.1987, 24.12.1996, 22.01.2002, 16.12.2003, 25.12.2007, 05.02.2008. Для композита с фазами МЖО 6 и 7 выбраны даты: 21.11.1987, 16.02.1988, 14.03.1997, 22.12.2003, 16.02.2004, 20.01.2010.

Анализ распределений на рис. 3 определенно указывает на реальность влияния МЖО на ВСП, однако не вполне подтверждает «волновой» механизм влияния, предложенный по результатам моделирования. Область повышенного давления в обоих слу-

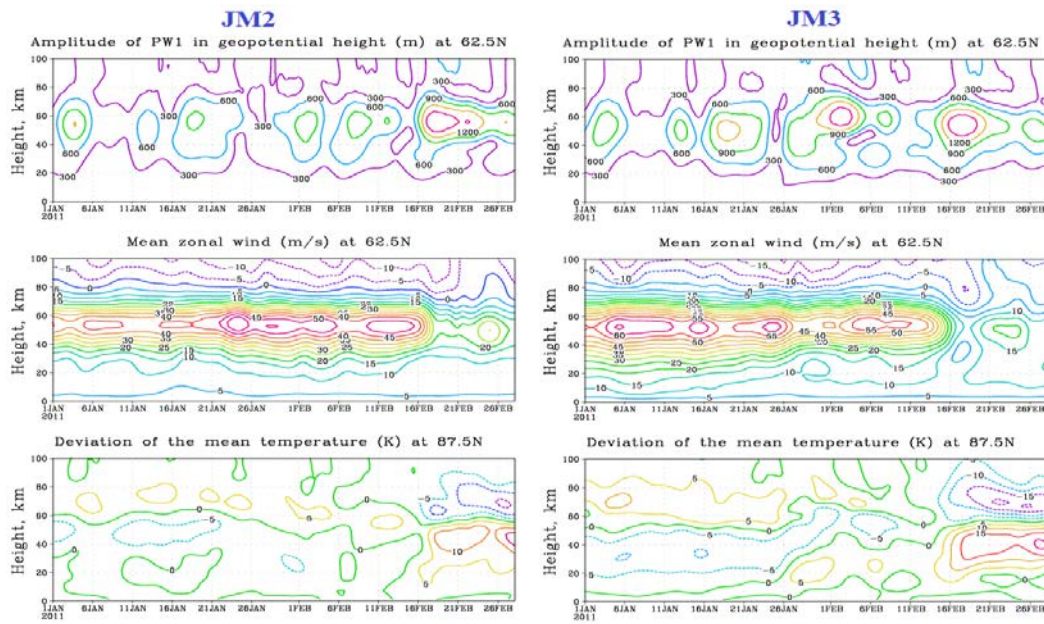


Рис. 1. Вариации амплитуды стационарной планетарной волны с зональным волновым числом $m=1$ (PW1, сверху), зонального ветра (в середине), и температуры воздуха (внизу) при различных вариантах задания источника нагрева.

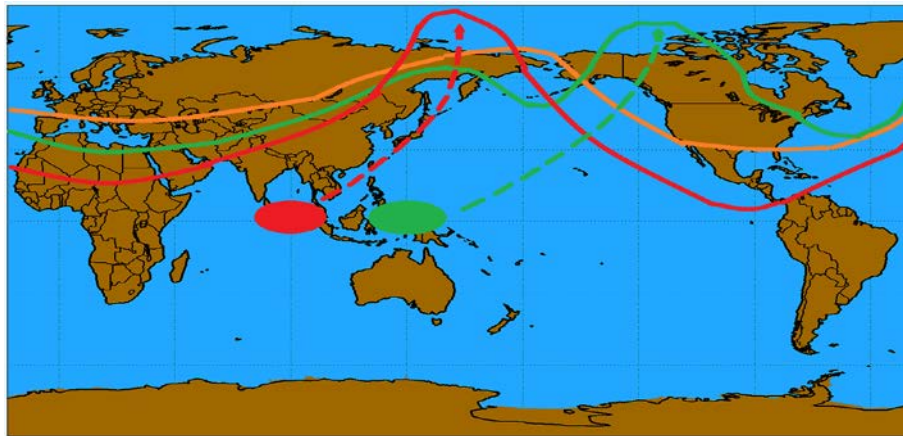


Рис. 2. Схема влияния МЮ на динамику стратосферного полярного вихря и внезапные стратосферные потепления. Оранжевая линия – среднеклиматическая граница стратосферного полярного вихря (ПВ), Зеленая линия – граница ПВ при максимуме источника тепла МЮ на 120° E, Красная линия – граница ПВ при максимуме МЮ на 90° E

