

УДК 551.513

## Математическое моделирование реакции циркуляции Гадлея и стратификации внетропической тропосферы на изменения климата с помощью спектральной модели общей циркуляции атмосферы

И.В. Боровко<sup>1</sup>, В.Н. Крупчатников<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup>Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук, просп. Акад. М.А. Лаврентьева, 6, Новосибирск, 630090

<sup>2</sup>Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, ул. Советская, 30, Новосибирск, 630099

<sup>3</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем Сибирского отделения Российской академии наук, просп. Академический, 10/3, Томск, 634055

E-mails: irina@ommfao1.sccc.ru, irina.borovko@yandex.ru (Боровко И.В.), vkрупчатников@yandex.ru (Крупчатников В.Н.)

**Боровко И.В., Крупчатников В.Н.** Математическое моделирование реакции циркуляции Гадлея и стратификации внетропической тропосферы на изменения климата с помощью спектральной модели общей циркуляции атмосферы // Сиб. журн. вычисл. математики / РАН. Сиб. отд-ние. — Новосибирск, 2015. — Т. 18, № 1. — С. 27–40.

В данной работе с помощью спектральной модели исследуется реакция циркуляции атмосферы на изменения климата. Показано, что при уменьшении меридионального градиента температуры происходит ослабление циркуляции Гадлея и движение ее границ к полюсам. Исследуется динамика высоты тропосферы в зависимости от температуры радиационного равновесия атмосферы. Показано, что при усилении выхолаживания в стратосфере происходит изменение термической стратификации в верхней тропосфере, где стратификация определяется радиационными процессами и бароклиной турбулентностью. Уровень, на котором происходит смена режимов термической стратификации,  $\sigma \approx 550$  мбар. Результаты экспериментов показывают, что изменения наклона изоэнтропических поверхностей в нижней тропосфере при усилении стратосферного полярного вихря в стратосфере согласуются с теоретическими оценками.

**Ключевые слова:** ячейка Гадлея, стратификация атмосферы, климатические изменения.

**Borovko I.V., Krupchatnikov V.N.** Simulation of the response of the Hadley cell and extratropical troposphere stratification on the climate changes using a general atmosphere circulation of medium complexity // Siberian J. Num. Math. / Sib. Branch of Russ. Acad. of Sci. — Novosibirsk, 2015. — Vol. 18, № 1. — P. 27–40.

In this paper, the response of the general atmosphere circulation to the climate changes is simulated with use of a medium complexity model. It is shown that with a temperature gradient decrease, the Hadley circulation weakens and its boundary moves to the poles. The troposphere height dynamics depending on atmosphere temperature is investigated. A relation between characteristics determining the atmosphere baroclinic instability is obtained.

**Key words:** Hadley cell, atmosphere stratification, climate changes.

## 1. Введение

Математическое моделирование динамики климата остается единственным методом прогноза возможных будущих изменений климатической системы Земли и, в частности, общей циркуляции атмосферы (напр., [1, 2]). Для этого используются численные модели динамики атмосферы, которые должны обладать дискретными аналогами законов сохранения непрерывной модели. В настоящее время мы располагаем разнообразными методами построения численных схем, обладающих указанными свойствами (см., напр., [3–8]). Одним из таких методов, часто используемых в настоящее время для построения численных моделей общей циркуляции атмосферы, является спектрально-сеточный метод (см., напр., [4, 9]). В данной работе для проведения численных экспериментов по моделированию динамики атмосферы используется спектральная модель общей циркуляции атмосферы с вертикальной конечно-разностной схемой, обладающая законами сохранения.

Глобальные изменения климата, происходящие в настоящее время, характеризуются потеплением в верхней тропосфере тропических широт, а также в приземном слое высоких широт. В целом, средняя температура по Земле с середины девятнадцатого века поднялась на  $0.7^\circ\text{C}$ . В тропиках основной циркуляционной структурой является ячейка Гадлея (ЯГ), в которой атмосферные массы переносятся к полюсам в верхней тропосфере и обратно пассатами у поверхности Земли. В системе общей циркуляции атмосферы (ОЦА) тропическая циркуляция играет ключевую роль в формировании климата Земли, перенося энергию и угловой момент по направлению к полюсу. Расположение крупномасштабных засушливых субтропических зон и основных субтропических пустынь Земного шара в значительной степени формируется нисходящими ветвями ЯГ. Таким образом, понимание того, как структура и интенсивность ЯГ и связанная с этим динамика засушливых субтропических зон могут меняться в условиях глобального потепления, представляет теоретический и прикладной интерес. Детальная структура реакции ЯГ на глобальные изменения является весьма сложной, поскольку ЯГ находится под влиянием многих факторов, включая источники нагревания в тропиках, устойчивость в атмосфере, внетропическую вихревую динамику и влажность в атмосфере. Данные реанализа атмосферы указывают на интенсификацию циркуляции Гадлея во второй половине 20-го столетия [10]. Однако это не обнаруживается ни в данных радиозондирования, ни в большинстве совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана, ни в моделях общей циркуляции атмосферы [10, 11]. Простые физические соображения (напр., [12]) показывают, что при глобальном потеплении будет происходить замедление тропической циркуляции. Такое замедление показывают модели общей циркуляции [13], также оно обнаруживается при анализе данных наблюдений циркуляции Уокера [14, 15]. Однако неизвестно, проектируется ли это и на среднезональную компоненту тропической циркуляции. При этом анализ спутниковых наблюдений указывает на то, что границы ЯГ продвинулись по направлению к полюсу за последние 27 лет [16]. Вопрос, является ли это частью реакции на глобальное потепление, остается нерешенным, и требуется дополнительное исследование. Исследователи выделяют несколько возможных причин движения ЯГ к полюсам: это глобальное потепление, стратосферное выхолаживание, изменение температуры океанов и изменение фазовой скорости бароклинных вихрей [17]. Влияние циркуляции стратосферы на тропосферу подтверждается как данными наблюдений, так и результатами численных экспериментов [18–21]. Показано, что выхолаживание полярной стратосферы и соответствующее усиление полярного вихря приводят к усилению субтропического тропосферного ветра. Максимальный сдвиг ЯГ к полюсу, связанный со стратосферным выхолаживанием, приходится на весенний период и

значительно больше выражен в южном полушарии. Несмотря на это, в моделях, учитывающих разрушение озона в стратосфере, сдвиг границ ЯГ к полюсу менее выражен. В работе [22] установлено, что ширина ячейки Гадлея определяется широтой, на которой режим конвективной неустойчивости сменяется режимом бароклинной неустойчивости. При глобальном потеплении происходит увеличение статической устойчивости и высоты тропопаузы и, соответственно, область бароклинности (шторм-треков) сдвигается к северу. Эти сдвиги могут оказать значительное влияние на региональные энергетические и гидрологические циклы.

