

## Квазислучайный подход для определения оптимальных наборов значений параметров климатической модели

© В.П. Пархоменко

ВЦ РАН, Москва, 119333, Россия  
МГТУ им. Н.Э. Баумана, Москва, 105005, Россия

*Реализована гидродинамическая трехмерная глобальная климатическая модель, включающая блоки атмосферы, термохалинной крупномасштабной циркуляции океана, морского льда. В квазислучайном подходе генерируется ансамбль из 200 расчетов путем равномерного полного покрытия диапазона изменения каждого из 12 параметров модели, определяющих перемешивание и перенос в атмосфере, океане и морском льду, но комбинации параметров выбраны случайным образом. Исследование количественной меры ошибки модели позволило решить обратную задачу оценки параметров модели и прямую задачу прогнозных расчетов по модели.*

**Ключевые слова:** глобальная климатическая модель, термохалинная циркуляция, прогноз.

**Введение.** Представлена глобальная модель климата, включающая полностью трехмерную, с трением геострофическую модель океана, которая обладает высокой эффективностью интегрирования по сравнению со значительно более ресурсоемкими климатическими моделями с трехмерными примитивными уравнениями океана. Модель включает также динамическую и термодинамическую модели морского льда и энерго- и влагобалансовую модели атмосферы.

Система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали [1–3]. Значения температуры  $T$  и солёности  $S$  удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Приблизительно учитываются также конвективные процессы [4]. Таким образом, система основных уравнений, записанных для наглядности в локальных декартовых координатах  $(x, y, z)$ , где  $x, y$  – горизонтальные координаты и  $z$  – высота, направленная вверх, имеет следующий вид:

уравнения импульса по горизонтали

$$-lv + \lambda u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad lu + \lambda v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z},$$

уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

уравнение гидростатики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g,$$

уравнение состояния морской воды

$$\rho = \rho(S, T),$$

уравнение переноса и диффузии трассеров  $X$  (температуры и солености)

$$\frac{d}{dt} X = k_h \nabla^2 X + \frac{\partial}{\partial z} (k_v \frac{\partial X}{\partial z}) + C,$$

в которых  $u, v, w$  – горизонтальные и вертикальная компоненты вектора скорости;  $\lambda$  – переменный в пространстве фрикционный коэффициент, увеличивающийся к береговым границам и экватору и определяющий влияние фрикционного члена;  $T, S, p$  – температура, соленость, давление соответственно;  $\tau_{xz}$  – компоненты напряжения трения ветра;  $\tau_{xz}$  – плотность воды;  $l$  – параметр Кориолиса;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\tau_{xz}, \tau_{xz}$  – коэффициенты турбулентной диффузии трассеров по вертикали и горизонтали соответственно;  $C$  – источники.

Указанная система уравнений решается в сферической системе координат для Мирового океана с реальной аппроксимированной глубиной. На границах материков принимаются равными нулю нормальные составляющие потоков теплоты и солей. Океан подвергается воздействию ветра на поверхности. Потоки  $T$  и  $S$  у дна полагаются равными нулю, а на поверхности определяются взаимодействием с атмосферой [5].

В термодинамической модели морского льда динамические уравнения решаются для сплоченности и толщины льда. Рост и таяние льда в модели зависят только от разности между потоком теплоты из атмосферы в морской лед и потока теплоты изо льда в океан. Для температуры поверхности льда решается диагностическое уравнение.

Для описания процессов, протекающих в атмосфере, используется энерго- и влагебалансовая модель. В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для температуры, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками теплоты с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытой теплоты вследствие осадков и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса. Источники в уравнении переноса для удельной влажности определяются осадками, испарением и сублимацией с подстилающей поверхности [6, 7].

Все блоки модели связаны между собой обменом импульсом, теплотой и влагой. Используются реальная конфигурация материков и распределение глубин Мирового океана [1]. Уравнения в сферической системе координат решаются численным конечно-разностным методом. По горизонтали применяется равномерная по долготе и синусу широты расчетная сетка размерами  $36 \times 36$  или  $72 \times 72$ . Глубина океана представляется в виде восьмиуровневой логарифмической шкалы до максимального значения 5 000 м. Начальное состояние системы характеризуется постоянными температурами океана, атмосферы и нулевыми скоростями течений океана. Численные эксперименты показывают, что модель выходит на равновесие за период около 2 000 лет.

**Определение оптимальных значений параметров модели.** Климатические модели имеют ряд настраиваемых параметров, значения которых не всегда определяются из теории или данных наблюдений при исследовании соответствующих процессов [8]. Даже характер физических процессов может быть неясен и зависит от пространственного разрешения модели, а параметризации подсеточных процессов могут представлять собой самые разные физические явления (вихри и мелкомасштабные движения, инерционные гравитационные волны, приливы и т. п.). В таких случаях значения параметров могут быть определены выбором оптимального ансамбля модельных результатов для соответствия данным наблюдений.

В предлагаемом квазислучайном подходе генерируется ансамбль расчетов путем равномерного полного покрытия диапазона изменения каждого параметра, но комбинации параметров выбираются случайным образом. Это соответствует равномерному разбиению вероятностного пространства значений параметров при равномерном распределении плотности вероятности. Таким образом, при  $M$  расчетах и  $N$  параметрах, каждый параметр принимает  $M$  значений, равномерно (или по логарифмическому закону) покрывающих весь диапазон его изменения, но порядок, в котором выбираются эти значения, определяется случайным образом. Это соответствует понятию так называемого латинского гиперкуба в статистике и планировании эксперимента. Выборки из латинских гиперкубов стали активно применяться после удачных решений в области планирования эксперимента, где их использование позволяет уменьшить взаимную зависимость факторов без увеличения числа экспериментов [9]. Каждый расчет представляет собой отдельное интегрирование модели на 2 000 лет от однородного состояния климатической системы с нулевыми скоростями течений до установившегося состояния при стандартных условиях, соответствующих современному климату [10].

В таблице перечислены 12 основных параметров модели и диапазоны их возможного изменения.

**Диапазон изменения параметров модели климата  
для ансамблевых экспериментов**

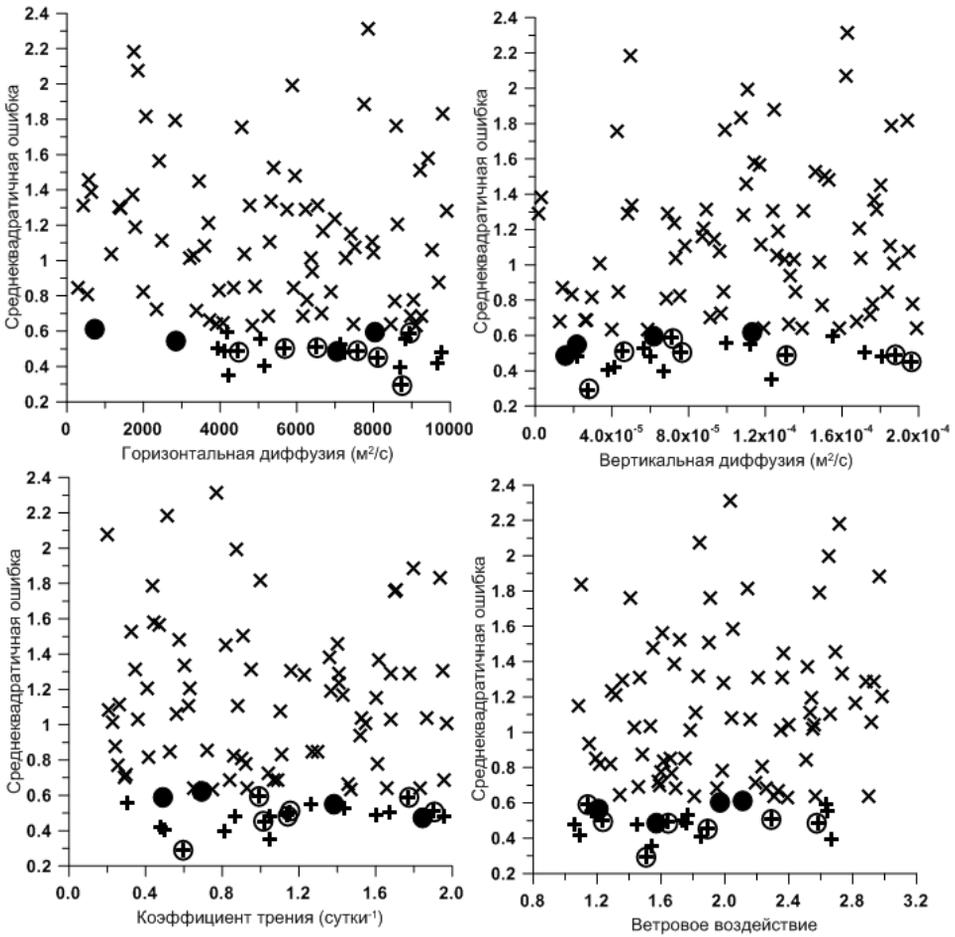
№	Параметр модели	Минимум	Максимум	Приемлемый диапазон
	<b>Океан</b>			
1	Горизонтальная диффузия ( $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ )	300	$10^4$	4200...8500
2	Вертикальная диффузия ( $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ )	$2 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5} \dots 1,9 \cdot 10^{-4}$
3	Коэффициент трения (сутки $^{-1}$ )	1/5	2	0,6...1,90
4	Ветровое воздействие	1	3	1,14...2,58
	<b>Атмосфера</b>			
5	Диффузия теплоты ( $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ )	$10^6$	$10^7$	$4,37 \cdot 10^6 \dots 9 \cdot 10^6$
6	Угловой коэффициент (рад)	0,5	2	0,7...1,45
7	Коэффициент наклона	0	0,25	0,023...0,230
8	Диффузия влажности ( $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ )	$5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10^5 \dots 3 \cdot 10^5$
9	Коэффициент адвекции теплоты	0	1	0,050...0,815
10	Коэффициент адвекции влажности	0	1	0,255 – 0,850
11	Поток между океанами (Sv)	0	0,64	0...0,75
	<b>Морской лед</b>			
12	Диффузия морского льда ( $\text{м}^2\text{с}^{-1}$ )	300	$10^4$	300...9320

Всего по модели было проведено 200 расчетов. Для определения ошибки модельных результатов используется взвешенная среднеквадратичная ошибка, вычисляемая по набору всех динамических переменных для атмосферы и океана при сравнении с данными наблюдений:

$$\varepsilon^2 = \sum_{i=1}^n w_i (X_i - D_i)^2,$$

где  $X_i$  и  $D_i$  – модельные результаты и данные наблюдений соответственно для этих переменных (температуры и влажности атмосферы, температуры и солёности океана). Суммирование ведется по всем точкам трехмерной сетки и по всем указанным переменным ( $n = 30\,008$ ). Величины  $w_i = 1 / (n\sigma_X^2)$  – это весовые множители, зависящие от соответствующей переменной  $X$ , но не зависящие от точки сетки,  $\sigma_X$  – среднеквадратичная ошибка данных наблюдений. Вычисляется также альтернативная ошибка  $\varepsilon_A$  по той же формуле, но только для расчетных точек и переменных атмосферы.

На рис. 1–3 приведены 12 графиков со значениями вычисленных ошибок в зависимости от исследуемых параметров. Косыми крестиками отмечены значения параметров с ошибками  $\varepsilon > 0,6$ , остальные знаки соответствуют меньшим значениям ошибки. Прямыми крестиками отмечены значения параметров с ошибкой  $\varepsilon_A > 0,1$ . Черными кружками (4 шт.) отмечены значения  $\varepsilon < 0,6$  и  $\varepsilon_A < 0,1$  одновременно.



**Рис. 1.** Среднеквадратичные ошибки в зависимости от параметров 1–4 таблицы

При этом исследование климатических распределений показывает, что достигнуто состояние климатической системы, не соответствующее современному, и эти результаты исключаются из рассмотрения. Прямыми крестиками в кружках (7 шт.) отмечены приемлемые результаты расчетов (когда  $\epsilon < 0,6$  и  $\epsilon_A < 0,1$ ) с минимальными ошибками, описывающие современный климат. Таким образом, результаты показывают, что сформулированным критериям удовлетворяют семь наборов значений 12 параметров. Граничные значения ошибок  $\epsilon = 0,6$  и  $\epsilon_A = 0,1$  соответствуют ошибкам данных наблюдений. По этой причине нет оснований в расчетах предпочесть только один набор значений параметров, предлагается вести ансамблевые расчеты по модели сразу с семью оптимальными наборами параметров и в качестве результатов рассматривать средние по ансамблю и отклонения от них. В соответствии с таблицей и рис. 1–3 в наборы параметров входят значения, меняющиеся в широком диапазоне (см. последний столбец в таблице).

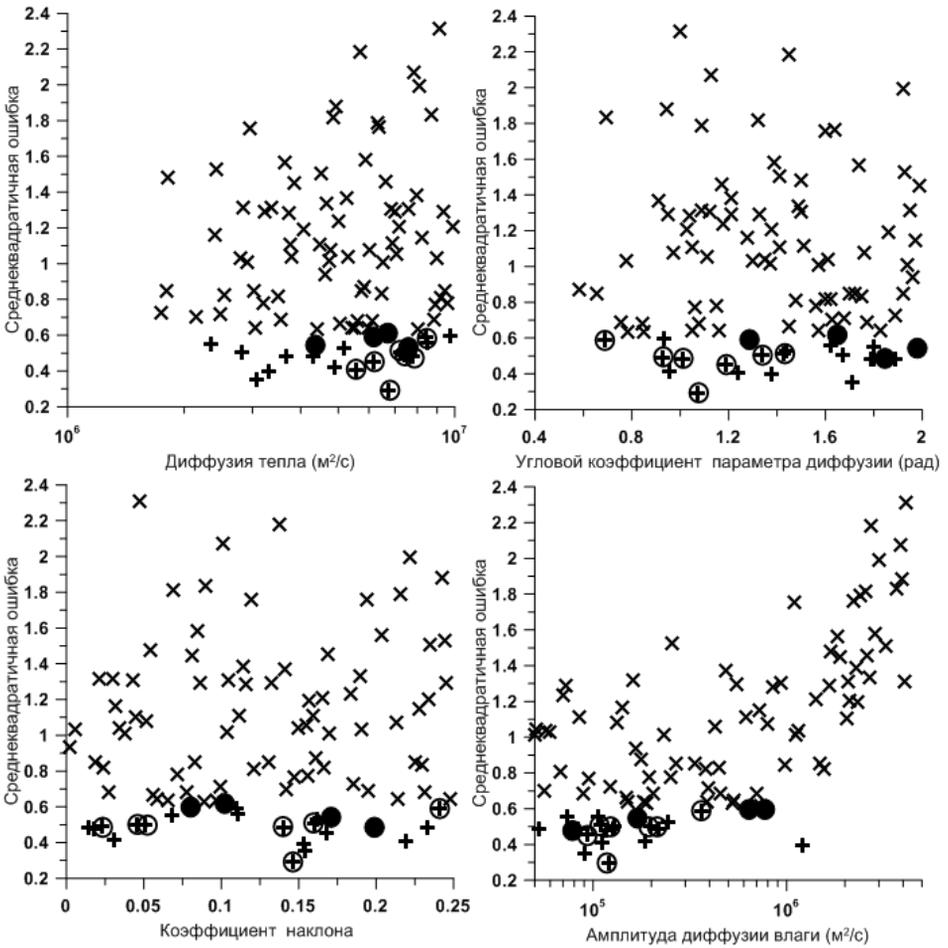


Рис. 2. Среднеквадратичные ошибки в зависимости от параметров 5–8 таблицы

Это может означать, что предположение о постоянных значениях параметров достаточно грубое. В зависимости от расчетных характеристик климата, градиентов, географических координат и по некоторым другим причинам значения параметров могут меняться во времени и пространстве. В силу заложенных в постановку ограничений модели и сложности описываемых процессов эти зависимости нам неизвестны. Однако предлагаемая процедура проведения ансамблевых расчетов в некоторой степени учитывает этот факт и позволяет уточнить результаты, поскольку дает диапазон изменения климатических характеристик в рамках ансамбля.

**Ансамблевые расчеты с оптимальными наборами параметров модели.** Далее приведены результаты расчетов по модели с использованием семи принятых ранее наборов параметров, обеспечивающих минимальную ошибку по сравнению с данными наблюдений. Расчеты ведутся в постановке, описанной выше до установившегося состояния, соответствующего современному климату. Проведено сравнение с данными наблюдений.

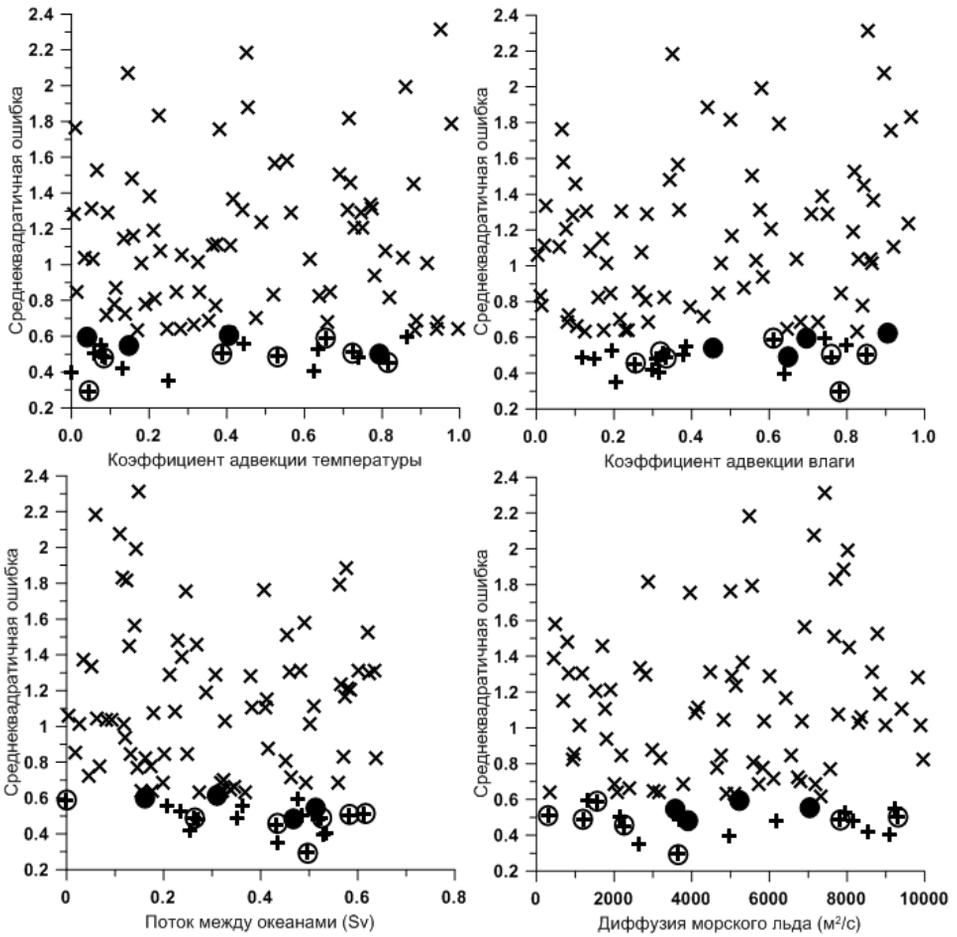


Рис. 3. Среднеквадратичные ошибки в зависимости от параметров 9–12 таблицы

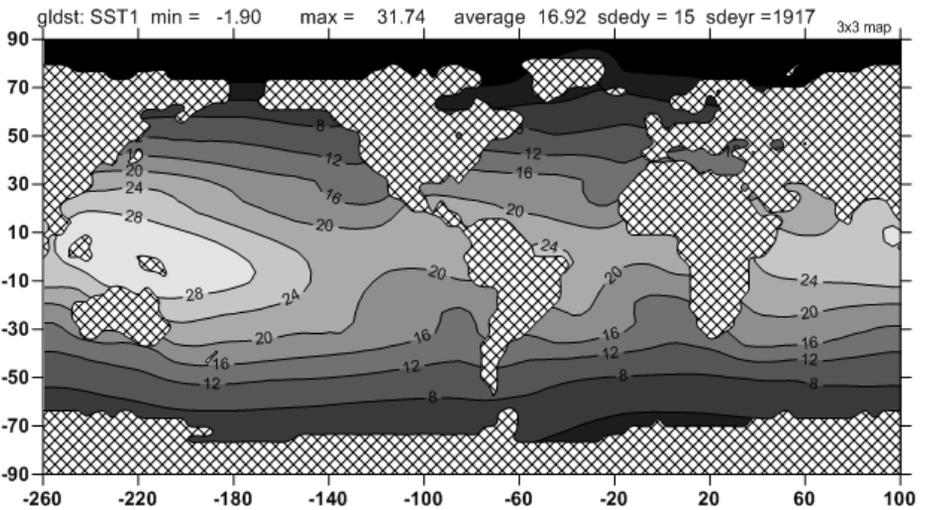


Рис. 4. Температура поверхности океана, осредненная по результатам расчетов с минимальной ошибкой (январь)

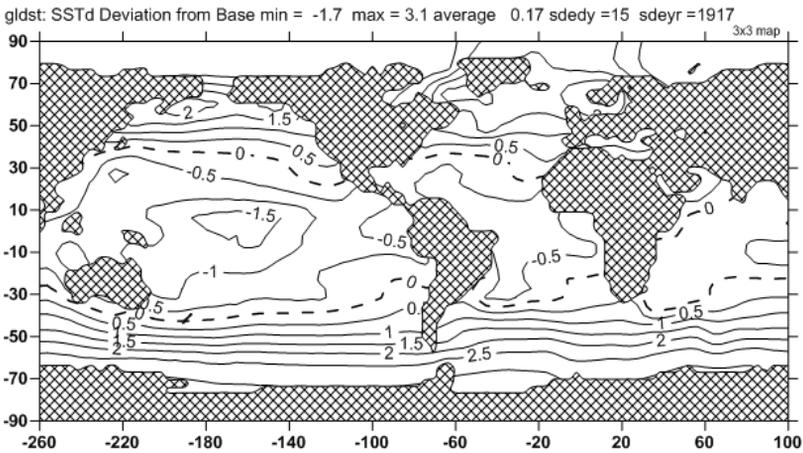


Рис. 5. Отклонение осредненной по результатам расчетов с минимальной ошибкой температуры поверхности океана от данных наблюдений (январь)

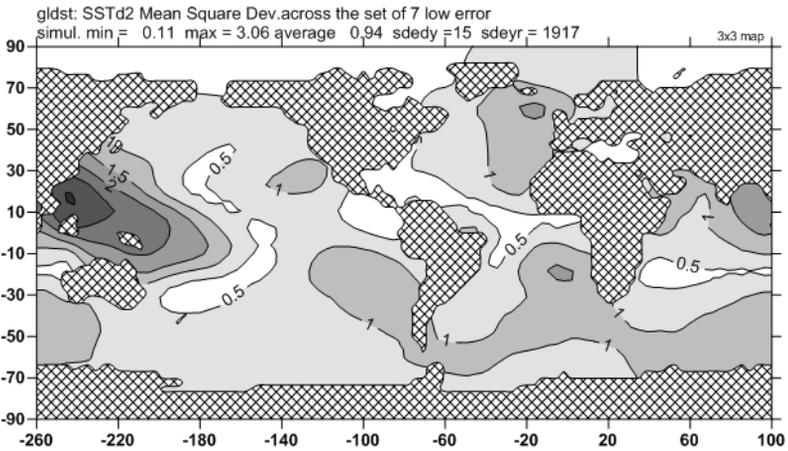


Рис. 6. Среднеквадратичное отклонение температуры поверхности океана по расчетам с минимальной ошибкой (январь)

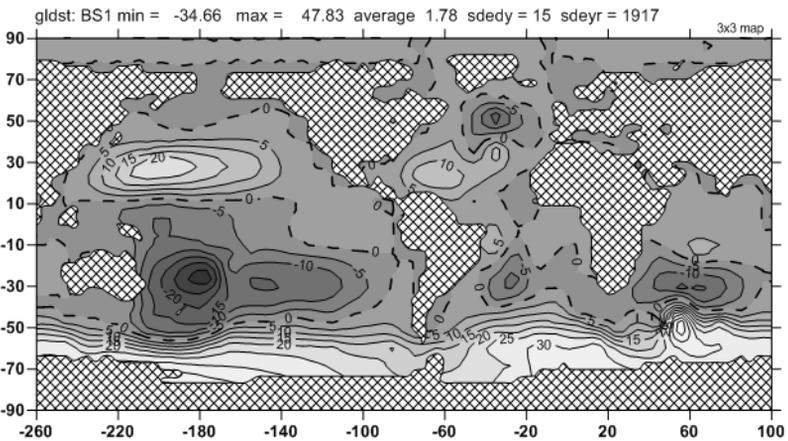
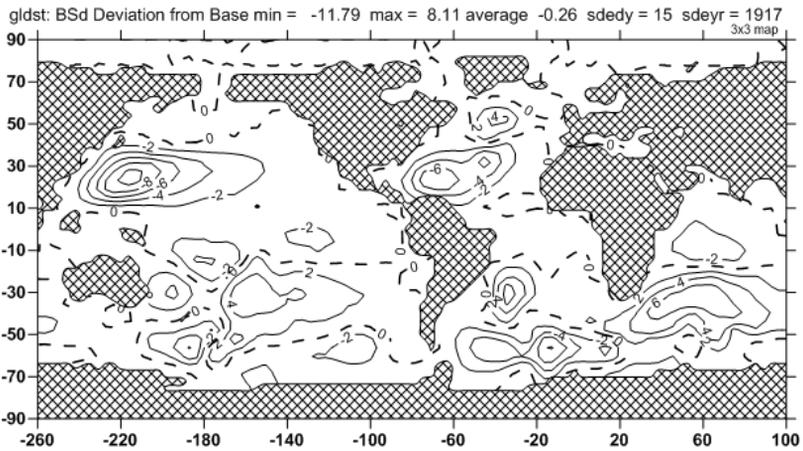
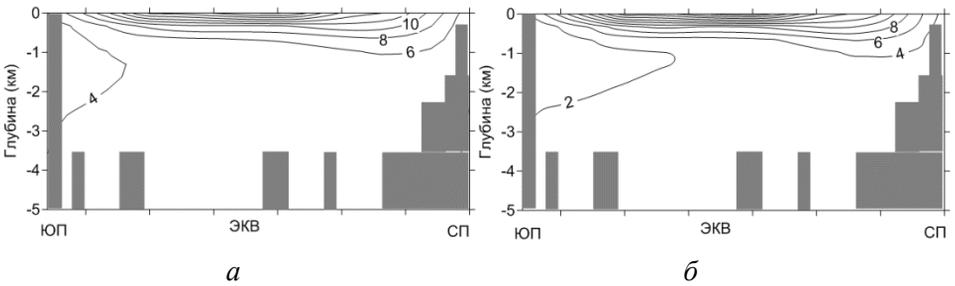


Рис. 7. Баротропная функция тока для океана, осредненная по результатам расчетов с минимальной ошибкой (январь)

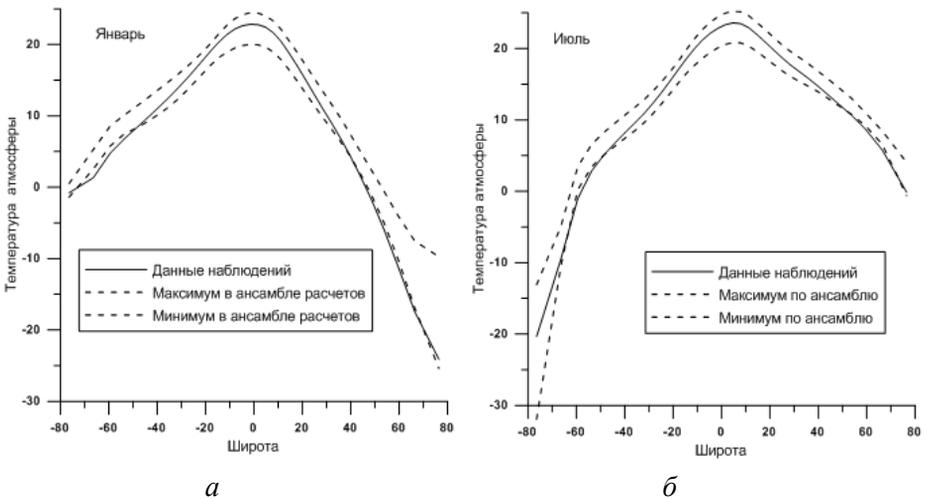


**Рис. 8.** Отклонение осредненной по результатам расчетов с минимальной ошибкой баротропной функции тока для океана от данных наблюдений (январь)

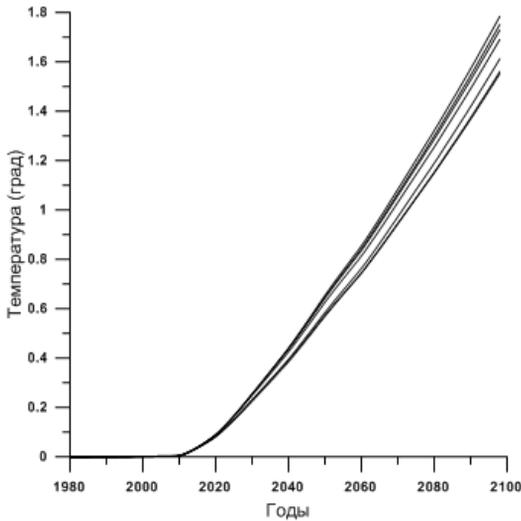


**Рис. 9.** Распределение модельной температуры в вертикальном меридиональном сечении для Атлантического океана для  $25^{\circ}$  з. д.:

*а* – осреднение по результатам расчетов с минимальной ошибкой;  
*б* – данные наблюдений



**Рис. 10.** Распределение зонально-осредненной температуры атмосферы:  
*а* – для января; *б* – для июля



**Рис. 11.** Изменение средней глобальной температуры атмосферы для расчетов с минимальной ошибкой при прогнозируемом увеличении концентрации  $\text{CO}_2$  с 2010 г. до 2100 г.

**Выводы.** Посредством анализа случайным образом сгенерированных расчетов на 2 000 лет, рассмотрены неопределенности, связанные с 12 параметрами модели, определяющими процессы перемешивания и переноса в атмосфере, океане и морском льду. Исследование количественной меры ошибки модели позволило решить обратную задачу оценки параметров модели и прямую задачу прогнозных расчетов по модели. Результаты представляют собой попытку настройки трехмерной климатической модели жестко определенной процедурой, но в которой, тем не менее, рассматривается соответствующее пространство квазислучайного изменения параметров модели. Этот подход обеспечивает соответствие результатов моделирования данным наблюдений, хотя исходные модельные входные параметры точно неизвестны и могут меняться в широких пределах.

*Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 15 и Проектов РФФИ № 11-01-00575 и № 11-07-00161.*

## ЛИТЕРАТУРА

- [1] Пархоменко В.П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана. *Вестник МГТУ им. Н.Э. Баумана. Сер. Естественные науки. Спецвыпуск Математическое моделирование*, 2011, с. 186–200.
- [2] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. SOC, 2002, vol. 83, 54 p.
- [3] Пархоменко В.П. Численные эксперименты на глобальной гидродинамической модели по оценке чувствительности и устойчивости климата.

- Вестник МГТУ им. Н.Э. Баумана. Сер. Естественные науки. Спецвыпуск № 3 Математическое моделирование*, 2012, с. 134–145.
- [4] Hogg A. McC., Dewar W.K., Killworth P.D., Blundell J.R. A Quasi-Geostrophic Coupled Model: Q-GCM. *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, pp. 2261–2278.
- [5] Jia Y. Ocean Heat Transport and Its Relationship to Ocean Circulation in the CMIP Coupled Models. *Climate Dynamics*, 2003, vol. 20, pp. 153–174.
- [6] Petoukhov V., Ganopolski A., Brovkin V., Claussen M., Eliseev A., Kubatzki C., Rahmstorf S. CLIMBER-2: a Climate System Model of Intermediate Complexity. Part I: Model Description and Performance for Present Climate. *Climate Dynamics*, 2000, vol. 16, pp. 1–17.
- [7] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Bitz C.M., Duffy P.B., Ewen T.L., Fanning A.F., Holland M.M., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Wang H., Yoshimori M. The UVic Earth System Climate Model: Model Description, Climatology, and Applications to Past, Present and Future Climates. *Atmos-Ocean*, 2001, vol. 39, pp. 361–428.
- [8] Edwards N.R., Marsh R. Uncertainties Due to Transport–Parameter Sensitivity in an Efficient 3-D Ocean–Climate Model. *Climate Dynamics*, 2005, vol. 24, pp. 415–433.
- [9] Montgomery D.C. *Design and Analysis of Experiments*. NY, 2001, 684 p.
- [10] Parkhomenko V. Ensemble calculations application for estimation and optimization of climate model parameters. III *International conference on optimization methods and applications (OPTIMA-2012)*, Proceedings, Costa da Caparica, Portugal. September 2012, p. 203–207.

Статья поступила в редакцию 27.06.2013

Ссылку на эту статью просим оформлять следующим образом:

Пархоменко В.П. Квазислучайный подход для определения оптимальных наборов значений параметров климатической модели. *Инженерный журнал: наука и инновации*, 2013, вып. 9. URL: <http://engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/962.html>

**Пархоменко Валерий Павлович** окончил физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 1974 г. Канд. физ.-мат. наук, заведующий сектором моделирования климатических и биосферных процессов Вычислительного центра РАН (ВЦ РАН), доцент МГТУ им. Н.Э. Баумана. Автор более 90 научных печатных работ. Научные исследования посвящены нестационарной газовой динамике, численным методам динамики сплошных сред, проблемам математического моделирования климата. e-mail: parhom@ccas.ru