Роль озонового слоя в формировании зимнего струйного течения в средней атмосфере

Б. Г. Шпынев, Д. С. Хабитуев, М. А. Черниговская

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск, 664033, Россия E-mail: shpynev@iszf.irk.ru

В работе рассмотрены физические механизмы, ответственные за создание плоско-слоистых струйных течений в зимней стратосфере, которые переносят энергию и импульс из экваториальной области в полярный регион и обеспечивают глобальную циркуляцию Брюера-Добсона. Показано, что в отличие от традиционного представления о балансе между энергией солнечного ультрафиолетового излучения, поглощаемого озоном в стратосфере в полосе Хартли, и энергией потерь вследствие инфракрасного излучения молекул СО₂, О₃ и H₂O такой баланс в действительности не выполняется. Отмечено, что дисбаланс этих энергий, наблюдаемый в спутниковых экспериментах, может быть объяснён динамическим механизмом, увеличивающим гравитационный потенциал воздуха в тропической стратосфере и формирующим бароклинную неустойчивость «экватор/зимний полюс», которая генерирует струйное течение. Струйные течения переносят энергию и импульс из летней тропической области в зимнюю полярную и обеспечивают нисходящую ветвь глобальной циркуляции Брюера – Добсона. Выделение потенциальной энергии при опускании стратосферного струйного течения составляет ~10¹⁸ Вт/сут, масса воздуха, доставляемого струйным течением в область тропопаузы, оценивается как ~10¹⁴ кг/сут. На основе данных реанализа ECMWF ERA-Interim проведено исследование движения пробных частиц стратосферного воздуха из области генерации избытка гравитационного потенциала на высотах озонового слоя летней тропической стратосферы (40-50 км) до высот зимней тропопаузы, где стратосферный воздух завершает движение, участвуя в циклогенезе. Продолжительность нисходящей части циркуляции Брюера-Добсона в зимней стратосфере/тропосфере составляет в среднем 50-70 дней.

Ключевые слова: циркуляция средней атмосферы, стратосферное струйное течение, энергетический баланс в стратосфере и тропосфере, циркуляция Брюера – Добсона

Одобрена к печати: 11.03.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-247-258

Введение

Изучению энергетического баланса средней атмосферы посвящено большое число исследований последних 35–40 лет, когда стало активно применяться спутниковое зондирование на высотах 10–100 км. Серьёзный импульс этому придала программа Middle Atmosphere Program, стартовавшая в начале 1980-х гг., во время которой были проведены целенаправленные исследования всех аспектов, связанных с химическим составом и динамикой средней атмосферы. Наиболее детально результаты программы были изложены в монографии Г. Брассера и С. Соломона, последняя расширенная версия которой вышла в 2005 г. (Brasseur, Solomon, 2005).

Особый интерес к пониманию физических и химических процессов в средней атмосфере был вызван развитием модели глобальной циркуляции General Circulation Model (GCM) (Richmond et al., 1992). Мощные вычислительные системы позволяют проводить сложные расчёты по моделированию разных атмосферных процессов, поэтому различные версии этой модели активно используются в современных исследованиях средней атмосферы (Cohen et al., 2013; Liu, Roble, 2002; Maute et al., 2015; Pogoreltsev et al., 2007; Yiğit et al., 2008, 2016). Однако модели глобальной циркуляции часто не в состоянии дать самосогласованное решение для описания источника тропосферных планетарных волн, распространяющихся в стратосферу, мезосферу и термосферу, хотя в реальности подобные структуры регулярно наблюдаются в ионосфере (Pogoreltsev et al., 2007). Также попытка описания циркуляции Брюера – Добсона (БД) через взаимодействие планетарных волн и внутренних гравитационных волн (ВГВ) не даёт удовлетворительного результата, который соответствовал бы наблюдаемым параметрам БД-циркуляции (Cohen et al., 2013).