В данной работе мы рассмотрим особенности динамики ЯГ и тропопаузы при изменении климата. Тропопауза является слоем, отделяющим тропосферу от стратосферы, и изменения ее высоты являются результатом сложного взаимодействия и баланса динамических, радиационных и химических процессов в атмосфере. Этот слой и области в верхней тропосфере и нижней стратосфере, непосредственно примыкающие к нему (этот переходный слой принято обозначать UTLS (upper troposphere/lower stratosphere)), играют важную роль в исследовании климата и атмосферной химии. Например, тропопауза является ключевым звеном в обмене водяным паром и озоном между тропосферой и стратосферой.

Как следует из данных наблюдений, расширение зоны тропиков сопровождается глобальным увеличением высоты тропопаузы и положительным трендом бароклинности в UTLS. На высоту тропопаузы оказывают существенное влияние процессы в стратосфере, а деградация озона ( $O_3$ ) является одним из основных факторов, оказывающих влияние на ее тренд. Кроме того, изменения радиационного форсинга и взаимодействие волн и среднего потока в стратосфере приводит к изменению распределения среднезонального потенциального вихря, влияющего на структуру тропопаузы.

## 2. Стратификация тропосферы и наклон изоэнтропических поверхностей

Одна из самых существенных особенностей термической структуры тропосферы — стабильность наклона изоэнтропических поверхностей во внетропических широтах [23, 24]. Хотя градиенты потенциальной температуры (горизонтальный и вертикальный) меняются значительно от зимы к лету, их отношение (наклон изоэнтропических поверхностей (изоэнтроп)) остается примерно постоянным на фоне годового цикла. В обоих полушариях нормализованный наклон изоэнтроп имеет порядок 1:

$$\xi = \frac{\delta_y}{\delta_z} \sim O(1), \quad (1)$$

где  $\delta_y = |L_y \partial_y \theta|$ ,  $\delta_z = |H_T \partial_z \theta|$  — характерные меридиональный и вертикальный градиенты температуры, умноженные на масштабные коэффициенты,  $L_y \sim a$  — радиус Земли и  $H_T$  — высота тропопаузы.

Соотношение (1) означает, что разности потенциальных температур между субтропиками и полюсом и между поверхностью и тропопаузой сопоставимы.

В теории бароклинной неустойчивости для двухслойной квазигеострофической модели несжимаемой жидкости параметр  $\xi$  определяет критерий устойчивости, его значение  $\xi = 1$  является критическим для бароклинной неустойчивости.

Термическая стратификация атмосферы и параметр статической устойчивости определяются соотношениями баланса различных видов потоков энергии. В первом приближении считаются незначимыми все процессы, кроме радиационных и конвективных, од-

нако стратификация реальной внетропической атмосферы значительно отличается от определяемой радиационно-конвективным равновесием, главным образом, из-за бароклинных нестационарных вихрей. Динамические условия, вытекающие из (1), имеют значение для двух фундаментальных масштабов квазигеострофической турбулентности, радиуса Россби  $L_R = (NH_T)/f$  ( $H_T$  — высота тропопаузы,  $N$  — частота Брента–Вяйсяля) и масштаба Райнса  $L_\beta = (U'/\beta)^{1/2}$  ( $U'$  — масштаб турбулентной скорости). На масштабе радиуса Россби происходит преобразование бароклиновой энергии в баротропную, которая вовлекается в процесс обратного каскада (к большим масштабам) энергии вплоть до масштаба Райнса (если пренебречь трением), где турбулентный каскад останавливается. На масштабе Райнса энергия направлена на образование струйных течений и волн Россби.

Чтобы выразить масштаб Райнса в терминах величин среднего потока, предположим, что масштаб турбулентной скорости связан с масштабом скорости среднего потока соотношением

$$U' = \left(\frac{L_\beta}{L_R}\right)^r U,$$

где отношение  $(L_\beta/L_R)$  является мерой нелинейности потока, а  $r$  — показатель скейлинга. Тогда можно получить приближенную оценку из (1):

$$\left(\frac{L_\beta}{L_R}\right) = \left| \frac{f \partial_y \bar{\theta}}{\beta(\bar{\theta}_T - \bar{\theta}_S)} \right|^{1/(2-r)}.$$

В работе [24] этот параметр считался равным 1.

Анализ, который применяется в этой работе для оценки чувствительности наклона изоэнтропических поверхностей в средних широтах в полной модели динамики атмосферы, строго говоря, применим для двухслойной модели квазигеострофической турбулентности [24], поэтому выводы будут носить в большей степени качественный характер, чем количественный.

Меридиональный и вертикальный потоки потенциальной температуры связаны следующим соотношением:

$$\overline{v'\theta'}\delta_y = \overline{w'\theta'}\delta_z. \quad (2)$$

В предположении о диффузионном характере турбулентных потоков в [24] были получены некоторые соотношения, описывающие бароклинные турбулентные потоки в горизонтально однородной двухслойной модели динамики жидкости на  $\beta$ -плоскости:

$$\varepsilon = \frac{D}{\tau^2},$$

где  $D$  — коэффициент диффузии,  $\varepsilon$  — скорость переноса вихревой кинетической энергии по спектру,  $\tau$  — характерное время:  $\tau = (NH_T)/(fU)$ ,  $N = \left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}\right)^{1/2}$ .

