

УДК 551.583

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРКТИКИ В XXI ВЕКЕ: АНСАМБЛЕВЫЕ МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ С УЧЕТОМ РЕАЛИСТИЧНОСТИ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА

© 2016 г. А. В. Елисеев^{1,2,*}, В. А. Семенов^{1,3}

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 16.09.2015 г.

Поступило 17.09.2015 г.

Показано, что при прогнозе будущих климатических изменений в Арктике на основе данных расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей последнего поколения результаты зависят от способа построения ансамблевой статистики.

DOI: 10.7868/S0869565216320190

Оценить будущее изменение климата Арктики важно как для состояния окружающей среды, так и устойчивого экономического развития России. В работе показано, что при прогнозе будущих климатических изменений в Арктике на основе данных расчетов с ансамблем глобальных климатических моделей последнего поколения результаты зависят от способа построения ансамблевой статистики. Например, при выборе моделей, наилучшим образом воспроизводящих многолетние средние площади морского льда Северного полушария (СП) и коэффициенты тренда этой переменной для последних десятилетий, ансамблевое среднее завышает современную температуру полярных и субполярных широт СП и характеризуется быстрым потеплением в Арктике и уменьшением ее ледовитости в XXI в. с переходом в режим практически сезонного ледового покрова к 2040-м годам даже при умеренном сценарии антропогенного воздействия на климат. При разных типах построения ансамблевой статистики при таком сценарии воздействия ожидаемое среднегодовое приземное потепление региона севернее 60° с.ш. к середине XXI в. относительно конца XX в. в среднем по ансамблю составляет 3–4°C, а к концу XXI в. еще на 1.5°C.

Приземное потепление в Арктике в последние десятилетия, как минимум, вдвое превышает глобальные изменения — явление, получившее на-

звание “арктического усиления” [1]. Потепление сопровождается быстрым сокращением площади морских льдов (примерно на 10% в десятилетие в сентябре) [2]. В то же время климат Арктики характеризуется сильной естественной изменчивостью на различных временных масштабах [3] и положительными обратными связями, способными вызвать резкие колебания климата [4], что затрудняет выделение антропогенного сигнала в наблюдаемых процессах и оценку будущих перемен на основе линейной экстраполяции современных трендов. Независимую оценку будущих климатических изменений в Арктике вследствие антропогенного воздействия на климат можно получить с помощью глобальных климатических моделей.

Однако модельные оценки характеризуются значительной неопределенностью, связанной как с большим количеством возможных сценариев внешнего (антропогенного и естественного) воздействия на систему, так и с внутренней, природной изменчивостью климатической системы на различных временных масштабах. Еще один источник неопределенности связан с формулировкой самих моделей (их структурой, используемыми численными методами, параметризациями, параметрами) [5]. Для уменьшения неопределенности последнего типа будущих сценариев изменений климата применяется ансамблевый подход с использованием результатов различных моделей [6]. Часто в качестве таких ансамблей используют результаты существующих расчетов с климатическими моделями в рамках проекта сравнения моделей CMIP (Coupled Models Intercomparison Project) [7]. При этом используются различные способы построения ансамблевых средних и неопределенности получаемых оценок.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской Академии наук, Москва

² Казанский (Приволжский) федеральный университет

³ Институт географии Российской Академии наук,
Москва

* E-mail: eliseev@ifaran.ru

Для любой переменной Y ансамблевые среднее $E(Y|D)$ и межмодельное (внутриансамблевое) стандартное отклонение $\sigma(Y|D)$, обусловленные (в общем случае) массивом эталонных данных D , вычисляются с использованием [8]:

$$E(Y|D) = \sum Y^{(k)} w^{(k)}, \quad (1)$$

$$\sigma(Y|D) = \sum \{[\sigma_Y^{(k)2} + Y^{(k)2}] w^{(k)} - E(Y|D)^2\}^{1/2}. \quad (2)$$

Здесь $Y^{(k)}$ – значения переменной Y для модели с номером k , $\sigma_Y^{(k)}$ – выборочное межгодовое стандартное отклонение этой переменной для этой модели, N_m – число моделей в ансамбле. Суммирование в (1) и (2) (а также далее в тексте работы) проводится по индексу k , значения которого изменяются от 1 до N_m . Различие между вариантами ансамблевого осреднения определяется весовыми множителями $w^{(k)}$. В простейшем и наиболее часто используемом случае, когда всем моделям придаются одинаковые веса, $w^{(k)} \equiv w_0 = 1/N_m$. Однако возможен и другой подход, при котором значения этих весовых множителей выбираются, исходя из качества воспроизведения моделями тех или иных климатических характеристик. В этом случае $w^{(k)}$ ($k = 1, 2, \dots, N_m$) могут быть вычислены как функции правдоподобия данной модели по сравнению с эталонным массивом данных D [8, 9]. Такое осреднение называется байесовым [8]. При байесовом осреднении необходима экспертная оценка априорных распределений вероятности для климатических переменных. Байесовое осреднение в последние годы широко используется в науке о климате (см., например, [10–13]). Наряду с этим используется и альтернативный алгоритм осреднения, в котором сначала из ансамбля исключаются модели, недостаточно хорошо воспроизводящие характеристики климата, с последующим осреднением оставшихся N'_m моделей с равными между собой весами (см., например, [14, 15]). В рамках байесового осреднения такой подход (в дальнейшем называемый модифицированной схемой) может быть формализован следующим образом. Для ансамбля строится набор байесовых весов $w^{(k)}$ ($k = 1, 2, \dots, N_m$), которые равны $1/N'_m$, если $w^{(k)} \geq \lambda w_0$ при некотором заданном λ ; в противоположном случае $w^{(k)} = 0$. В данной работе выбрано $\lambda = 1/3$.

В качестве эталонных данных D использовались данные для приземной температуры T HadCRUT4 (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/>) за 1901–2014 гг. и данные для площади S морского льда HadISST v1.1 (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadisst/>) за 1960–2014 гг. Априорные распределения вероятности для всех климатических характеристик были взяты в виде

нормальных распределений. Обоснование такого типа априорных функций вероятности приведено в [11–13]. В качестве характеристик качества воспроизведения моделями состояния климата и его изменений за последние десятилетия были использованы: 1) средняя за 1971–2000 гг. площадь морского льда в СП для марта и сентября $S_{m,j}$ ($j = 3, 9$ для этих месяцев года соответственно); 2) коэффициент тренда $K_{S,j}$ площади морского льда в СП в те же календарные месяцы; 3) средняя за 1971–2000 гг. приземная температура области севернее 60° с.ш. $T_{m,i}$ для зимы (январь–март, $i = JFM$) и лета (июль–сентябрь, $i = JAS$); 4) коэффициент тренда $K_{T,i}$ приземной температуры этой области за 1971–2014 гг. в те же сезоны; 5) коэффициент полярного усиления K_{PA} , определенный как коэффициент регрессии среднегодовой приземной температуры области севернее 60° с.ш. на среднегодовую температуру всего СП за 1971–2014 гг. Если вес для каждой такой характеристики обозначить w_Y ($Y = S_{m,j}, K_{S,j}, T_{m,i}, K_{T,i}, K_{PA}$ (здесь и далее по тексту для простоты у веса опущен индекс, указывающий на модель), то использованные в данной работе байесовые веса можно записать следующим образом:

вес, характеризующий качество воспроизведения характеристик морского льда моделями,

$$w_S \sim w_{S_{m,3}} w_{S_{m,9}} w_{K_{S,3}} w_{K_{S,9}}; \quad (3)$$

в связи с тем, что модели характеризуются большими ошибками в воспроизведении $S_{m,3}$ (см. ниже), был также использован вес

$$w_{S,2} \sim w_{S_{m,9}} w_{K_{S,3}} w_{K_{S,9}}; \quad (4)$$

вес, характеризующий качество воспроизведения приземной температуры Арктики,

$$w_{T,A} \sim w_{T_{m,JFM}} w_{T_{m,JAS}} w_{K_{T,m,JFM}} w_{K_{T,m,JAS}}; \quad (5)$$

вес, характеризующий качество воспроизведения приземной температуры Арктики и ее связи со среднегодовой среднеполюслярной приповерхностной температурой,

$$w_T \sim w_{T,A} w_{K_{PA}}. \quad (6)$$

Весовые множители (3)–(6) нормируются с использованием условия $\sum w^{(k)} = 1$. Результаты, полученные при использовании весов $w_{T,A}$ и w_T , оказались очень близки между собой, в связи с чем в работе представлены лишь результаты для веса w_T .

Указанный алгоритм был использован для анализа результатов расчетов с ансамблем моделей последнего поколения CMIP5 (CMIP, phase 5; [7]) при умеренном сценарии внешнего воздействия на систему RCP (Representative Concentration Pathways) 4.5. Из ансамбля были выбраны 30 моделей, для которых доступны однородные данные как для площади морского льда, так и для приземной температуры.

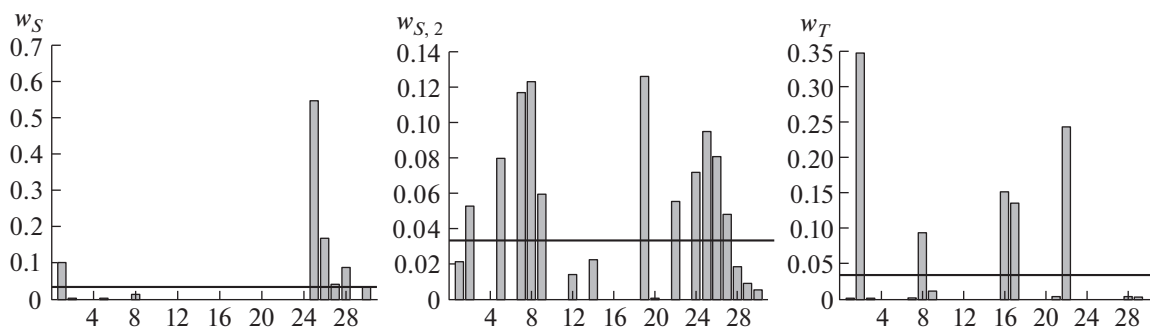


Рис. 1. Байесовы весовые множители для стандартной схемы осреднения. По оси абсцисс указан номер климатической модели. Горизонтальной линией показано значение $w_0 = 1/N_m$.

Для этого ансамбля получено, что выбор переменной, определяющей качество воспроизведения характеристик климата моделями, определяет и набор моделей, дающих значительный вклад в ансамблевую статистику (1), (2). Так, $N'_m = 7$ для w_S , $N'_m = 15$ для $w_{S,2}$ и $N'_m = 6$ для w_T (рис. 1). Эти веса оказываются взаимно практически некоррелированными. Таким образом, при выборе для качества модели либо температурного, либо ледового критерия, группа моделей, дающая значимый вклад в ансамблевую статистику, оказывается разной.

Последнее приводит к тому, что средние по ансамблю климатические характеристики способны заметно различаться для разных типов осреднения (рис. 2). При использовании осреднения с весом w_0 среднее по ансамблю статистически значимо недооценивает температуру области севернее 60° с.ш. (в среднем за год она завышается на 0.6°C при межгодовом стандартном отклонении по данным наблюдений в 0.2°C) и переоценивает площадь морского льда в марте (на 1.2 млн km^2 при межгодовом стандартном отклонении этой площади по данным HadISST, равном 0.3 млн km^2). Средняя по ансамблю площадь морского льда в сентябре при этом хорошо согласуется с данными наблюдений.

При обычной (немодифицированной) схеме осреднения наиболее заметно от остальных отличается ансамблевое среднее с весом w_S . Оно характеризуется наилучшим согласием с данными наблюдений для средней многолетней площади морского льда в СП и его временного тренда в последние десятилетия (по построению), но также и общим завышением приземной температуры северных полярных и субполярных широт (это справедливо для всех сезонов года), наиболее быстрым уменьшением площади морского льда СП в сентябре и марте, а также наибольшим увеличением температуры полярной области (рис. 3). Для этого

осреднения примерно с 2040-х годов Арктика переходит в режим с практически сезонным ледовым покровом даже при использованном в данной работе умеренном сценарии антропогенного воздействия: в это десятилетие средняя по ансамблю площадь морского льда СП в сентябре равна 0.7 ± 0.1 млн km^2 , а к 2090–2099 гг. — 0.3 ± 0.1 млн km^2 (указаны $E(S_{m,9}|D)$ и $\sigma(S_{m,9}|D)$).

При использовании веса $w_{S,2}$ потепление Арктики и уменьшение ее ледовитости в XXI в. ослабевают во все сезоны, но при этом в марте модели завышают площадь морского льда СП в среднем по ансамблю для 1971–2000 гг. на 0.6 млн km^2 при межгодовом стандартном отклонении этой площади по данным HadISST, равном 0.3 млн km^2 . Средняя по области севернее 60° с.ш. температура также статистически значимо завышается: в среднем по ансамблю в тот же временной период ошибка ее воспроизведения равна 0.6°C .

При использовании веса w_T современная температура полярной зоны СП в среднем по ансамблю воспроизводится хорошо. При этом, однако, отмечается соответствующее занижение площади морского льда в сентябре (на 0.9 млн km^2) и завышение в марте (на 0.7 млн km^2) (рис. 3). Изменение температуры и ледовитости Арктики в XXI в. при этом лишь статистически незначимо отличается от соответствующих изменений, полученных при использовании весов $w_{S,2}$.

Использование модифицированной схемы байесового осреднения уменьшает различия результатов относительно выбора взвешивания (рис. 2, 3). В частности, при этом исчезает переход к режиму сезонного ледового покрова Арктики в середине XXI в. Однако некоторые различия остаются. Например, при весе w_T отмечается занижение моделями площади морского льда в Арктике с абсолютной величиной, сравнимой с

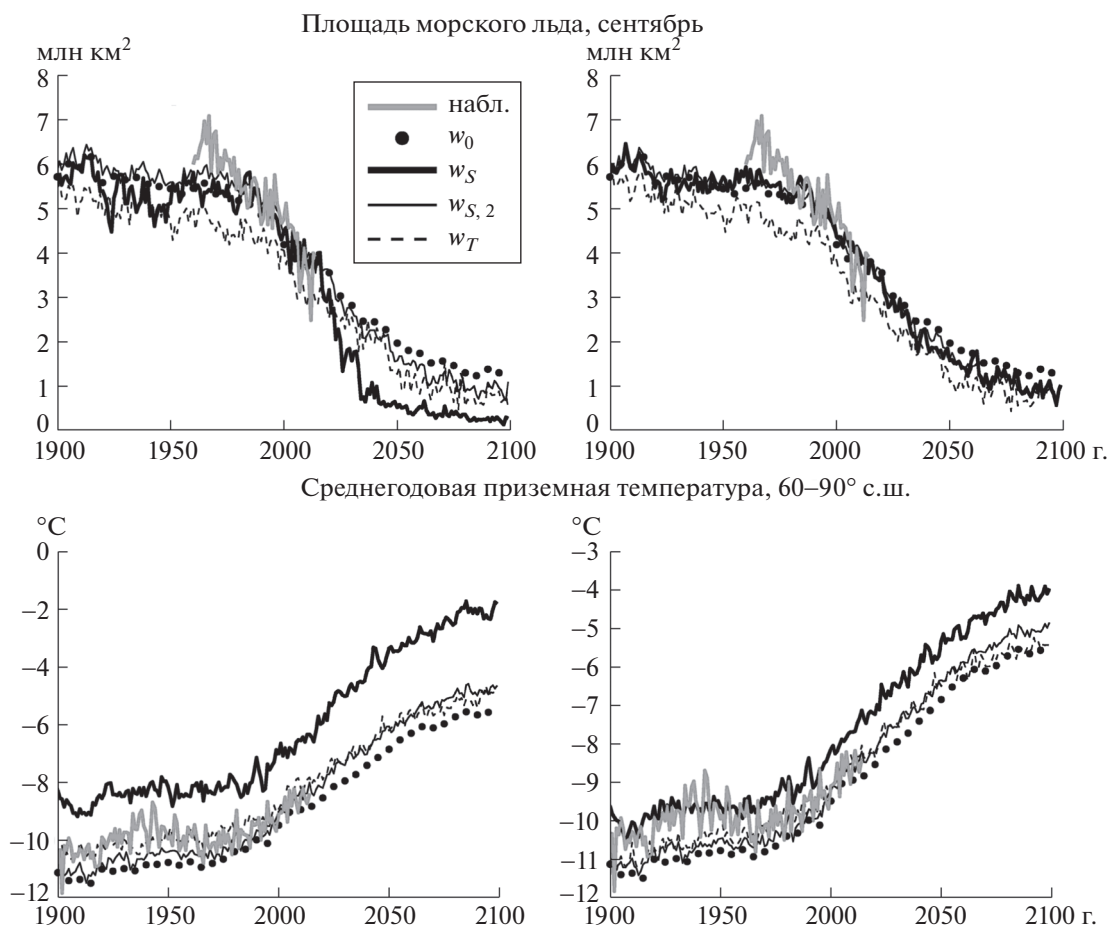


Рис. 2. Средние по ансамблю характеристики изменения климата Арктики. В качестве данных наблюдений взяты массивы HadISST v1.1 для площади морского льда и HadCRUT4 для приземной температуры. Здесь и на рис. 3 слева – стандартная схема, справа – модифицированная.

полученной при стандартной (немодифицированной) схеме осреднения.

Обобщая результаты при разных типах взвешивания моделей, можно утверждать, что при умеренном сценарии атмосферного воздействия ожидаемое среднегодовое приземное потепление региона севернее 60° с.ш. к 2040–2049 гг. относительно 1981–2000 гг. (к 2090–2099 гг. относительно 2040–2049 гг.) в среднем по ансамблю составит от 2.9 до 4.0°C (от 1.3 до 1.7°C) (рис. 3). Максимальное увеличение температуры при этом происходит зимой, соответственно от 3.4 до 4.6°C (от 1.9 до 2.2°C). Площадь морского льда СП в сентябре в среднем по ансамблю при этом соответственно уменьшится до 0.7–2.2 млн км² (0.3–1.3 млн км²), а в марте до 11.4–13.2 млн км² (10.2–12.2 млн км²). При каждом типе взвешивания неопределенность оценки (учетверенное межмодельное стандартное отклонение) изменения тем-

пературы во все сезоны составляет от 0.6 до 0.8°C, а площади морского льда СП не превышает 0.2 млн км².

Таким образом, количественные результаты ансамблевых оценок изменения климата полярных и субполярных широт СП существенно зависят от способа построения такой статистики. В целом для современного периода модели CMIP5 недооценивают температуру этого региона и переоценивают площадь морского льда в марте; площадь морского льда в сентябре при этом воспроизводится хорошо. Модели, наилучшим образом воспроизводящие современные характеристики льда (многолетние средние и тренды для последних десятилетий), характеризуются, однако, общим завышением современной температуры, а также наиболее быстрым потеплением Арктики и уменьшением ее ледовитости в XXI в. Для этих моделей с 2040-х годов Арктика переходит в режим с практически сезонным ледовым покровом

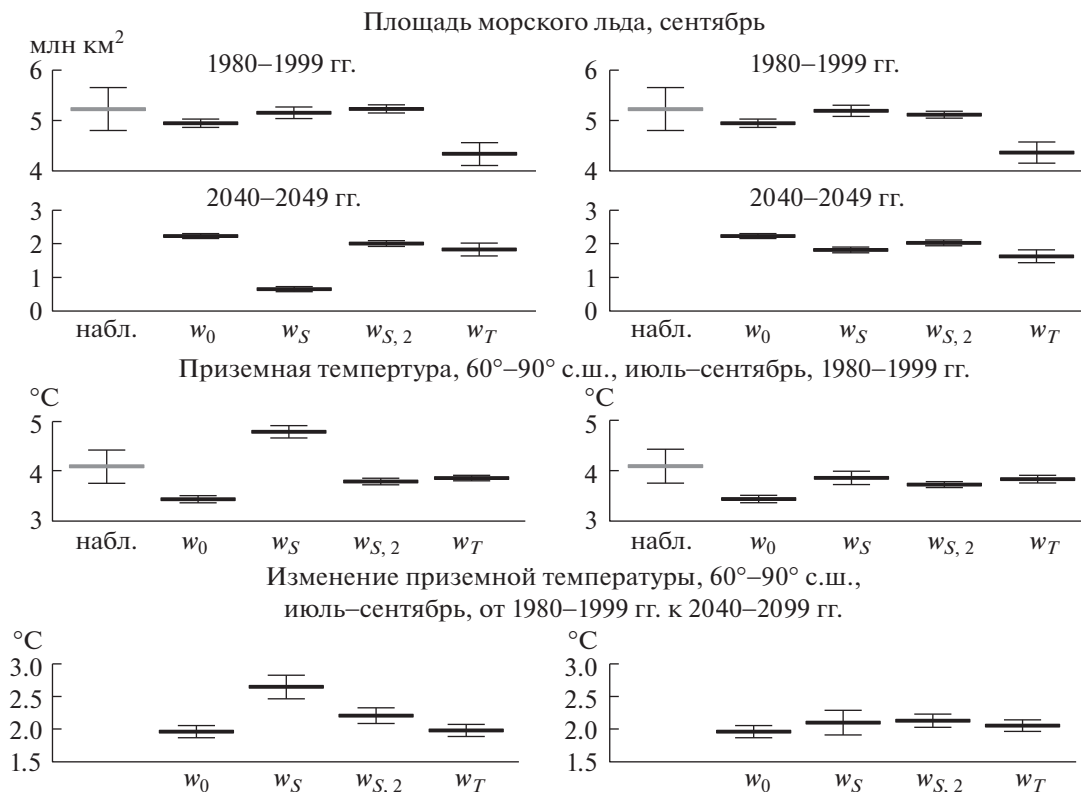


Рис. 3. Десяти- и двадцатилетние средние характеристики изменения климата Арктики. Показаны ансамблевые средние (горизонтальные линии) и межмодельные СКО (“усики”). В качестве данных наблюдений взяты массивы HadISST v1.1 для площади морского льда и HadCRUT4 для приземной температуры.

даже при умеренном сценарии антропогенного воздействия на климатическую систему.

Данная работа выполнена при поддержке проекта РНФ 14–17–00647.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A.* // *J. Climate*. 2010. V. 23. № 14. P. 3888–3906.
2. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катицов В.М. и др.* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45. № 6. С. 723–735.
3. *Semenov V.A., Latif M.* // *The Cryosphere*. 2012. V. 6. № 6. P. 1231–1237.
4. *Semenov V.A., Park W., Latif M.* // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 14. L14709.
5. *Hawkins E., Sutton R.* // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2009. V. 90. № 8. P. 1095–1107.
6. *Reichler T., Kim J.* // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2008. V. 89. № 3. P. 303–311.
7. *Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.* // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2008. V. 93. № 4. P. 485–498.
8. *Hoeting J.A., Madigan D., Raftery A.E., et al.* // *Stat. Sci.* 1999. V. 14. № 4. P. 382–417.
9. *Leroy S.S.* // *J. Climate*. 1998. V. 11. № 4. P. 640–651.
10. *Greene A.M., Goddard L., Lall U.* // *J. Climate*. 2006. V. 19. № 17. P. 4326–4343.
11. *Arzhanov M.M., Eliseev A.V., Mokhov I.I.* // *Glob. Planet. Change*. 2012. V. 86/87. P. 57–65.
12. *Елисеев А.В.* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.
13. *Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V.* // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. № 12. С. 3205–3223.
14. *Kattsov V.M., Walsh J.E., Chapman W.L., et al.* // *J. Hydrol.* 2007. V. 8. № 3. P. 571–589.
15. *Khon V.C., Mokhov I.I., Latif M., et al.* *Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the Twenty-First Century* // *Clim. Change*. 2010. V. 100. № 3/4. P. 757–768.