Возможность отойти от чисто волнового подхода при анализе стратосферной динамики предложена в работах (Шпынев и др., 2016; Shpynev et al., 2015), где был проведён детальный анализ структуры стратосферной циркуляции на основе новых возможностей реанализа ECMWF ERA-Interim (Dee et al., 2011). Пространственное разрешение реанализа позволило выявить в структуре зимнего циркумполярного вихря (ЦПВ) плоско-слоистое спиралевидное струйное течение (СТ) с горизонтальными масштабами ~1000 км, которое в зависимости от высоты располагается в широтном поясе 30-70° с. ш. (*рис. 1*). Для высоты стратосферы (20-30 км) средний вертикальный масштаб между слоями составляет 1-3 км, а для высоты мезосферы — 3–5 км. Было показано, что источником СТ является бароклинная неустойчивость потока, возникающая вследствие разницы гравитационного потенциала на поверхности постоянного давления между нагретой тропической стратосферой и зимней стратосферой, находящейся в условиях полярной ночи. Показано, что источник волновых возмущений также находится внутри стратосферы, а не в тропосфере, как это предполагается в моделях глобальной циркуляции. С учётом новых возможностей перед настоящим исследованием была поставлена цель на основе данных реанализа ECMWF ERA-Interim и полученной ранее информации о характеристиках средней атмосферы исследовать ключевые аспекты энергетического баланса и динамики стратосферного региона в рамках модели плоско-слоистого спиралевидного СТ. Мы продолжаем рассматривать свойства зимней циркуляции в северном полушарии, чтобы получить ответ на вопросы, как формируется бароклинная неустойчивость, обеспечивающая перенос воздуха из тропиков в полярную область, и каким образом далее реализуется этот поток, с какими временными и пространственными масштабами. Известно, что эти вопросы неоднократно ставились в научной литературе и остаются актуальными в настоящее время, поскольку тесно связаны с долгосрочным прогнозом метеоявлений и в принципе с взаимосвязями стратосферы и тропосферы (Варгин, Медведева, 2015; Baldwin, Dunkerton, 2001; Kolstad et al., 2010; Labitzke, 1965; Matsuno, 1971; Namias, 1964; Taguchi, 2008; Thompson et al., 2002; Tomassini et al., 2012). Результаты цитируемых работ позволяют выделить несколько особенностей временной и пространственной динамики в системе стратосфера/тропосфера. Во-первых, первоначальные возмущения стратосферной циркуляции («сигнал») возникают в области верхней стратосферы и нижней мезосферы. Во-вторых, первоначальное возмущение на высотах 45-50 км распространяется до высот тропопаузы в течение 15-60 сут. В-третьих, существует некоторый нерегулярный механизм «сброса» стратосферного воздуха в тропосферу.



Рис. 1. Схема типичной стратосферной циркуляции. Общее время циркуляции 30-50 дней

Источники энергии для формирования струйного течения в стратосфере

Традиционно теория стратосферной динамики строится на основе энергетического баланса между поступающей в атмосферу солнечной ультрафиолетовой радиацией и процессами переизлучения этой энергии в инфракрасном диапазоне, или её пространственного переноса. В частности, в работах (Brasseur, Solmon, 2005; Mlynczak et al., 1999) проводился анализ энергетического баланса процессов в средней атмосфере на основе теоретических оценок из уравнения переноса излучения и количественных оценок баланса по данным двух спутниковых миссий NIMBUS-7 в 1978–1979 гг. и UARS в 1991–1993 гг. с использованием данных приборов LIMS (Limb Infrared Monitor of the Stratosphere) (Gille, Russell, 1984) и MLS (Microwave Limb Sounder) (Reber et al., 1993). Авторами были проведены расчёты типичной скорости солнечного нагрева, скорости радиационного охлаждения и их разницы для разных сезонов 1991–1992 гг. Расчёты скорости нагрева и скорости охлаждения средней атмосферы по данным этих измерений показали, что локальный баланс притока и оттока энергии в отдельные сезоны не выполняется. На высотах 40-60 км существует значительный дисбаланс скорости нагрева и охлаждения стратосферы. Скорость нагрева в период солнцестояния может на 25 % превышать скорость потери тепла в виде инфракрасного излучения молекул СО₂, H₂O и O₂. Использованная авторами модель общей циркуляции атмосферы не позволила тем не менее связать этот дисбаланс энергии с каким-либо другим термальным или динамическим процессом, и эти эффекты были отнесены к несовершенству методики измерений.

Однако в рамках подхода, использующего в качестве механизма переноса плоско-слоистое спиралевидное СТ, появляется возможность по-новому взглянуть на результаты проводимых ранее экспериментов и отнести наблюдаемый дисбаланс энергетического обмена к динамическим эффектам СТ. В работах (Шпынев и др., 2016; Shpynev et al., 2015) показано, что структура среднеширотной и полярной стратосферы в зимний период представляет собой сложную спиралеобразную циркуляцию в форме воронки, состоящую из системы плоских, практически горизонтальных СТ, расположенных на 40–60-х широтах (см. *рис. 1*). Эта циркуляция обеспечивает глобальный перенос газа в стратосфере от экватора к полюсам, известный как БД-циркуляция Брюера — Добсона.