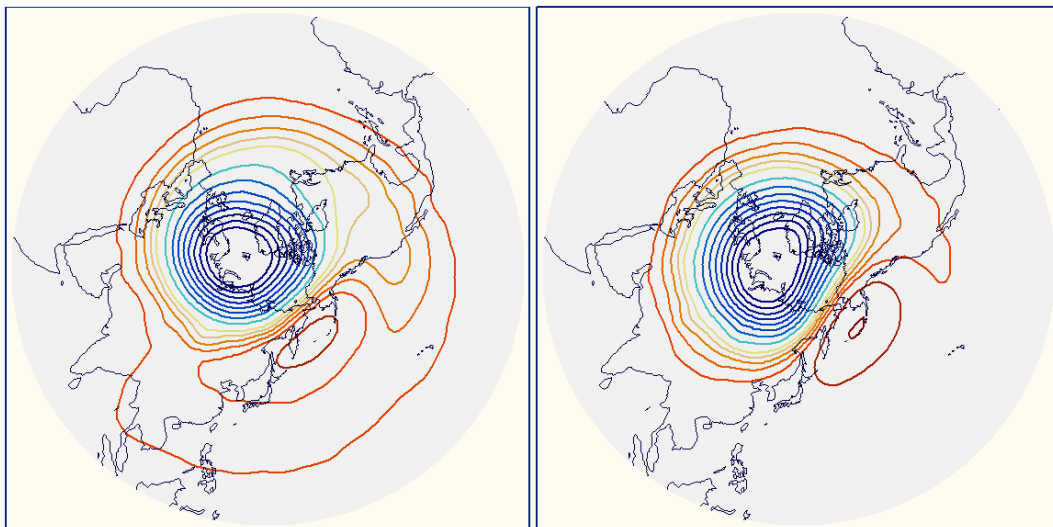


Рис. 3. Распределения высоты геопотенциальной поверхности 10 гПа, осредненные отдельно для периодов с МЮ в фазах от 2 до 4 (слева) и с МЮ в фазах 6 и 7 (справа). Нанесены изолинии 37200, 37300, 37400, 37500, 37600, 37700, 37800, 37900, 38000, 38100, 38200, 38300, 38400, 38500, 38600 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

чаях находится над северными районами Азии, Тихого океана и Северной Америки. В фазах 2–4 изолинии давления вытянуты в направлении на Индийский океан, однако статистически различия между композитами мало значимы, кроме того, конфигурация аномалий сильно отличается от структуры двумерных волн Россби. Визуальный анализ ВСП также не подтверждает полученные в модели результаты о большей интенсивности потеплений при локализации тропического источника тепла в Индийском океане. Видимо, неверно предположение, что переносчиком возмущений являются двумерные волны Россби. Фактически, усиление антициклона в стратосфере происходит тогда, когда в тропической тропосфере развиваются интенсивные восходящие движения. Назовем этот механизм условно «циркуляционным» в отличие от волнового механизма, предполагающего основную роль планетарных волн. Различить эти два механизма по данным наблюдений достаточно сложно. Возможно, несоответствие модельных и экспериментальных результатов обусловлено различиями в продолжительности действия дополнительного источника тепла. В модельных расчетах максимум амплитуды источника был зафиксирован на определенной долготе в течение всего зимнего периода, тогда как в реальности МЖО достаточно быстро бегущее явление с неустойчивой интенсивностью, и в течение зимы смена одной и той же фазы происходит дважды или трижды, либо может отсутствовать вообще. Кроме того, нельзя забывать, что в модели ОЦА отсутствует перенос влаги, играющий весьма важную роль в тропических процессах, особенно процессах конвекции.

Работа выполнена в рамках гранта № НШ-2942.2014.5 Президента РФ государственной поддержки ведущих научных школ РФ, а также при поддержке РФФИ (грант № 14-35-50226) и РНФ (грант № 14-17-00685).

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

Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В. Возбуждение Арктической осцилляции крутильными колебаниями // *Оптика атмосферы и океана*. 2009. Т. 22, № 2. С. 193–200.

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

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

Ebel A., Berger U., Krueger B. C. Numerical simulations with COMMA, a global model of the middle atmosphere // *SIMPO Newsletter*. 1995. V. 12, P. 22–32.

Fröhlich K., Pogoreltsev A., Jacobi Ch. The 48-layer COMMA-LIM model // *Rep. Inst. Meteorol. Univ. Leipzig*. 2003. V. 30. P. 157–185.

Holton J.R. The dynamics of sudden stratospheric warmings // *Ann. Rev. Earth Pl. Sc.* 1980. V. 8. P. 169–190.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77, N 3. P. 437–471.

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

Matsuno T. A dynamical model of the Stratosphere sudden warming // *J. Atmos. Sci.* 1971. V. 28. P. 1479–1494.

McIntyre M.E. How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings // *J. Meteorol. Soc. Jap.* 1982. V. 60, N 1. P. 37–64.

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

Zhang C. Madden-Julian Oscillation // *Rev. Geophys.* 2005. V. 43, iss. 2. RG2003.

Zhang Ch. Madden – Julian Oscillation: Bridging Weather and Climate // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. V. 94, iss. 12. P. 1849–1870.

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_mjo_index/pentad.shtml

¹Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, Россия
²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия