

## ОКЕАНОЛОГИЯ

*В.Н. Малинин, Н.И. Глок*

**К ОЦЕНКЕ СТЕРИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ  
УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА**

*V.N. Malinin, N.I. Glok*

**ON THE ESTIMATION  
OF STERIC VARIATIONS IN THE GLOBAL SEA LEVEL**

*Обсуждаются закономерности термостерической компоненты в межгодовых колебаниях уровня Мирового океана. Показано, что ее меридиональный тренд не согласуется с аналогичным трендом в температуре поверхности океана (ТПО) и, возможно, обусловлен изменениями в адвекции тепла течениями. Предложена статистическая модель «быстрой» термостерической компоненты, ответственной за ее случайные колебания и обусловленной синхронным взаимодействием системы океан-атмосфера, в которой предикторами служат значения (ТПО) в «реперных» точках океана.*

*Ключевые слова: морской уровень, стерические колебания, тренд, температура поверхности океана, статистическая модель.*

*The thermosteric components regularity of interannual variations in Global Sea Level is discussed. It is shown that its meridional trend are not consistent with a similar trend in the sea surface temperature (SST), this can be possibly caused by heat advection changes of currents. Statistical models of «fast» thermosteric components responsible for the random fluctuations due to simultaneous interaction of ocean-atmosphere system are suggested, where SST in the «fixed» points of the ocean are taken as predictors.*

*Key word: global sea level, steric variations, trend, sea surface temperature, statistical model.*

В общем случае межгодовые изменения уровня Мирового океана (УМО) можно представить в виде суммы эвстатической ( $\Delta h_3$ ), стерической ( $\Delta h_c$ ) и деформационной ( $\Delta h_d$ ) компонент, т.е.

$$\Delta h_M = \Delta h_3 + \Delta h_c + \Delta h_d. \quad (1)$$

К эвстатическим компонентам относятся составляющие водного и ледового балансов: испарение, осадки, приток речных вод, айсберговый сток и т.д. Стерические колебания обусловлены изменениями плотности морской воды за счет соответствующих изменений температуры и солёности. Деформационными называются такие колебания, при которых происходит перераспределение массы

воды в границах бассейна (моря, океана) при неизменном объеме воды таким образом, что уровень повышается в одних районах и понижается в других. Очевидно, что глобальные деформационные изменения уровня составляют, прежде всего, вертикальные движения земной коры и донное осадконакопление. Есть основания полагать, что в современных климатических условиях при глобальном осреднении тектонические движения земной коры имеют разный знак в различных регионах Земли, вследствие чего нивелируют друг друга, а донным осадконакоплением можно пренебречь [Малинин, Шевчук, 2008]. Следовательно, межгодовые колебания УМО практически полностью определяются изменениями составляющих глобального водного баланса и плотности морской воды.

Как известно, для единичного вертикального столба океана суммарный стерический уровень может быть определен по следующей приближенной формуле [Провоторов, 2003, с. 131]:

$$Z_n = \sum_{i=1}^n 0,1\Delta V_i \Delta Z_i, \quad (2)$$

где  $\Delta V_i$  – отклонение условного удельного объема в  $i$ -м слое от условного удельного объема на горизонте нулевой динамической поверхности;  $\Delta Z_i$  – расстояние между горизонтами;  $n$  – число слоев.

Интегрируя далее величину  $Z_n$  по площади Мирового океана, получаем  $\Delta h_c$ .

Величина удельного объема выражается суммой термической и соленостной компонент, причем вкладом последней в  $\Delta V_i$  обычно пренебрегают вследствие его малости. Так, линейный тренд термической и соленостной компонент за период с 1955 по 2003 г. составил  $0,31 \pm 0,07$  мм/год и  $0,04 \pm 0,01$  мм/год соответственно [Ishii et al., 2006]. Поэтому для определения значений  $Z$  необходимы данные по вертикальному распределению температуры воды до такой глубины, где ее изменениями можно пренебречь. Данная задача является не такой простой, как может показаться на первый взгляд. Понятно, что в качестве отсчетной поверхности следует принять глубину границы главного термоклина, ниже которого водная толща практически однородна по температуре. Однако его нижняя граница очень сильно варьирует по глубине [Малинин, 1998]. В средних широтах северного полушария она максимальна и опускается ниже 3000 м, а в приполярных широтах выходит к поверхности. В работе Антонова [Antonov et al., 2005] было показано, что тренд в слое 0–700 и 0–3000 м за период 1957–1996 гг. составляет 0,30 и 0,40 мм/год соответственно, т.е. слой 0–700 м объясняет около 75% стерических колебаний уровня в слое 0–3000 м. При этом корреляция между стерическими компонентами УМО в указанных слоях равна  $r = 0,99$ . Таким образом, хотя слой 0–700 м адекватно описывает межгодовые стерические колебания УМО, он заметно занижает величину тренда.

Естественно, оценка стерических колебаний УМО, особенно за длительный период времени, представляет собой очень сложную задачу хотя бы уже по той причине, что глубоководные данные температуры воды для многих районов

океана просто отсутствуют. Кроме того, следует иметь в виду, что число наблюдений постоянно менялось во времени, причем год от года их число могло изменяться до 50 %. В среднем отмечается постепенный рост числа наблюдений. Так, в начале 50-х прошлого столетия он составлял  $\sim 5 \times 10^4$ , в начале 80-х  $\sim 10 \times 10^4$ , в начале XXI в. он достиг  $\sim 15 \times 10^4$  наблюдений [Ishii et al., 2006]. Хотя число глубоководных наблюдений возросло в 3 раза, для многих районов океана и, особенно в Южном полушарии, их по-прежнему крайне недостаточно. Естественно, все это должно существенно сказываться на точности оценок стерических колебаний. Поэтому выполненные рядом авторов [Ishii et al., 2006, Antonov et al., 2005, Willis et al., 2004] глобальные оценки  $\Delta h_c$ , несмотря на то что точность их вряд ли может быть высокой, имеют огромную ценность.

На рис. 1 приводится межгодовой ход стерических колебаний УМО по данным разных авторов с 1955 г., а в табл. 1 дается сравнительная оценка их линейных трендов ( $Tr$ ). Прежде всего отметим высокую согласованность межгодовых колебаний УМО. Действительно, выборочные средние и дисперсии по данным [Ishii et al., 2006] и [Antonov et al., 2005] очень близки, а корреляция между ними достигает  $r = 0,95$ . Впрочем, этого следовало ожидать, поскольку авторы использовали практически одни и те же глубоководные данные по температуре воды, различались лишь методы ее обработки.

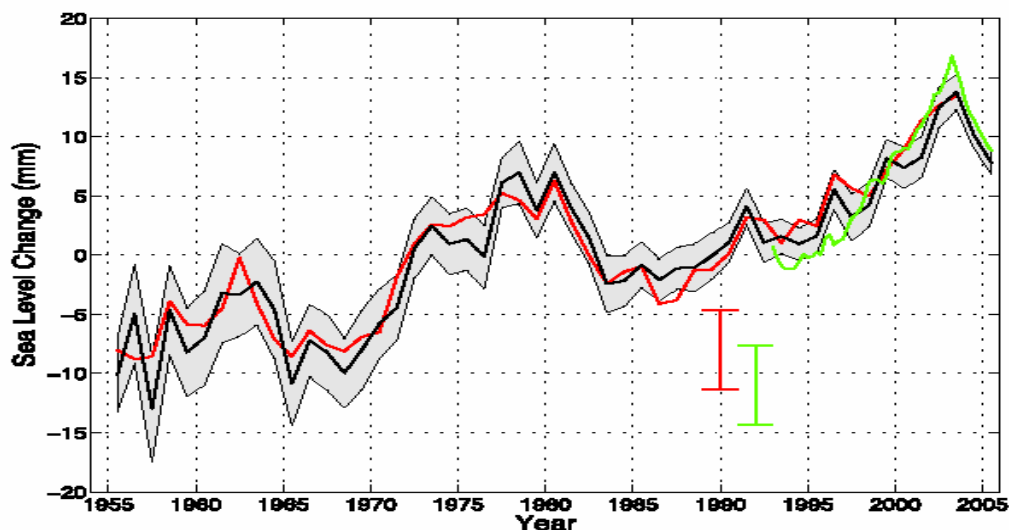


Рис. 1. Межгодовой ход стерических колебаний уровня Мирового океана в слое – 700 м, рассчитанный с 1955 г. в работах Антонова [Antonov et al., 2005] (черная линия) и Ишии [Ishii et al., 2006] (красная линия) и в слое 0–750 м, рассчитанный с 1993 г. Виллисом [Willis et al., 2004] (зеленая линия), представлен по работе [IPCC, 2007]. Затемненная площадь означает 90%-ный доверительный интервал оценок УМО. Красная и черная линии показывают отклонение от среднего значения за период 1961–1990 гг., а зеленая линия – от 1993–2003 гг.

Как видно из рис. 1, главной закономерностью стерических колебаний УМО в течение 1955–2003 гг. является его планомерный рост, который характеризуется линейным трендом, равным 0,33–0,36 мм/год. В то же время на фоне «генерального» тренда можно выделить довольно длительные промежутки времени, когда локальные тренды не только значительно отличались по величине, но даже имели обратный знак. Так, в течение 1977–1988 гг. термостерический уровень уменьшался, поэтому тренд имеет отрицательный знак. Наиболее интенсивный рост УМО отмечался в 1968–1978 и 1993–2003 гг., когда тренды достигали соответственно 1,4–1,6 и 1,2–1,6 мм/год. Однако если первый промежуток времени характеризуется слабым похолоданием климата, то второй, напротив, его резким потеплением [IPCC, 2007]. Это означает, что рост УМО в 1968–1978 гг. обусловлен исключительно предшествующим потеплением климата и повышением температуры поверхности океана (ТПО) до 1940 г., т.е. медленным нагреванием толщи океана.

Таблица 1

**Оценки тренда в стерических колебаниях уровня Мирового океана по данным разных авторов**

Авторы	Величина тренда, мм/год	Промежуток времени, годы	Толщина слоя, м
Антонов [Antonov et al., 2005]	0,40 ± 0,09	1955–1998	0–3000
Антонов [Antonov et al., 2005]	0,33 ± 0,07	1955–2003	0–700
Антонов [Antonov et al., 2005]	1,22 ± 0,50	1993–2003	0–700
Ишии [Ishii et al., 2006]	0,36 ± 0,06	1955–2003	0–700
Ишии [Ishii et al., 2006]	1,20 ± 0,50	1993–2003	0–700
Виллис [Willis et al., 2004]	1,60 ± 0,50	1993–2003	0–750

В табл. 2 представлены оценки трендов для отдельных океанов и их вклад в дисперсию межгодовых стерических колебаний уровня в виде коэффициента детерминации  $R^2$ . Если рассматривать весь период времени, то максимальный тренд отмечался в Атлантическом океане, причем он почти в 3 раза превышал оценки тренда для других океанов. Однако в последнее десятилетие максимальный рост термостерической компоненты УМО наблюдался уже в Тихом океане. Очевидно, именно в Тихом океане происходила максимальная интенсификация процесса потепления, в том числе за счет увеличения повторяемости явления Эль-Ниньо во второй половине XX столетия, причем в течение 1993–2003 гг. оно отмечалось 3 раза.

Таблица 2

**Линейные тренды уровня стерических колебаний в слое 0–700 м для отдельных океанов по данным [Antonov et al., 2005]**

Район	1955–2003 гг.		1993–2003 гг.	
	$Tr$ , мм/год	$R^2$ , %	$Tr$ , мм/год	$R^2$ , %
Мировой океан	0,33	63,0	1,23	88,4
Атлантический океан	0,60	82,8	1,06	40,8
Индийский океан	0,25	33,1	0,97	41,3
Тихий океан	0,22	27,2	1,45	73,8

Обратимся теперь к рис. 2, на котором приводится распределение оценок трендов для зонально-осредненных значений стерического уровня океана по работам [Ishii et al., 2006, Antonov et al., 2005]. Нетрудно видеть, что максимальный тренд отмечается в тропиках северного полушария, а минимальный – на экваторе и приполюсных районах. Отметим, что в указанных работах причины формирования этих трендов не рассматриваются, хотя, на наш взгляд, данный вопрос представляется принципиальным. Достаточно очевидными можно считать лишь причины формирования минимального тренда в приполюсных районах, где из-за наличия морского льда главный термоклин, как уже было указано выше, вырождается к поверхности океана.

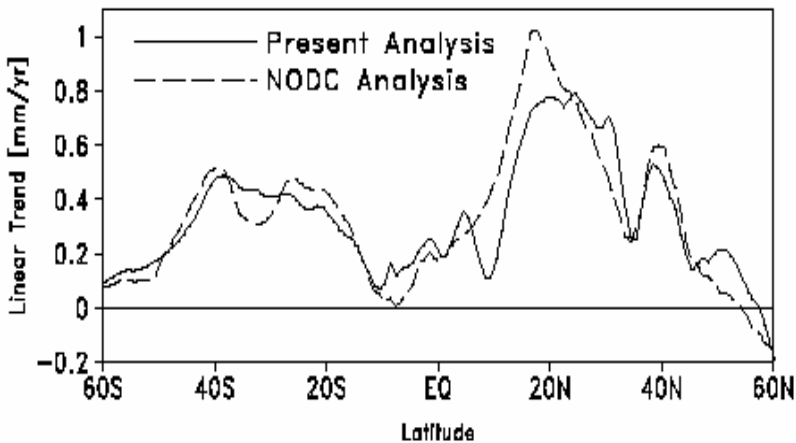


Рис. 2. Распределение трендов зонально-осредненных значений стерического уровня океана по данным [Ishii et al., 2006] (непрерывная линия) и [Antonov et al., 2005] (прерывистая линия) за период 1955–2003 гг. в мм/год

Однако причины формирования минимального тренда в приэкваториальных широтах южного полушария и максимального тренда в тропиках северного полушария не столь очевидны. Из общих представлений понятно, что они могут быть обусловлены соответствующими изменениями вертикального потока тепла в глубь океана, косвенной характеристикой которого может служить тренд в ТПО, или адвекцией тепла течениями. Выполненный нами анализ трендов среднеширотных значений ТПО за рассматриваемый период времени по данным [Sea Surface..., 2008] показал, что максимальные оценки ее трендов приходятся на зону 0–12° ю.ш. (рис. 3), где как раз отмечаются минимальные значения трендов в стерических колебаниях УМО. Это свидетельствует о том, что формирование трендов в стерических колебаниях, скорее всего, определяется соответствующими изменениями в адвекции тепла течениями. Однако проверить данное предположение очень сложно из-за отсутствия натуральных данных скоростей течений.

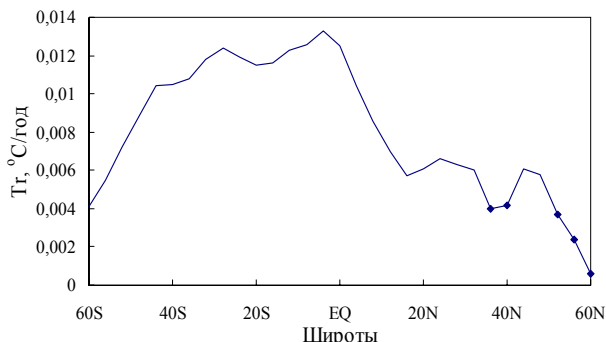


Рис. 3. Меридиональное распределение трендов зонально-средненных значений ТПО за 1955–2002 гг. по данным [Sea Surface..., 2008]. Квадратиками отмечены незначимые тренды

В общем случае формирование термостерической компоненты в  $i$ -й момент времени представляет сумму двух составляющих: «быстрой» и «медленной». «Быстрая» составляющая обусловлена внешним тепловым балансом океана, представляющим собой результирующий вертикальный поток тепла, который определяет колебания теплосодержания деятельного слоя океана. Период тепловой адаптации системы «океан–атмосфера», как известно, составляет несколько недель. «Медленная» составляющая – это нагревание (охлаждение) сверху толщи океана до нижней границы главного термоклина. Данный процесс вследствие малых вертикальных скоростей происходит годы и даже десятилетия, причем адвекция тепла течениями «размазывает» поступающий сверху «климатический сигнал» практически по всей акватории океана. Следовательно, межгодовые стерические колебания УМО определяются суммой составляющих теплового баланса синхронного взаимодействия системы океан–атмосфера в конкретный  $i$ -й год и предыдущими ее изменениями в течение многих лет. К сожалению, отделить эти составляющие друг от друга практически невозможно, поскольку в каждом районе океана они зависят от множества локальных условий.

Рассмотрим в данной работе возможность оценки стерических колебаний в результате синхронного взаимодействия системы океан–атмосфера по данным о ТПО на основе статистической модели, которую представим в следующем виде:

$$\Delta h_C = f(T_1, T_2, \dots, T_m) + Tr = \Delta h_{\text{быстр.}} + \Delta h_{\text{медл.}}, \quad (3)$$

где  $T_1, \dots, T_m$  – средние годовые значения ТПО в  $m$  точках акватории Мирового океана, взятых из глобального архива NOAA NCDC ERSST [Sea Surface..., 2008] за период 1955–2002 гг. в узлах широтно-долготной сетки с шагом  $2^\circ$ ;  $Tr$  – линейный тренд стерических колебаний.

Итак, слагаемые в формуле (3) характеризуют соответственно «быструю» и «медленную» компоненты стерических колебаний УМО. По сути, наша задача сводится к построению статистической модели для первого слагаемого в формуле (3).

Прежде всего, из принятого нами за основу временного ряда стерических изменений УМО [Antonov, 2005] был исключен линейный тренд:

$$Tr = a_1t + a_0. \quad (4)$$

Затем осуществлялась оценка линейных трендов в ТПО для акватории Мирового океана с целью исключения их возможного влияния на формирование тренда в стерических колебаниях уровня. Общее количество точек с данными ТПО составило около 5900. После исключения из выборки точек, примыкающих к побережьям, их число сократилось до 5130. Пространственное распределение трендов в ТПО по акватории Мирового океана за период 1955–2002 гг. представлено на рис 4. Всего значимых по критерию Стьюдента на уровне  $\alpha = 0,05$  выявлено 3770 трендов, что составляет 73 % от общего числа точек. Естественно, что значимые положительные тренды занимают большую часть океанов.

Максимальное положительное значение тренда ( $Tr = 0,036$  °C/год) наблюдается у побережья Перу, а максимальное отрицательное ( $Tr = -0,022$  °C/год) – в северо-западной части Тихого океана. Данная процедура позволила привести все временные ряды к стационарному виду.

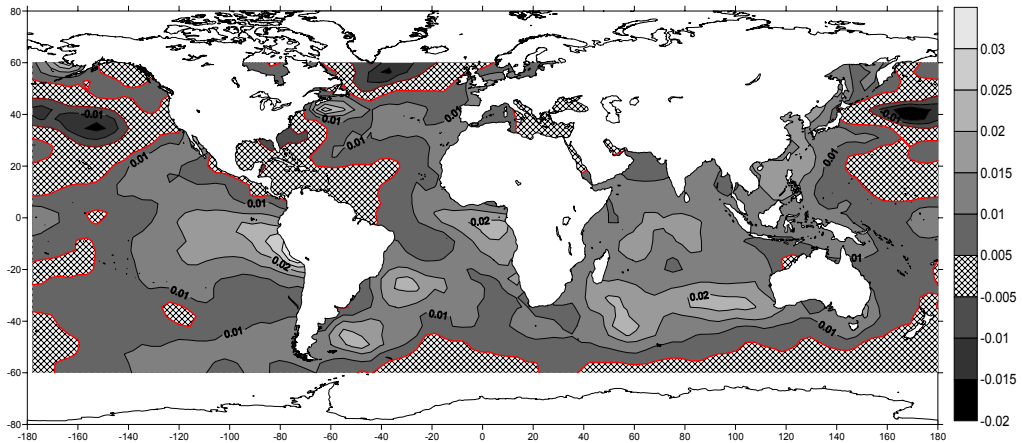


Рис. 4. Распределение трендов значений ТПО за период 1955–2002 гг.  
Заштрихованная область относится к незначимым оценкам трендов

Очевидно, непосредственное использование столь большого числа исходных переменных в статистической модели, с одной стороны, вызывает серьезные технические затруднения, а с другой – вряд ли физически оправданно, поскольку далеко не все районы океана оказывают равнозначное влияние на формирование стерических колебаний уровня. Поэтому вначале был выполнен расчет коэффициентов корреляции ( $r$ ) между  $\Delta h_{\text{быст}}$  и ТПО в отобранных точках и осуществлен отбор значимых по критерию Стьюдента значений  $r$ . Критическая (пороговая) величина  $r$  определялась как:

$$r_{кр} = t_{кр} / (n - 2 + t_{кр}^2)^{1/2}, \quad (5)$$

где  $t_{кр}$  – статистика Стьюдента при уровне значимости  $\alpha$  и числе степеней свободы  $\nu = n - 2$ ,  $n$  – длина выборки.

Получаем, что при  $\alpha = 0,05$   $r_{кр} = 0,28$ . Для простоты примем  $r_{кр} = 0,30$ . В результате было отобрано 307 значимых коэффициентов корреляции, в том числе для Атлантического океана – 94, Индийского – 82 и Тихого – 131. Отметим, что большинство (около двух третей) точек сосредоточено в южном полушарии океанов.

Итак, примем  $m = 307$ . Наиболее адекватен задаче построения модели в виде (3) метод множественной линейной регрессии. При большом числе предикторов эффективным способом решения данной задачи является использование метода включения переменных пошагового алгоритма, позволяющего проводить сравнительный анализ основных параметров моделей с разным числом коэффициентов регрессии и тем самым находить оптимальный вид окончательной модели [Малинин, Гордеева, 2003].

Модель рассчитывалась за период 1955–2002 гг. Результаты расчетов показали, что до 9 шага все включаемые в модель переменные являются значимыми при уровне значимости  $\alpha = 0,10$ , поэтому она имеет вид

$$\Delta h_c = a_0 + a_1 T_1 + \dots + a_9 T_9 + Tr. \quad (6)$$

Пространственное расположение переменных представлено на рис. 5, причем номер означает порядок включения их в регрессионную модель.

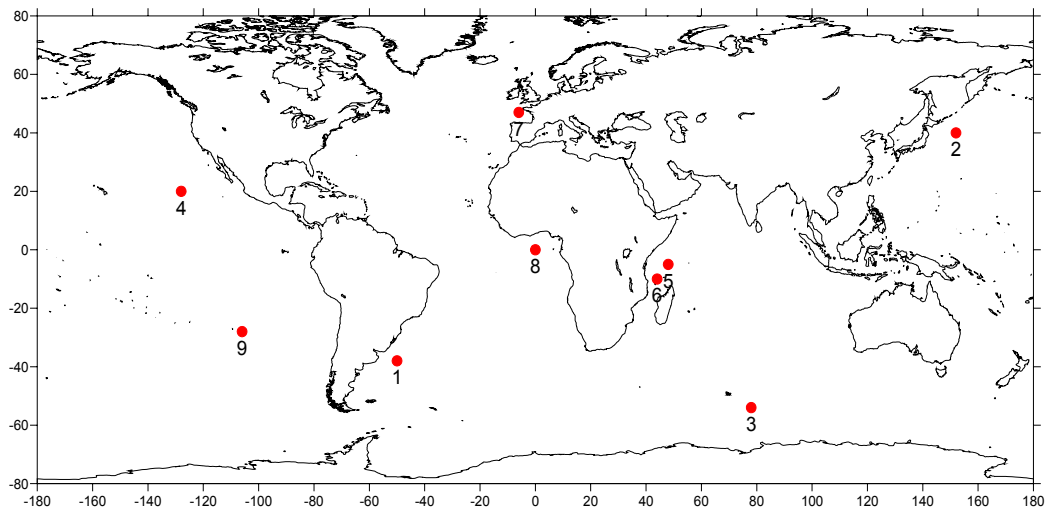


Рис. 5. Пространственное местонахождение переменных в Мировом океане для модели (6)

Распределение значений коэффициента детерминации  $R^2$  и стандартной ошибки модели  $\sigma_{y(x)}$  от  $m = 1$  до  $m = 9$  приводится на рис. 6. Нетрудно видеть,



что на шаге  $m = 9$   $R^2 = 0,74$ , а  $\sigma_{y(x)} = 2,02$  мм/год, что составляет 0,57 % от стандартного отклонения функции отклика. Критерий Фишера, показывающий степень адекватности построенной модели, изменяется в пределах 11–18, что значительно превышает его критическое значение.

К сожалению, выделить оптимальный шаг модели оказалось чрезвычайно сложно, поэтому исключив первые 2 шага, которые дают максимальную ошибку, остальные 7 шагов подверглись осреднению. По усредненной таким образом модели был получен межгодовой ход стерических колебаний уровня океана для зависимого (1955–2002 гг.) и независимого (2003–2007 гг.) периодов времени (рис. 7).