В поглощении ультрафиолетовой солнечной радиации на высотах стратосферы и мезосферы основную роль играют молекулы озона и молекулярного кислорода. По данным многих источников, обобщённых в монографии (Brasseur, Solomon, 2005), основная часть ультрафиолетовой (УФ) радиации в полосе Хартли в области длин волн 200–310 нм поглощается озоном на высотах стратосферы с максимумом на высоте ~45 км. Потери энергии, поглощаемой озоном в полосе Хартли, обычно связывают с радиационным охлаждением из-за переизлучения энергии в инфракрасном (ИК) диапазоне молекулами углекислого газа, озона и воды.

В работе (Mlynczak et al., 1999) установлено, что скорость нагрева в тропической стратосфере превышает скорость тепловых потерь молекулами. Это позволяет в развиваемом нами подходе к описанию динамики зимней стратосферы как процесса переноса энергии и массы СТ связать избыточное тепло с параметрами наблюдаемого СТ. Рассмотрим более детально данные расчётов, приведённых в работе (Mlynczak et al., 1999) для зимних месяцев 1991 г., чтобы оценить возможность связать наблюдаемый энергетический дисбаланс с генерацией бароклинной неустойчивости, ответственной за формирование стратосферного СТ. На рис. 2 (см. с. 250), построенном на основании оцифровки графического материала из работы (Mlynczak et al., 1999), представлены высотно-широтные вариации скорости нагрева при поглощении солнечного УФ-излучения озоном и молекулярным кислородом (см. рис. 2а), скорости охлаждения путём ИК-излучения молекулами углекислого газа, озона и воды (см. рис. 26) и дисбаланса этих двух процессов (см. рис. 26). Как видно на рис. 26, в период солнцестояния дисбаланс нагрева и охлаждения в летнем полушарии имеет максимумы на высоте 45–50 км (т.е. там, где расположен максимум озонового слоя) и на высоте ~65 км, где усиливается поглощение молекулами O2. Величина дисбаланса демонстрирует очевидный факт, что летнее полушарие является генератором тепла, а зимнее — стоком тепла. Но в той же работе (Mlynczak et al., 1999) было показано, что в глобальном масштабе баланс тепла также не сохраняется. И на высотах выше ~45 км почти всегда наблюдается превышение скорости нагрева над скоростью охлаждения. Если рассматривать стратосферную циркуляцию в рамках модели плоско-слоистого СТ, то естественно предположить, что наблюдаемая разница между поглощаемой и излучаемой энергией уходит на работу газа по увеличению гравитационного потенциала экваториальной стратосферы. Будем считать, что для потоков воздуха на высотах стратосферы выполняется геострофическое приближение и движение воздуха происходит вдоль поверхности постоянного давления. Также будем полагать, что атмосфера Земли не имеет ограничения для расширения вверх, но по горизонтали (точнее, вдоль поверхности постоянного давления) расширение воздуха ограничено соседними объёмами воздуха, обеспечивающими квазиравновесное состояние среды с постоянной температурой и давлением. Если не учитывать глобальные механизмы переноса тепла, то такая квазиравновесная система при увеличении температуры может расширяться только вверх при нагреве или сжиматься вниз при охлаждении.



Рис. 2. Среднемесячные скорость солнечного нагрева при поглощении УФ-излучения (*a*) и скорость ИК-охлаждения (*б*), их дисбаланс (*в*) для декабря 1991 г.

В каждом локальном высотном интервале Δz , относящемся к заданной поверхности постоянного давления *P*, термодинамические параметры газа можно считать практически постоянными. Оценим объём воздушных масс, который образуется при поглощении озоном ультрафиолетовой радиации и поднимается вверх из объёма, заданного единичной площадью ΔS и интервалом высот Δz . Если считать, что коэффициент объёмного расширения воздуха $\alpha_V = 0,003665$ является постоянным для нейтральной атмосферы, то для объёма $V_0 = \Delta S \cdot \Delta z$ можно записать:

$$\mathrm{d}V = \alpha_V V_0 \cdot \mathrm{d}T. \tag{1}$$

Этот дополнительный объём газа может подниматься над объёмом V_0 вверх на высоту:

$$dz = \frac{dV}{\Delta S} = \frac{\alpha_V V_0 \cdot dT}{2\Delta S}.$$
 (2)

Здесь высота поднятого объёма отнесена к его центру, т.е. к средине поднятого объёма. Полная высота поднятого объёма будет равна 2dz. Масса воздуха, которая поднимается на высоту dz, будет зависеть от плотности воздуха, которая задаётся барометрической формулой:

$$m = \rho \cdot dV = \rho_0 \exp\left(\frac{-z}{H}\right) \alpha_V V_0 \cdot dT.$$
(3)

Поскольку масса не может быть отрицательной, а вариация температуры может принимать отрицательные значения при остывании воздуха, то во избежание противоречия со знаком массы для случая охлаждения и опускания объёма нужно поменять знак в выражении (3). Для положительных d*T* прирост потенциальной энергии поднимаемого воздуха можно выразить в виде:

$$dU = mg \cdot dz = mg \frac{\alpha_V V_0 \cdot dT}{2\Delta S} = g\rho_0 \exp\left(\frac{-z}{H}\right) \frac{(\alpha_V V_0 \cdot dT)^2}{2\Delta S}.$$
(4)

В приведённых формулах *m* — масса газа в поднятом объёме, *g* — ускорение свободного падения, $\rho_0 = 1,225 \text{ кг/m}^3$ — приземная плотность воздуха. Если подставим в выражении (4) вместо d*T* данные для дисбаланса, показанные на *puc. 2в*, то получим распределение потенциальной энергии, выделяемой в сутки каждым кубическим метром стратосферного воздуха. Результат расчёта по формуле (4) показан на *puc. 3*, где потенциальная энергия представлена в расчёте на 1 м³.



Рис. 3. Высотно-широтное распределение среднесуточной потенциальной энергии, выделяемой кубическим метром стратосферного воздуха вследствие поглощения озоном солнечного УФ-излучения

Особенность полученного распределения заключается в том, что летняя тропическая стратосфера в диапазоне высот 40–55 км и в широтном поясе от экватора до ~40° ю.ш. формирует практически однородный источник поднимающихся воздушных масс с мощностью $5-15 \text{ Bt} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{суt}^{-1}$. Грубая оценка энергии, выделяемой на высотах 40–50 км экваториальным стратосферным слоем высотой 1 км, даёт:

$$U_{1 \text{ KM}} \approx 5 \text{ BT} \times 40\ 000\ (\text{KM}) \times 5000\ (\text{KM}) = 10^{18} \text{ BT}.$$
 (5)

Поскольку любое геострофическое течение движется вдоль поверхности постоянного давления, рассматриваемый источник потенциальной энергии порождает на каждом высотном уровне течение от летнего полушария к зимнему.

Оценим теперь потери потенциальной энергии в типичном СТ на уровне давления 10 гПа (~30 км). По данным реанализа ECMWF ERA-Interim были оценены параметры СТ для декабря 1991 г. во время рассматриваемого спутникового эксперимента (Mlynczak et al., 1999). Средняя ширина течения составила $L \cong 1000$ км, средний высотный диапазон между слоями течения $\Delta h \cong 2$ км, средняя скорость течения $v \cong 60$ м/с. За сутки течение проходило дистанцию ~4000 км и полную зональную циркуляцию совершало за 2–4 сут. В среднем течение опускалось за сутки на 0,5–2,0 км. Плотность воздуха на высоте 30 км составляет $\rho = 0,018$ кг/м³. Из этих данных можно оценить среднесуточную потерю потенциальной энергии течением. Через сечение СТ каждую секунду проходит поток:

$$F_{IS} = L\Delta h \cdot v\rho = 10^6 \times 2 \cdot 10^3 \times 60 \times 0,018 = 2,2 \cdot 10^9 \text{ kr/c.}$$
(6)

Полная масса потока за сутки составит:

$$M_{IS} = 1.5 \cdot 10^{14} \text{ kr.}$$
(7)

Потеря потенциальной энергии при опускании течения на 0,5 км/сут будет равна:

$$U_{JS} = M_{JS} g \Delta h \cong 7 \cdot 10^{17} \text{ Br.}$$

$$\tag{8}$$

Удивительно, но даже такие грубые оценки генерации потенциальной энергии и стока её посредством СТ дают сопоставимые по порядку величины значения. Таким образом, наше первоначальное предположение оказывается вполне справедливым, и мы можем рассматривать дисбаланс поглощения и потерь излучения, полученный в работе (Mlynczak et al., 1999), как естественный источник бароклинной неустойчивости «экватор/зимний полюс», создающей СТ. Конечно, нужно учесть, что оценка (5) рассчитывается для слоя высотой 1 км. Вся рассматриваемая экваториальная область стратосферы выделяет больше энергии, чем уносится рассмотренным нами СТ при его опускании в зимнем полярном регионе. Но в наши оценки не включены потери энергии СТ при генерации ВГВ и при непосредственном нагреве полярной стратосферы за счёт турбулентного разрушения ВГВ во время внезапных стратосферных потеплений. Также в оценках не учтено инфракрасное охлаждение в полярном регионе, которое за время движения СТ в стратосфере в течение нескольких недель рассеивает значительную часть энергии. На основе данных реанализа могут быть получены более строгие оценки распределения баланса энергии стратосферной циркуляции, если учесть не только широтные, но и долготные распределения озона, температуру и другие данные, доступные из реанализа. Такие расчёты являются предметом будущих исследований.