Первый из постулатов теории бароклиновых потоков вихрей вытекает из предположения, что бароклинные вихри порождаются обратным каскадом энергии, которому препятствует  $\beta$ -эффект [25]. Из этого предположения вытекает соотношение между вихревыми масштабами длины и скорости и  $\varepsilon$  через обратный каскад на единицу массы. Используя масштабы длины и скорости, можно оценить коэффициент диффузии по формуле

$$D \cong \beta^{-4/5} \varepsilon^{3/5}. \quad (3)$$

Из соотношения (3) и  $D \cong 1/(\beta^2 \tau^3)$  вытекает выражение для коэффициента диффузии:

$$D \cong (\delta_y)^3 (\delta_z)^{-3/2}.$$

Из (2) следует выражение для вертикального потока потенциальной температуры

$$(w'\theta') \cong (\delta_y)^5 (\delta_z)^{-5/2}.$$

В предположении, что  $(w'\theta') \cong (\partial\bar{\theta}/\partial z)$ , получаем

$$(\delta_z) \cong (\delta_y)^{10/7}. \quad (4)$$

Таким образом, в условиях бароклининой турбулентности статическая устойчивость в тропосфере и наклон изоэнтропических поверхностей определяются горизонтальным градиентом потенциальной температуры. Соотношение (4) подтверждается численным экспериментом, описанным в п. 4.

### 3. Стратификация тропосферы и динамика тропопаузы

Тропопауза отделяет тропосферу, в которой наблюдается низкое значение параметра статической устойчивости, от устойчиво стратифицированной стратосферы. Кроме параметра статической устойчивости, многие другие характеристики воздушных масс в стратосфере значительно отличаются от тропосферных, например влажность и концентрация озона. Подробное описание климатологии тропической тропопаузы впервые было дано в работе [26].

Один из способов определения тропопаузы (так называемой термической тропопаузы) основан на том, что стратосфера значительно более устойчиво стратифицирована, чем тропосфера. Согласно ВМО [27], термическая тропопауза определяется как уровень, на котором вертикальный градиент температуры падает до 2 К/км или меньше и остается таким на всех более высоких уровнях в пределах 2-х километрового слоя. Последнее условие необходимо, чтобы исключить ложное определение тропопаузы из-за возможного существования инверсии. В этом случае высота тропопаузы определяется следующим образом. Сначала вычисляется градиент температуры по формуле

$$\Gamma(p) = -\frac{T}{\partial z} = -\frac{\partial T}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial p^\kappa} \cdot \frac{\partial p^\kappa}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial p^\kappa} \cdot \frac{p^\kappa}{T} \cdot \frac{\kappa g}{R},$$

где  $T$  — температура,  $p$  — давление,  $z$  — высота,  $\kappa = R/c_p$ ,  $R$  — газовая постоянная сухого воздуха,  $c_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Пусть даны значения температуры  $T_1, T_2, \dots, T_i, \dots, T_n$  на уровнях  $p_1, p_2, \dots, p_i, \dots, p_n$ .

Вычисляем градиент температуры на промежуточных уровнях, предполагая, что  $T$  меняется линейно по  $p^\kappa$ :

$$p_{i+1/2}^\kappa = \frac{p_i^\kappa + p_{i+1}^\kappa}{2},$$

$$\Gamma_{i+1/2} = \frac{(T_{i+1} - T_i)}{(p_{i+1}^\kappa - p_i^\kappa)} \cdot \frac{(p_i^\kappa + p_{i+1}^\kappa)}{(T_i + T_{i+1})} \cdot \frac{\kappa g}{R}.$$

Далее, имея значения градиента на промежуточных уровнях, конструируем непрерывный профиль градиента с помощью линейной интерполяции по  $p^\kappa$ .

Начиная с нижнего уровня, мы ищем первый уровень  $p_{j+1/2}$ , где  $\Gamma_{j+1/2}$  меньше критического значения градиента  $\Gamma_{\text{ТГ}} = 2$  К/км. Далее проверяем, будет ли это условие выполняться в слое высотой 2 км над ним.

Давление, где градиент достигает значения  $\Gamma_{\text{ТГ}}$ , есть давление на тропопаузе  $p_{\text{ТГ}}$ :

$$p_{\text{ТГ}}^{\kappa} = p_{i-1/2}^{\kappa} + \frac{p_{i+1/2}^{\kappa} - p_{i-1/2}^{\kappa}}{\Gamma_{i+1/2} - \Gamma_{i-1/2}} (\Gamma_{\text{ТГ}} - \Gamma_{i-1/2}).$$

Зависимость высоты тропопаузы от температуры поверхности и вертикального градиента температуры с точки зрения радиационного равновесия в атмосфере, “серой” для длинноволновой радиации и прозрачной для солнечной радиации, находится в предположении, что стратосфера является оптически тонким слоем. Для такой атмосферы условием радиационного равновесия является соотношение

$$N_{LR} = \frac{(LR_u + LR_d)}{2},$$

где  $N_{LR} = \sigma_* T^4$  — излучение “черного тела” по закону Стефана–Больцмана,  $\sigma_* = 5,67 \cdot 10^{-8}$  Вт·м<sup>-2</sup>·К<sup>-4</sup> — постоянная Стефана–Больцмана и  $LR_u, LR_d$  — восходящий и нисходящий потоки длинноволновой радиации.

Если стратосфера является оптически тонкой, нисходящим потоком длинноволновой радиации  $LR_d$  можно пренебречь, считая, что  $N_{LR} \approx LR_u/2$  в окрестности тропопаузы и в стратосфере. Следовательно, восходящий поток длинноволновой радиации в оптически тонкой стратосфере, находящейся в радиационном равновесии, приблизительно постоянен, равен уходящей длинноволновой радиации и зависит от свойств тропосферы [28]. Стратосфера в первом приближении является изотермичной с температурой  $T_{\text{ТГ}} \approx (LR_u/2\sigma)^{1/4}$ , которая соответствует профилю температуры в тропосфере  $T_s - \gamma z$  на высоте тропопаузы  $H_{\text{ТГ}} = (T_s - T_{\text{ТГ}})/\gamma$ . В терминах температуры эмиссии  $T_e$  и высоты эмиссии  $H_e = (T_s - T_e)/\gamma$ , на которой температура тропосферы равна температуре эмиссии, восходящая длинноволновая радиация на тропопаузе равна  $LR_u \approx \sigma T_e^4$ , температура тропопаузы равна  $T_{\text{ТГ}} \approx \alpha T_e$ , где  $\alpha = 2^{-1/4}$ , и высота тропопаузы равна

$$H_{\text{ТГ}} = (1 - \alpha) \frac{T_s}{\gamma} + \alpha H_e.$$

Если высота эмиссии фиксирована, то высота тропопаузы растет с ростом температуры поверхности и уменьшением вертикального градиента. В моделях переноса радиации высота эмиссии варьируется в зависимости от содержания водяного пара и других факторов.

### 3.1. Динамическая тропопауза

Другой способ оценки высоты тропопаузы, основанный на потенциальном вихре, был предложен впервые в работе [29]. Гидростатическая форма потенциального вихря определяется соотношением

$$PV = \frac{1}{\rho} (f \vec{k} + \nabla \times \vec{v}) \nabla \theta,$$

где  $\rho$  — плотность,  $f$  — параметр Кориолиса,  $\vec{k}$  — единичный вертикальный вектор,  $\vec{v} = (u, v)$  — горизонтальный вектор скорости ветра,  $\theta$  — потенциальная температура.

В отличие от вертикального градиента температуры,  $PV$  является динамическим трассером (сохраняется лагранжевой частицей при адиабатическом движении). Поэтому

он иногда более подходящая величина для выбора критерия отделения стратосферной массы воздуха от тропосферной массы, особенно в областях активного циклогенеза.

В работе [30] с помощью анализа карт потенциального вихря было показано, что тропосферные значения  $PV$  меньше чем  $1.5 \text{ PVU}$  ( $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ км}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ), и это значение используется для идентификации внетропической тропопаузы.

#### 4. Описание модели. Сценарии численного эксперимента

Для того, чтобы оценить влияние климатических изменений на циркуляцию тропосферы, была использована спектральная модель общей циркуляции атмосферы. Преимуществом таких моделей является то, что они хорошо описывают крупномасштабные волновые процессы в атмосфере. В этой модели прогностические переменные заданы в координатах  $(\lambda, \mu, \sigma)$ , где  $\lambda$  — долгота,  $\mu = \sin \varphi$ ,  $\varphi$  — широта. За вертикальную координату взята  $\sigma = p/p_s$ , где  $p$  — давление,  $p_s$  — приземное давление. Уравнение для вихря

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{1}{1 - \mu^2} \frac{\partial}{\partial \lambda} F_v - \frac{\partial}{\partial \mu} F_u - \frac{\xi}{\tau_f} - k \nabla^2 \xi, \quad (5)$$

уравнение для дивергенции

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{1 - \mu^2} \frac{\partial}{\partial \lambda} F_u + \frac{\partial}{\partial \mu} F_v - \nabla^2 \left( \frac{U^2 + V^2}{2(1 - \mu^2)} + \Phi + T_R \ln p_s \right) - \frac{D}{\tau_f} - k \nabla^2 D, \quad (6)$$

уравнение термодинамики

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -\frac{1}{1 - \mu^2} \frac{\partial}{\partial \lambda} (uT') - \frac{\partial}{\partial \mu} (vT') + DT' - \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} + \kappa \frac{T\omega}{p} + \frac{T_0 - T}{\tau_R} - k \nabla^2 T', \quad (7)$$

уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} = -\frac{U}{1 - \mu^2} \frac{\partial \ln p_s}{\partial \lambda} - V \frac{\partial \ln p_s}{\partial \mu} - D - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma}, \quad (8)$$

уравнение квазистатики

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \ln \sigma} = -T, \quad (9)$$

вертикальная скорость (в терминах  $\omega = dp/dt$ ) находится из уравнения

$$\frac{\omega}{p} = \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s - \frac{1}{\sigma} \int_0^\sigma \left( D + \vec{V} \cdot \nabla \ln p_s \right) d\sigma. \quad (10)$$

Здесь  $\vec{V} = (u, v)$  — вектор скорости,  $U = u \sqrt{1 - \mu^2}$ ,  $V = v \sqrt{1 - \mu^2}$ ,

$$F_u = V\zeta - \dot{\sigma} \frac{\partial U}{\partial \sigma} - T' \frac{\partial \ln p_s}{\partial \lambda}, \quad F_v = -U\zeta - \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} - T' (1 - \mu^2) \frac{\partial \ln p_s}{\partial \mu},$$

$T = T_0 + T'$ ,  $\Phi$  — геопотенциал,  $f = 2\Omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса,

$k$  — коэффициент диффузии,  $\kappa$  — адиабатический коэффициент,

$\tau_R = 1/\alpha_R$  — масштаб радиационного выхолаживания,

$\tau_f$  — масштаб поверхностного трения (считается бесконечно большим везде, кроме подстилающей поверхности).

В первом эксперименте оценивалось влияние стратосферного выхолаживания на циркуляцию тропосферы. Реакция тропосферы на вариации стратосферной динамики тесно

связана с зонально симметричной составляющей динамических полей [31, 32]. Проявление кольцевой моды наиболее ярко выражено в Североатлантическом регионе, где основной модой изменчивости атмосферы является колебание атмосферной массы между севером и югом Северной Атлантики с центрами в районе Исландии (Исландский минимум) и в районе Азорских островов (Азорский максимум), получившее название Североатлантическое колебание (North Atlantic Oscillation, NAO). В северном полушарии зимой существует сильная корреляция между NAO-индексом, определяемым как главная мода приземного давления, и стратосферной циркуляцией. Поскольку влияние динамики стратосферы на тропосферу проявляется, в основном, на зонально симметричной моде, в численном эксперименте использовалась модель с зонально симметричной параметризацией температуры радиационного равновесия и нулевым рельефом. Вычисления с помощью спектральной модели проводились со спектральным разрешением T42. По вертикали рассматривался 31 уровень. Шаг по времени составлял 10 минут. Проводились вычисления в течение 5 лет до выхода на стационарный режим. В качестве диагностических полей были взяты поля скорости, температуры и давления, усредненные за 50 записей, взятых с частотой в семь дней. В используемой модели радиационные процессы представлены в виде релаксации к состоянию радиационного равновесия. Варьируя функцию температуры радиационного равновесия  $T_R$ , можно исследовать чувствительность циркуляции к изменениям ее фонового состояния без учета того, какие процессы формируют его.

В эксперименте, моделирующем реакцию ячейки Гадлея на стратосферное выхолаживание,  $T_R$  записывалась в виде:

$$T_R(\sigma, \varphi) = T_r(\sigma) + h(\sigma),$$

$$h(\sigma, \varphi) = \begin{cases} \sin \frac{\pi}{2} \left( \frac{\sigma - \sigma_T}{1 - \sigma_T} \right) \left( \Delta T_{NS} \frac{\mu}{2} - \Delta T_{EP} \left( \mu^2 - \frac{1}{3} \right) \right), & \sigma > \sigma_T, \\ w(\varphi) \Gamma H \ln \left( \frac{\sigma}{\sigma_T} \right), & \sigma < \sigma_T, \end{cases}$$

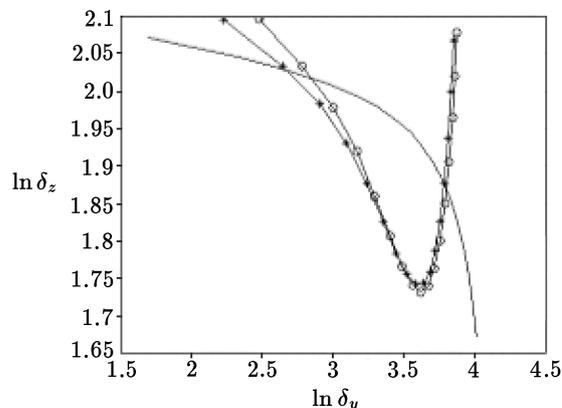
$$w(\varphi) = \begin{cases} \cos \varphi, & \varphi > 0, \\ 1, & \varphi < 0, \end{cases}$$

$T_r(\sigma) = T_T + (\Gamma_{\max} - \Gamma) H \ln \left( \frac{\sigma}{\sigma_T} \right)$ , где  $\Gamma_{\max}$  — максимальный градиент температуры (равен 4),  $T_T$  — температура на тропопаузе,  $\sigma_T$  — значение  $\sigma$  на тропопаузе. Степень радиационного выхолаживания определяется параметром  $\Gamma$ . Константы  $\Delta T_{NS}$  и  $\Delta T_{EP}$  были взяты равными 0 К и 60 К соответственно.

Был проведен численный анализ термической стратификации средней тропосферы. Для этого исследовано распределение функций  $\delta_y$  и  $\delta_z$  из (1), определенных в области ( $\phi = (40^\circ, 60^\circ)$ ,  $\sigma = (0, 3, 0, 8)$ ). Меридиональный и вертикальный градиенты потенциальной температуры были осреднены по широте и долготе, и построены кривые, выражающие зависимость  $\ln(\delta_z)$  от  $\ln(\delta_y)$ .

Из рис. 1 видно, что в данной модели два режима термической стратификации. Область с меньшей бароклинностью  $\delta_y$  соответствует более высоким слоям тропосферы. В верхней тропосфере распределение температуры определяется условиями равновесия между конвективными и радиационными процессами (отрицательная корреляция  $\delta_y$  и  $\delta_z$ ). В нижней тропосфере бароклинная неустойчивость определяет найденную зависимость в большей степени. Уровень, на котором происходит смена температурных режимов, равен  $\sigma = 0.55$ . Средний тангенс угла наклона кривых в логарифмической шкале составляет:  $\alpha = 1.486$  для  $\Gamma = 0$  и  $\alpha = 1.619$  для  $\Gamma = 4$  К/км, что хорошо согласуется с

оценкой (4). Изменения температурных градиентов в нижней тропосфере при усилении выхолаживания в тропосфере незначительны.



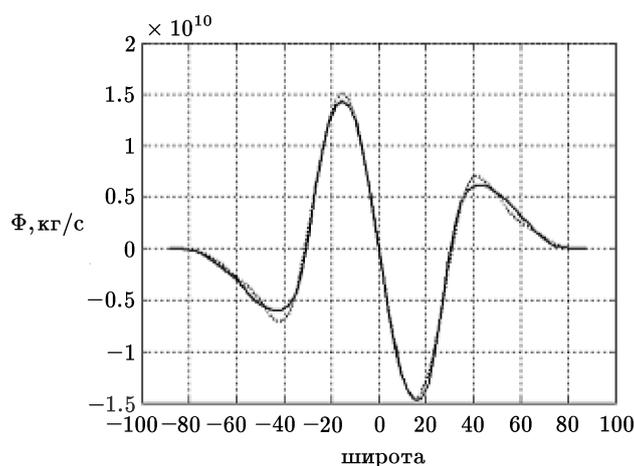
**Рис. 1.** Зависимость  $\delta_z$  от  $\delta_y$ . Звездочками обозначена кривая для  $\Gamma = 0$ , кружочками — для  $\Gamma = 4$ . Сплошной кривой обозначена линии регрессии для  $\delta_y$  и  $\delta_z$ , соответствующих температуре радиационного равновесия

Удобной характеристикой для оценки динамики ячейки Гадлея является функция тока, определяемая следующим образом:

$$\Phi(\lambda, \mu, \sigma) = \frac{2\pi a\mu}{g} \int_0^{\sigma} \overline{p_s v} d\sigma.$$

В работе [17] для диагностики движения границ ячейки Гадлея было предложено использовать расстояние между нулевыми изолиниями функции тока на высоте 500 мбар.

В модели, не учитывающей сезонный ход и орографическую неоднородность, реакция ячейки Гадлея на стратосферное выхолаживание выражена слабо (рис. 2). Влияние выхолаживания стратосферы на тропосферу ограничено высокими широтами северного полушария, где наблюдается смещение струи зонального потока в нижней тропосфере к полюсу и незначительное увеличение зональной скорости, а также уменьшение приземного давления в высоких широтах тропосферы. Чувствительность динамики высоких широт тропосферы к изменениям температуры стратосферы проанализирована в [21].



**Рис. 2.** Функция тока для модели без сезонного хода и орографии (пунктирная линия —  $\Gamma = 0$ , сплошная —  $\Gamma = 4$ )

Была исследована чувствительность ячейки Гадлея к изменениям температуры тропосферы. Основные черты изменения климата — увеличение температуры верхней тро-

посферы в тропиках, и, соответственно, увеличение статической устойчивости, а также уменьшение зонального градиента температуры в приземном слое. Поскольку интересно посмотреть сезонные изменения ячейки Гадлея, была построена параметризация температуры радиационного равновесия с учетом сезонного хода. В данном эксперименте, в отличие от предыдущего, были заданы граничные условия, учитывающие орографические неоднородности на поверхности Земли.

В контрольном эксперименте температура радиационного равновесия имела вид

$$T_R = T_T + (T_s - T_T) \frac{\sigma - \sigma_T}{1 - \sigma_T},$$

где

$$T_T = 210, \quad T_s = \begin{cases} 243 + 60 \cos(\varphi) + 30 \sin(\varphi) \sin(t^*), & \varphi > 0, \\ 228 + 75 \cos(\varphi) + 25 \sin(\varphi) \sin(t^*), & \varphi < 0, \end{cases}$$

$t^*$  — фаза вращения Земли вокруг Солнца.

В эксперименте, моделирующем глобальное потепление, максимальное изменение приземной температуры составляло  $5^\circ\text{C}$ , максимальное изменение температуры в верхней тропосфере —  $6^\circ\text{C}$  и

$$T_R = T_T + (T'_s - T_T) \frac{\sigma - \sigma_T}{1 - \sigma_T} + \Delta T,$$

$$T'_s = \begin{cases} 248 + 55 \cos(\varphi) + 30 \sin(\varphi) \sin(t^*), & \varphi > 0, \\ 233 + 70 \cos(\varphi) + 25 \sin(\varphi) \sin(t^*), & \varphi < 0, \end{cases}$$

$$\Delta T = \begin{cases} 6 \frac{(\sigma - \sigma_T)}{(\sigma_0 - \sigma_T)} \cos \frac{\varphi}{2}, & |\varphi| \leq \frac{\pi}{4}, \quad \sigma_T \leq \sigma \leq \sigma_0, \\ 6 \frac{(1 - \sigma)}{(1 - \sigma_0)} \cos \frac{\varphi}{2}, & |\varphi| \leq \frac{\pi}{4}, \quad \sigma \geq \sigma_0, \\ 0, & \text{иначе,} \end{cases}$$

$\sigma_0 = 0.25$  — уровень, на котором происходит максимальное потепление.

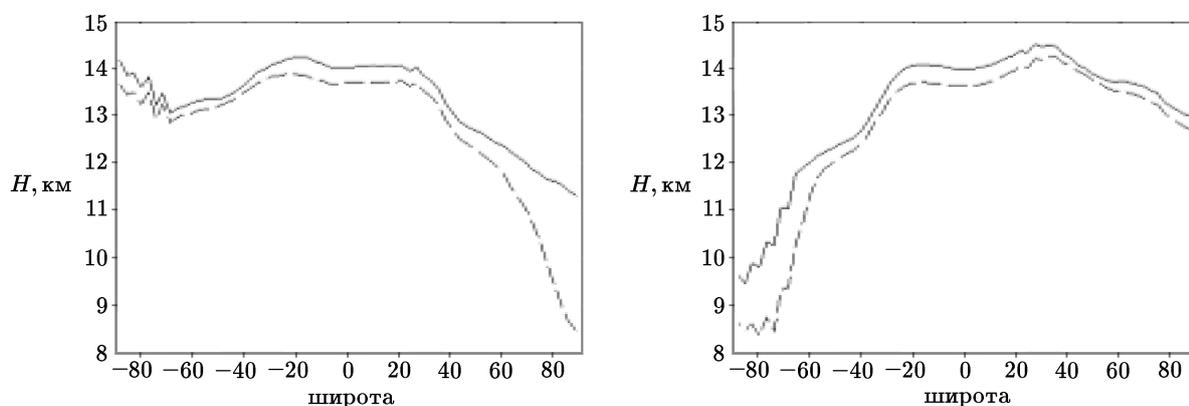
Для данного эксперимента динамические поля были подсчитаны на 18 лет и взяты с частотой записей, равной 10 дням. Чувствительность ячейки Гадлея к климатическим изменениям проанализирована в [33].

## 5. Результаты моделирования

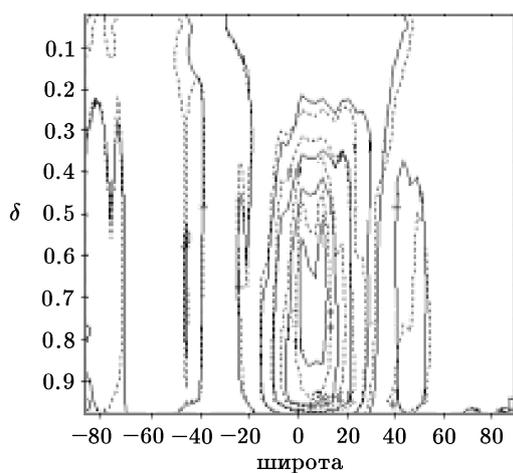
Были получены распределения высоты тропопаузы в разное время года (рис. 3). Высота тропосферы была определена как уровень, на котором градиент температуры достигает значения  $2\text{ К/км}$ . При заданных изменениях температуры радиационного равновесия происходит увеличение высоты тропопаузы как в тропиках, так и в высоких широтах. Зимой в полярных широтах изменение высоты тропопаузы в модели достигает 3-х километров. Увеличение высоты тропопаузы в полярных широтах происходит в результате уменьшения статической устойчивости. Наблюдается уменьшение наклона тропопаузы, которое может привести к уменьшению взаимодействия стратосферы с тропосферой. Эти изменения тесно связаны с увеличением скорости струйного течения в средних широтах.

На рис. 4 показаны изолинии функции тока, усредненной за период с декабря по февраль. На рис. 5 показан годовой ход массового расхода в северной ячейке Гадлея, равного максимальной функции тока. Видно, что существует значительная положительная корреляция расхода в ячейке Гадлея с градиентом приземной температуры. Интенсивность

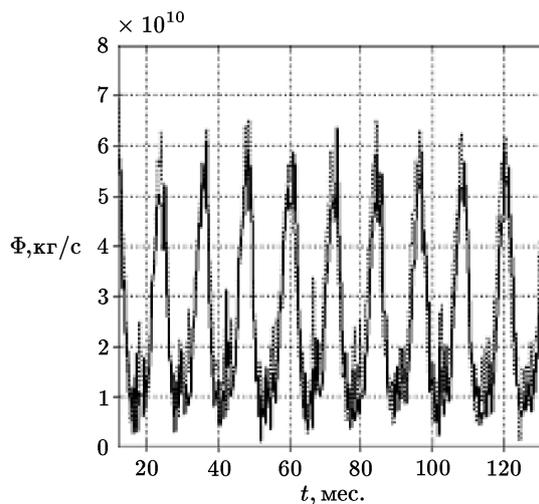
переноса в ячейке Гадлея уменьшается при изменении климата (потеплении в нижней тропосфере внетропических широт и верхней тропосфере тропиков).



**Рис. 3.** Высота тропосферы (км). Слева — усреднение за декабрь–февраль, справа — за июнь–август. На этом рисунке и далее пунктирной линией показаны графики, соответствующие контрольному эксперименту, сплошной — эксперименту, моделирующему потепление



**Рис. 4.** Функция тока. Усреднение за декабрь–февраль



**Рис. 5.** Максимальная функция тока северной ячейки Гадлея (кг/с)

На рис. 6 показаны графики функции тока на уровне  $p = 500$  мбар в зависимости от широты. На графике за декабрь–февраль видно смещение границ северной ячейки Гадлея к полюсу приблизительно на  $3^\circ\text{C}$ . Смещение границ южной ЯГ на графике за июнь–август менее заметно, однако оно значительно по сравнению с межгодовыми вариациями широты границы ЯГ, которые в южном полушарии составляют около одного градуса. Таким образом, увеличение статической устойчивости в тропических широтах приводит к расширению циркуляции Гадлея. Разница в отклике северной и южной ячеек Гадлея позволяет сделать вывод, что меридиональные термические и орографические неоднородности оказывают сильное влияние на вариации ЯГ. Это показывает необходимость дальнейшего исследования причин различия между данными наблюдения и результатами моделирования.

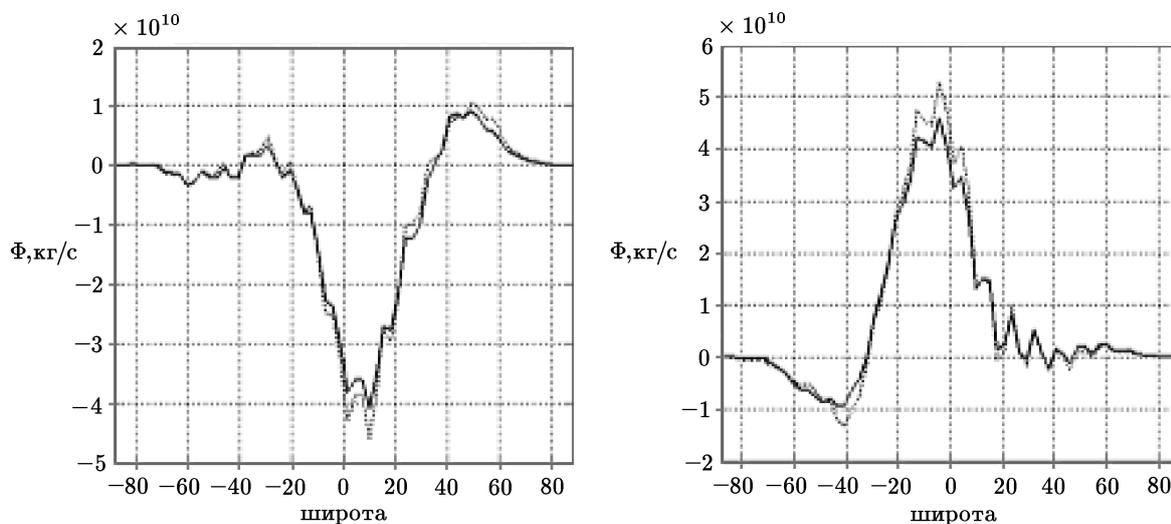


Рис. 6. Графики функции тока при  $p=500$  мбар: слева данные усреднялись за период с декабря по февраль, справа — за период с июня по август

## 6. Заключение

В работе исследуется чувствительность динамики тропосферы к вариации состояния полярной стратосферы. Показано, что вариации термической стратификации в стратосфере вызывают заметные изменения циркуляции в тропосфере, в частности, смещение струи зонального потока в верхней тропосфере к полюсу при увеличении  $\Gamma$ , усиление струи в нижней тропосфере, стационарное состояние которой формируется среднезональным потоком относительного вихря и поверхностным трением, и уменьшение давления в субполярной области. Реакция тропосферы на усиление стратосферного полярного вихря положительно коррелирует с индексом NAO/АО, что говорит о важной роли главной моды NAO в процессах взаимодействия тропосферы и стратосферы.

Изменение температурной стратификации при усилении выхолаживания в стратосфере оказывает заметное влияние в верхней тропосфере, где стратификация определяется радиационными процессами. В нижних слоях тропосферы, где значительный вклад в динамику вносят бароклинные нестационарные вихри, локальный наклон изоэнтропических поверхностей остается неизменным и согласуется с теоретической оценкой (4).

Изменения температуры тропосферы оказывают сильное влияние на циркуляцию Гадлея. Уменьшение градиента приземной температуры влечет за собой ослабление зональной циркуляции Гадлея. Межгодовая изменчивость широты границ ЯГ в проводимом эксперименте составляет около 2 градусов.

В результате потепления происходит поднятие тропопаузы как в тропиках, так и во внетропических широтах. В высоких широтах дополнительным фактором, влияющим на изменение высоты тропопаузы, является уменьшение статической устойчивости, в результате которого увеличивается толщина слоя с неустойчивой стратификацией.

Данная модель не показывает усиления циркуляции Гадлея при увеличении статической устойчивости в тропиках. Это согласуется с результатами других исследователей, использующих модели “сухой” атмосферы. Однако в моделях, учитывающих влажность атмосферы, при увеличении статической устойчивости происходит интенсификация ячейки Гадлея [34]. Это позволяет сделать вывод, что влажность в условиях глобального потепления играет ключевую роль в динамике ЯГ.

Несмотря на то, что исследование чувствительности с помощью модели нельзя счи-

тать полным, поскольку на тропическую циркуляцию влияет много факторов, не учитываемых моделью, очевидно, что глобальное потепление приводит к заметным изменениям в общей циркуляции атмосферы.