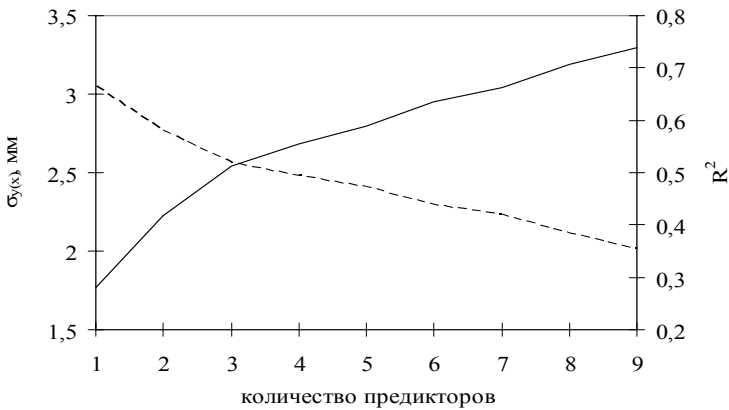


Рис. 6. Распределение коэффициента детерминации  $R^2$  (сплошная линия) и стандартных ошибок модели (5)  $\sigma_{y(x)}$  в мм/год (пунктирная) при различном числе предикторов

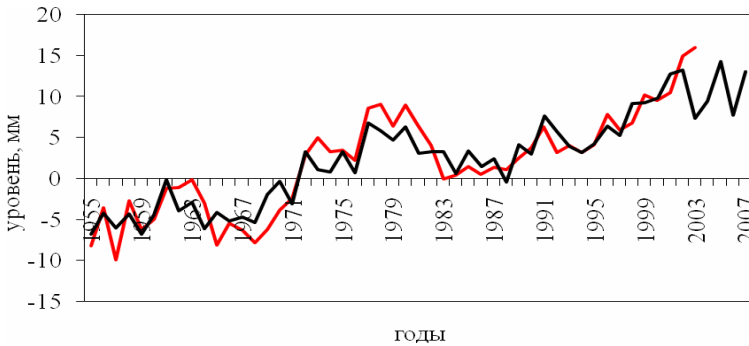


Рис. 7. Сопоставление стерических колебаний уровня океана по данным [Antonov et al., 2005] (красная линия) и вычисленных по статистической модели (черная линия)

Как и следовало ожидать, в 2003 г. отмечается максимальное расхождение между вычисленной и фактической экстремальной оценкой стерических колебаний уровня. Затем, вплоть до 2007 г., значения  $\Delta h_c$  были заметно ниже. Есте-

ственно, проверить эти оценки не представляется возможным. Можно лишь констатировать, что согласно четвертому отчету МГЭИК [IPCC, 2007] к 2005 г. произошло резкое уменьшение  $\Delta h_c$  до 8 мм, что полностью соответствует нашим оценкам. Если в последние годы действительно отмечается некоторый спад в стерической компоненте уровня, то это может означать, что синхронное взаимодействие океана и атмосферы, прежде всего, ответственно за случайные колебания  $\Delta h_c$ , в то время как тренд формируется преимущественно под действием плотностных изменений уровня в течение многих предшествующих лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 09-05-00389).

### **Литература**

1. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). – Мурманск: изд. ПИНРО, 2003. – 164 с.
2. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч. 1. Физические процессы. – СПб.: изд. РГГМУ, 1998. – 348 с.
3. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО, 2008, т. 140, вып. 4, с. 20–30.
4. *Провоторов П.П.* Стерические колебания уровня. Сборник научных трудов. Колебания уровня в морях. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003, с. 129–138.
5. *Antonov J.I., S. Levitus, and T.P. Boyer.* Thermosteric sea level rise, 1955–2003. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 32, L12602, doi:10.1029/2005GL023112, 2005.
6. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 // Eds. Bernstein L., et al. Cambridge; New York, Cambridge university press. 2007. – 940 p.
7. *Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki,* 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. J. Oceanogr., 62(2), 155–170.
8. Sea Surface Temperature data: NOAA NCDC ERSST version2 SST / IRI LDEO Climate Data Library, Columbia University, USA – 2008. – Electronic data. – Mode of access: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version2/.SST>.
9. *Willis, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle.* Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales. J. Geophys. Res., 109, C12036, doi:10.1029/2003JC002260, 2004.