Для целей настоящего исследования важно, что источник бароклинной неустойчивости, формирующей стратосферное СТ, имеет чёткий физический смысл и его существование наглядно подтверждается данными спутниковых измерений.

Временные характеристики переноса стратосферного воздуха в период солнцестояния

Попробуем сделать предварительную оценку временных характеристик переноса в средней атмосфере с использованием данных реанализа ECMWF ERA-Interim. Такой анализ был проведён нами на основе трёхмерного поля скоростей и температуры. Базовой идеей для исследования была выбрана концепция пробных точек, которые могут запускаться из разных регионов стратосферы и двигаться далее в трёхмерном поле скоростей, параметры которого обеспечиваются данными реанализа.

В результате анализа разных вариантов движения пробных частиц типичная схема циркуляции в стратосфере зимнего полушария состоит из нескольких этапов. В экваториальной стратосфере пробная частица движется на запад, что соответствует медленному и регулярному подъёму стратосферного газа при нагреве вследствие поглощения солнечного УФ-излучения озоном. Далее, чаще всего над океанами, частица попадает под действие СТ и «стекает» по спиральной траектории в полярную область до высот ~20 км вблизи Российского или Канадского Севера, т.е. обязательно над холодной сушей.

На *рис. 4a* (см. с. 253) показан пример траектории пробной частицы, запущенной в тропических широтах на высоте 50 км. Точками на траектории показаны моменты 00:00 UT в каждый из дней. Частицы, запущенные с высот стратопаузы (~50 км), формируют в широтном секторе 70–90° с. ш. область вертикально опускающихся потоков с малой зональной компонентой скорости. Одновременно потоки, приходящие с высот 40–45 км, до высот ~18–20 км образуют выраженный циркумполярный вихрь, который полностью сосредоточен к северу от ~50° с. ш. параллели (*рис. 4б*). Вихрь в данном случае удерживает внутренний малоподвижный воздух от перетекания в сторону экватора. Весь путь прохождения частицы с уровня стратопаузы ~50 км до высоты ~20 км занимает от 30 до 50 сут.



Рис. 4. Траектория движения пробной частицы в потоке струйного течения по данным реанализа EC-MWF ERA-Interim (*a*). Точками отмечено время 00:00 UT каждых суток. Частица начинает движение на высоте 50 км и достигает высоты 24 км через 30–40 дней. Вид стратосферной циркуляции на высоте 19,5 км (*б*)

Ниже высоты ~20 км в динамике ЦПВ, по мнению авторов, может проявляться неустойчивость, которая связана с зависимостью параметров СТ от фазы солнечно-лунного гравитационного прилива. В работе (Shpynev et al., 2015) было показано, что в период сизигии (т. е. астрономического соединения или противостояния Солнца и Луны) гравитационный прилив может препятствовать циркуляции Брюера – Добсона и даже поднимать стратосферный воздух из полярного региона. В период квадратуры светил приливное воздействие деформирует ЦПВ и на высотах ниже ~17 км приводит к разделению циркуляции на два вихря, а на высотах ~12 км циркуляция разделяется на насколько потоков, которые смещаются к экватору до широты ~30° с. ш. (см. схему *puc. 1*). Пример такой циркуляции приведён на *puc. 5*.



Рис. 5. Циркуляция стратосферного воздуха в нижней зимней стратосфере (*a*); период сизигии (Солнце и Луна в оппозиции), циркуляция вытягивается в зональном направлении. Солнце и Луна в квадратуре, циркуляция разделяется на несколько течений, сбрасывающих воздух в тропосферные циклоны (*б*). Координаты светил нанесены символами Sun and Moon

В период сизигии (Солнце и Луна в оппозиции) циркуляция вытягивается в зональном направлении (см. *рис. 5a*). При квадратуре Солнца и Луны (см. *рис. 5b*) циркуляция разделяется на несколько течений, переносящих стратосферный воздух в тропосферные циклоны. Завершающим этапом зимней стратосферной циркуляции является «сброс» холодного стратосферного воздуха из этих течений на высотах тропопаузы вовнутрь или в тыл уходящих тропосферных циклонов. Местом «сброса» обычно являются границы холодной суши и тёплых океанов. Финальные конфигурации циркуляции вблизи тропопаузы хорошо видны на *рис. 5b*, где области резкого окончания локальных течений как раз и указывают на места, где происходит «сброс» стратосферного воздуха в тропосферу.

Рисунок 6 показывает два случая стока воздуха для января — февраля 2013 г.: внутри интервала стратосферных высот (см. *рис. 6a*) и с высот нижней стратосферы в зимние тропосферные циклоны над Северной Канадой (см. *рис. 6б*). Из *рис. 6б* также можно увидеть, что в процесс стока включается стратосферный воздух даже из экваториальной области.



Рис. 6. Примеры траекторий движения пробной частицы со стратосферной высоты на тропосферную: *а* — для декабря — января 2008 г.; *б* — для января — февраля 2013 г. Точками отмечено время 00:00 UT каждых суток

Полное время циркуляции стратосферного воздуха из области подъёма на высотах озонового слоя до области циклогенеза в зимней тропосфере составляет в среднем 50–70 сут.

Выводы

Суммируя результаты проведённого в настоящей работе исследования свойств зимней циркуляции в северном полушарии, можно сделать следующие выводы.

Локализован основной источник динамики средней атмосферы, обусловленный поглощением солнечного УФ-излучения озоном на высотах 40–50 км и обеспечивающий постоянную генерацию потока энергии и массы из тропической стратосферы с мощностью 5–15 Вт·м⁻³·сут⁻¹. Суммарная потенциальная энергия, ежедневно выделяемая на высотах озонового слоя летней тропической стратосферы (40–50 км), имеет порядок величины ~ 10^{18} – 10^{19} Вт/сут. Стратосферное СТ переносит в нижнюю стратосферу и тропосферу поток с мощностью ~ 10^{18} Вт/сут. Масса воздуха, доставляемого СТ в область тропопаузы, оценивается как ~ 10^{14} кг/сут. До высот 18-20 км стратосферное СТ существует как единый вихрь, сосредоточенный севернее ~50° с. ш. Ниже этого уровня ЦПВ разделяется на несколько вихрей, которые осуществляют сток воздуха стратосферной циркуляции до высот 6–8 км, где формируются зимние тропосферные циклоны. Далее, юго-восточное направление движения циклонов и югозападное направление движения ультраполярных вторжений замыкают глобальную циркуляцию Брюера – Добсона. Воздушные массы возвращаются в тропическую тропосферу, где процесс подъёма, сначала в тропосфере, а затем в стратосфере, повторяется.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 18-17-00042. Методы программной обработки данных получены в рамках базового финансирования программы ФНИ II.16.1.2.

Литература

- 1. Варгин П. Н., Медведева И. В. Исследование температурного и динамического режимов внетропической атмосферы северного полушария в период внезапного стратосферного потепления зимой 2012–2013 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 1. С. 20–38. DOI: 10.7868/S0002351514060170.
- 2. Шпынев Б. Г., Черниговская М. А., Хабитуев Д. С. Спектральные характеристики атмосферных волн, генерируемых зимним стратосферным струйным течением северного полушария // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 120–131. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-120-131.
- 3. *Baldwin M. P., Dunkerton T.J.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // Science. 2001. V. 294. P. 581–584.
- 4. Brasseur G., Solomon S. Aeronomy of the Middle Atmosphere. Dordrecht: Springer, 2005. 644 p.
- Cohen N. Y., Gerber E. P., Bühler O. Compensation between resolved and unresolved wave driving in the stratosphere: Implications for downward control // J. Atmospheric Sciences. 2013. V. 70. No. 12. P. 3780–3798.
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597. DOI: 10.1002/qj.828.
- 7. *Gille J. C., Russell J. M. III* The limb infrared monitor of the stratosphere: Experiment description, performance, and results // J. Geophysical Research. 1984. V. 89. P. 5125–5140.
- Kolstad E., Breiteig T., Scaife A. The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2010. V. 136. P. 886–893.
- 9. *Labitzke K.* On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter // J. Applied Meteorology and Climatology. 1965. V. 4. P. 91–99.
- Liu H.-L., Roble R. G. A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3 // J. Geophysical Research. 2002. V. 107. No. D23. P. 4695. DOI: 10.1029/2001JD001533.
- Matsuno T. A dynamic model of the stratospheric sudden warming // J. Atmospheric Sciences. 1971. V. 28. P. 1479–1494. DOI: 10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2.
- 12. *Maute A., Hagan M. E., Yudin V., Liu H., Yizengaw E.* Causes of the longitudinal differences in the equatorial vertical E × B drift during the 2013 SSW period as simulated by the TIME-GCM // J. Geophysical Research Space Physics. 2015. P. 1–20. DOI: 10.1002/2015JA021126.
- Mlynczak M. G., Mertens C. J., Garcia R. R., Portman R. W. A detailed evaluation of the stratospheric heat budget, 2. Global radiation balance and diabatic circulations // J. Geophysical Research. 1999. V. 104. P. 6039–6066.
- Namias J. Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958–1960 // Tellus. 1964. V. 16. P. 394–407.

- Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., Jacobi Ch. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69. P. 2083–2101. DOI: 10.1016/j. jastp.2007.05.014.
- 16. *Reber C. A., Trevathan C. E., McNeal R. J., Luther M. R.* The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) mission // J. Geophysical Research. 1993. V. 98. P. 10643–10647.
- 17. *Richmond A. D., Ridley E. C., Roble R. G.* A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics // Geophysical Research Letters. 1992. V. 6. P. 601–604.
- Shpynev B. G., Churilov S. M., Chernigovskaya M.A. Generation of waves by jet stream instabilities in winter polar stratosphere/mesosphere // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2015. V. 136. P. 201–215. DOI: 10.1016/j.jastp.2015.07.005.
- 19. *Taguchi M*. Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events? // J. Atmospheric Sciences. 2008. V. 65. No. 4. P. 1442–1454.
- 20. *Thompson D. W.J., Baldwin M. P., Wallace J. M.* Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for predictions // J. Climate. 2002. V. 15. P. 1421–1428.
- 21. *Tomassini L., Gerber E. P., Baldwin M. P., Bunzel F., Giorgetta M.* The role of stratosphere troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe // J. Advances in Modeling Earth Systems. 2012. V. 4. M00A03. DOI: 10.1029/2012MS000177.
- 22. *Yiğit E., Aylward A. D., Medvedev A. S.* Parameterization of the effects of vertically propagating gravity waves for thermosphere general circulation models: Sensitivity study // J. Geophysical Research. 2008. V. 113. D19106. DOI: 10.1029/2008JD010135.
- 23. *Yiğit E., Knížova P.K., Georgieva K., Ward W.* A review of vertical coupling in the Atmosphere–Ionosphere system: Effects of waves, sudden stratospheric warmings, space weather, and of solar activity // J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2016. V. 141. P. 1–12. DOI: 10.1016/j.jastp.2016.02.011.

The role of ozone layer in the formation of winter jet stream in the middle atmosphere

B. G. Shpynev, D. S. Khabituev, M. A. Chernigovskaya

Institute of Solar-Terrestrial Physics SB RAS, Irkutsk 664033, Russia E-mail: shpynev@iszf.irk.ru

We consider physical mechanisms responsible for forming plain-layered jet-streams in the winter stratosphere. The jet-streams transport energy and pulse from the equatorial region into the polar region and provide the Brewer-Dobson global circulation. Unlike the conventional notion about the balance between the energy of the solar UV radiation energy absorbed by the stratospheric ozone within the Hartley band and the energy of loss due to the infrared emission from CO_2 , O_3 , and H_2O molecules, such a balance is shown not to persist. The bias of these energies observed in satellite experiments has a well-defined physical explanation in the form of the dynamic mechanism increasing the air gravity potential in the tropical stratosphere and forming equator/winter pole baroclinic instability, which generates the jet stream. Jet streams transport energy and pulse from equatorial to polar region and facilitate the descending part of the Brewer-Dobson global circulation. The potential energy release, when the stratospheric jet-stream lowers, is ~10¹⁸ W/day, the air mass transported by the jet-stream to the tropopause region is estimated as being ~10¹⁴ kg/day. Based on the ECMWF ERA-Interim reanalysis data, we analyzed the motion of the stratospheric air sample particle from the region of gravity potential abundance generation at the summer ozone layer altitudes (40–50 km) to the winter tropopause altitudes, where the stratospheric air ends its motion, thus participating in the cyclogenesis. Duration of the descending part of the Brewer-Dobson circulation in the winter stratosphere/troposphere averages 50–70 days.

Keywords: middle atmosphere circulation, stratospheric jet-stream, energy balance in the stratosphere and troposphere, Brewer – Dobson circulation

Accepted: 11.03.2019 DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-247-258

References

- 1. Vargin P. N., Medvedeva I. V., Temperature and Dynamical Regimes of the Northern Hemisphere Extratropical Atmosphere during Sudden Stratospheric Warming in Winter 2012–2013, *Izvestiya*. *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2015, Vol. 51, No. 1, pp. 12–29, DOI: 10.1134/S0001433814060176.
- Shpynev B. G., Chernigovskaya M. A., Khabituev D. S., Spektral'nye kharakteristiki atmosfernykh voln, generiruemykh zimnim stratosfernym struinym techeniem severnogo polushariya (Spectral characteristics of atmospheric waves generated by winter stratospheric jet stream in the Northern Hemisphere), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2016, Vol. 13, No. 2, pp. 120–131, DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-120-131.
- 3. Baldwin M. P., Dunkerton T. J., Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 2001, Vol. 294, pp. 581–584.
- 4. Brasseur G., Solomon S., Aeronomy of the Middle Atmosphere, Dordrecht: Springer, 2005, 644 p.
- 5. Cohen N.Y., Gerber E.P., Bühler O., Compensation between resolved and unresolved wave driving in the stratosphere: Implications for downward control, *J. Atmospheric Sciences*, 2013, Vol. 70, No. 12, pp. 3780–3798.
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F., The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2011, Vol. 137, pp. 553–597, DOI: 10.1002/qj.828.
- 7. Gille J. C., Russell J. M. III, The limb infrared monitor of the stratosphere: Experiment description, performance, and results, *J. Geophysical Research*, 1984, Vol. 89, pp. 5125–5140.
- Kolstad E., Breiteig T., Scaife A., The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2010, Vol. 136, pp. 886–893.
- 9. Labitzke K., On the Mutual Relation between Stratosphere and Troposphere during Periods of Stratospheric Warmings in Winter, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 1965, Vol. 4, pp. 91–99.
- Liu H.-L., Roble R.G., A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3, *J. Geophysical Research*, 2002, Vol. 107, No. D23, 4695, DOI: 10.1029/2001JD001533.
- 11. Matsuno T., A dynamic model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmospheric Sciences*, 1971, Vol. 28, pp. 1479–1494, DOI: 10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2.
- 12. Maute A., Hagan M. E., Yudin V., Liu H., Yizengaw E., Causes of the longitudinal differences in the equatorial vertical E × B drift during the 2013 SSW period as simulated by the TIME-GCM, *J. Geophysical Research Space Physics*, 2015, pp. 1–20, DOI: 10.1002/2015JA021126.
- 13. Mlynczak M. G., Mertens C. J., Garcia R. R., Portman R. W., A detailed evaluation of the stratospheric heat budget, 2. Global radiation balance and diabatic circulations, *J. Geophysical Research*, 1999, Vol. 104, pp. 6039–6066.
- 14. Namias J., Seasonal persistence and recurrence of European blocking during 1958–1960, *Tellus*, 1964, Vol. 16, pp. 394–407.
- 15. Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., Jacobi Ch., Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2007, Vol. 69, pp. 2083–2101, DOI: 10.1016/j. jastp.2007.05.014.
- 16. Reber C.A., Trevathan C.E., McNeal R.J., Luther M.R., The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) mission, *J. Geophysical Research*, 1993, Vol. 98, pp. 10643–10647.
- 17. Richmond A. D., Ridley E. C., Roble R. G., A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics, *Geophysical Research Letters*, 1992, Vol. 6, pp. 601–604.
- Shpynev B. G., Churilov S. M., Chernigovskaya M. A., Generation of waves by jet stream instabilities in winter polar stratosphere/mesosphere, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2015, Vol. 136, pp. 201– 215, DOI: 10.1016/j.jastp.2015.07.005.
- 19. Taguchi M., Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events? *J. Atmospheric Sciences*, 2008, Vol. 65, No. 4, pp. 1442–1454.
- 20. Thompson D. W. J., Baldwin M. P., Wallace J. M., Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for predictions, *J. Climate*, 2002, Vol. 15, pp. 1421–1428.

- 21. Tomassini L., Gerber E. P., Baldwin M. P., Bunzel F., Giorgetta M., The role of stratosphere troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe, *J. Advances in Modeling Earth Systems*, 2012, Vol. 4, M00A03, DOI: 10.1029/2012MS000177.
- 22. Yiğit E., Aylward A.D., Medvedev A.S., Parameterization of the effects of vertically propagating gravity waves for thermosphere general circulation models: Sensitivity study, *J. Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, D19106, DOI: 10.1029/2008JD010135.
- 23. Yiğit E., Knížova P.K., Georgieva K., Ward W., A review of vertical coupling in the Atmosphere–Ionosphere system: Effects of waves, sudden stratospheric warmings, space weather, and of solar activity, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2016, Vol. 141, pp. 1–12, DOI: 10.1016/j.jastp.2016.02.011.