## Литература

1. **Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я. и др.** Климат и его изменения: математическая теория и численное моделирование // Сиб. журн. вычисл. математики / РАН. Сиб. отд-ние. — Новосибирск, 2003. — Т. 6, № 4. — С. 347–379.
2. **Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В. и др.** Изучение возможных изменений климата с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана // Изменения климата и их последствия: материалы специальной сессии Ученого совета Центра международного сотрудничества по проблемам окружающей среды, посвященной 80-летию академика М.И. Будыко (19–20 мая 1999 г.) — СПб: Наука, 2002. — С. 13–35.
3. **Orszag S.A.** Transform method for the calculation of vector coupled sums: Application to the spectral form of the vorticity equation // J. Atm. Sci. — 1970. — Vol. 27, iss. 6. — P. 890–902.
4. **Hoskins B.J., Simmons A.J.** A multi-layer spectral model and the semi-implicit method // Quarterly J. of the Royal Meteorol. Soc. — 1975. — Vol. 101, iss. 429. — P. 637–655.
5. **Arakawa A., Lamb V.R.** A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations // Mon. Wea. Rev. — 1981. — Vol. 109, iss. 1. — P. 18–36.
6. **Simmons A.J., Burridge D.M.** An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates // Mon. Wea. Rev. — 1981. — Vol. 109, iss. 4. — P. 758–766.
7. **Пененко В.В.** Методы численного моделирования атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
8. **Марчук Г.И., Дымников В.П., Залесный В.Б.** Математические модели в геофизической гидродинамике и численные методы их реализации. — Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
9. **Крупчатников В.Н., Курбаткин Г.П.** Моделирование крупномасштабной динамики атмосферы. Численные методы. — Новосибирск: Изд-во ВЦ СО АН СССР, 1991.
10. **Mitas C.M., Clement A.** Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? // Geophys. Res. Lett. — 2005. — Vol. 32, iss. 3. — (L03809).
11. **Mitas C.M., Clement A.** Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses // Geophys. Res. Lett. — 2006. — Vol. 33, iss. 1. — (L01810).
12. **Held I.M., Soden B.J.** Robust responses of the hydrological cycle to global warming // J. Climate. — 2006. — Vol. 19. — P. 5686–5699.
13. **Vecchi G.A., Soden B.J.** Global warming and the weakening of the tropical circulation // J. Climate. — 2007. — Vol. 20. — P. 4316–4340.
14. **Vecchi G.A., Soden B.J., Wittenberg A.T., Held I.M., Leetmaa A., and Harrison M.J.** Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing // Nature. — 2006. — Vol. 441, iss. 7089. — P. 73–76.
15. **Zhang M., Song H.** Evidence of deceleration of atmospheric vertical overturning circulation over the tropical Pacific // Geophys. Res. Lett. — 2006. — Vol. 33, iss. 12. — (L12701).
16. **Fu Q., Johanson C.M., Wallace J.M., and Reichler T.** Enhanced mid-latitude tropospheric warming in satellite measurements // Science — 2006. — Vol. 312, № 5777. — P. 1179.
17. **Johanson C.M., Fu Q.** Hadley cell widening: model simulations versus observations // J. Climate. — 2009. — Vol. 22. — P. 2713–2725.

18. **Polvani L.M., Kushner P.J.** Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model // *Geophys. Res. Lett.* — 2002. — Vol. 29, iss. 7. — P. 18-1–18-4.
19. **Thompson D.W.J., Solomon S.** Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change // *Science.* — 2002. — Vol. 296, № 5569. — P. 895–899.
20. **Gillett N.P., Thompson D.W.J.** Simulation of recent Southern Hemisphere climate change // *Science* — 2003. — Vol. 302, № 5643. — P. 273–275.
21. **Боровко И.В., Крупчатников В.Н.** Влияние динамики стратосферного полярного вихря на циркуляцию в тропосфере // *Сиб. журн. вычисл. математики / РАН. Сиб. отд-ние.* — Новосибирск, 2009. — Т. 12, № 2. — С. 145–160.
22. **Held I.M.** The general circulation of the atmosphere // *Geophysical Fluid Dynamics Program 2000, Woods Hole Oceanographic Institute Proceedings.* — Vol. 2000.
23. **Stone P.H.** Baroclinic adjustment // *J. Atm. Sci.* — 1978. — Vol. 35, iss. 7. — P. 561–571.
24. **Held I.M., Larichev V.D.** A scaling theory for horizontally homogeneous, baroclinically unstable flow on a beta plane // *J. Atm. Sci.* — 1996. — Vol. 53, iss. 7. — P. 946–952.
25. **Rhines P.B.** Waves and turbulence on beta-plane // *J. Fluid. Mech.* — 1975. — Vol. 69. — P. 417–443.
26. **Highwood E.J., Hoskins B.J.** The tropical tropopause // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* — 1998. — Vol. 124, iss. 549. — P. 1579–1604.
27. *Meteorology — A three-dimensional science* // *WMO Bull.* — 1957. — Vol. 6. — P. 134–138.
28. **Thuburn J., Craig G.C.** Stratospheric influence on tropopause heights: The radiative constraint // *J. Atm. Sci.* — 2000. — Vol. 57, iss. 1. — P. 17–28.
29. **Reed R.J.** A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis // *J. Meteor.* — 1955. — Vol. 12. — P. 226–237.
30. **Hoskins B.J., McIntyre M.E., and Robertson A.W.** On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* — 1985. — Vol. 111. — P. 877–946.
31. **Thompson D.W.J., Wallace J.M.** Annular modes in the extratropical circulation. Part1: Month-to-month variability // *J. Climate.* — 2000. — Vol. 13. — P. 1000–1016.
32. **Ambaum M.H.P., Hoskins B.J.** The NAO troposphere-stratosphere connection // *J. Climate.* — 2002. — Vol. 15. — P. 1969–1978.
33. **Borovko I.V., Krupchatnikoff V.N.** Simulation of Hadley circulation seasonal variation using a general atmosphere circulation model of medium complexity // *Bull. Novosibirsk Comp. Center. Ser. Num. Model. Atmosph., Ocean and Environment Studies.* — Novosibirsk, 2012. — Iss. 13. — P. 1–8.
34. **Walker C.C., Schneider T.** Eddy influences on Hadley circulations: Simulations with an idealized GCM // *J. Atm. Sci.* — 2006. — Vol. 63, iss. 12. — P. 3333–3350.

*Поступила в редакцию 14 июня 2013 г.,  
в окончательном варианте 24 апреля 2014 г.*