

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ И ЭКОЛОГИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

УДК 551.465

В.В. Кныш, С.Г. Демышев, А.И. Кубряков,
В.А. Моисеенко, А.И. Мизюк, Н.В. Инюшина,
М.В. Мартынов, Г.К. Коротаев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕАНАЛИЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ, ВЫПОЛНЕННОГО ПО МОДЕЛЯМ В σ - И z - КООРДИНАТАХ

В работе проведено сравнение результатов ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря за период 1971 – 1993 гг., выполненного по σ - и z -координатным моделям с ассимиляцией в моделях среднемесячных данных измерений температуры и солёности. Сопоставление, в основном, выполнено для интегральных термохалинных и динамических характеристик. Осредненные по горизонтам и за весь период профили солёности, температуры и кинетической энергии качественно близки между собой. Мало различаются в качественном отношении горизонтальные течения. Вертикальная скорость качественно и количественно лучше восстанавливается по модели в z -координатах. Количественные различия обусловлены особенностями расчетов по разным моделям, худшим разрешением по вертикали и горизонтали в σ -модели, относительно высокими ошибками интерполяции параметров моря с σ -поверхностей на z -горизонты, а также отличием методик расчета вертикальной скорости.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *модель гидротермодинамическая, анализ ретроспективный, поля гидрофизические, температура, солёность, σ -координаты, z -координаты, Черное море.*

Введение. Проведение ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря на основе ассимиляции в численной модели данных измерений температуры и солёности является актуальной и важной задачей [1, 2]. Численная гидротермодинамическая модель течений, как показали первые результаты реанализа [2, 3], является основой для воспроизведения гидрофизических полей моря. Именно модель позволяет использовать реальное атмосферное воздействие и усваивать имеющиеся данные измерений параметров моря. В конечном итоге предоставляется возможность восстановить, за определенные периоды времени, термохалинные и динамические поля моря и проследить особенности их сезонной и межгодовой изменчивости.

© В.В. Кныш, С.Г. Демышев, А.И. Кубряков, В.А. Моисеенко,
А.И. Мизюк, Н.В. Инюшина, М.В. Мартынов, Г.К. Коротаев, 2011

В последнее время все большее внимание уделяется вопросу сопоставления результатов моделирования гидрофизических процессов в морских бассейнах посредством использования различных моделей (мультимоделирование). Отметим, что калибровка моделей является весьма сложной задачей и может осуществляться различными способами. Для этих целей можно выбрать в рассматриваемом морском бассейне наиболее яркое гидрофизическое явление и с учетом его особенностей сопоставить результаты моделирования данного явления различными численными моделями. Так, известной особенностью распределения температуры моря по глубине является наличие в нем холодного промежуточного слоя (ХПС). Представляется, что в случае реанализа гидрофизических полей Черного моря для сопоставления результатов, полученных по двум различным моделям, можно использовать выявленные в работах [2–4] особенности тенденций межгодовой изменчивости восстановленных гидрофизических полей. Именно долговременная изменчивость интегральных характеристик температуры, солёности, кинетической энергии, вертикальной скорости течений представляет как научный, так и практический интерес.

В данной работе проведено сравнение результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря за период 1971 – 1993 гг., выполненного по σ - и z -координатным моделям с ассимиляцией в моделях среднемесячных данных измерений температуры и солёности. Сопоставление, в основном, выполнено для интегральных термохалинных и динамических характеристик.

Они включают:

- осредненные по горизонтам и за весь период профили солёности, температуры и кинетической энергии течений;
- среднегодовые значения солёности, температуры и кинетической энергии;
- среднегодовые профили вертикальной скорости в области моря с преимущественно циклонической завихренностью (глубины между 1 050 и 2 000 м).

Обсуждаются причины количественных различий между интегральными характеристиками и распределениями температуры в ХПС летом и течений зимой.

Используемые модели морской динамики и данные наблюдений.

Ретроспективный анализ гидрофизических полей моря проводился по двум численным гидротермодинамическим моделям течений. Первая из них – модель *РОМ* Принстонского университета [5], адаптированная к черноморскому бассейну [6]. Эта региональная модель базируется на системе полных уравнений термогидродинамики моря со свободной поверхностью в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости. В ней используется σ -координата

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (1)$$

где декартова z -координата направлена вертикально вверх. Свободная поверхность моря $z = \eta(x, y, t)$ представляется в преобразованных координатах поверхностью $\sigma = 0$, а рельеф морского дна $z = H(x, y)$ – поверхностью $\sigma = -1$, x , y – горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно, t – время.

Не приводя уравнений движения и неразрывности, представим здесь лишь уравнения переноса-диффузии тепла и соли, модифицированные для ассимиляции в модели данных измерений температуры и солёности

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] - \frac{\partial R}{\partial \sigma} + F_T + DQ_T, \quad (2)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S + DQ_S. \quad (3)$$

В уравнениях (2), (3) T – температура, S – солёность; U , V – компоненты скорости течений вдоль осей x , y ; ω – скорость нормальная к σ -поверхности; $D = H + \eta$; K_H – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии;

$$F_T = \frac{\partial}{\partial x} \left(HA_H \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HA_H \frac{\partial T}{\partial y} \right), \quad F_S = \frac{\partial}{\partial x} \left(HA_H \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(HA_H \frac{\partial S}{\partial y} \right);$$

HA_H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии; Q_T , Q_S – функции мощности источников, имеющие следующий вид:

$$Q_T(\vec{x}, t) = \frac{1}{REL[1 + \sigma_T^2(\vec{x})]} [T^{obs}(\vec{x}, t) - T(\vec{x}, t)], \quad (4)$$

$$Q_S(\vec{x}, t) = \frac{1}{REL[1 + \sigma_S^2(\vec{x})]} [S^{obs}(\vec{x}, t) - S(\vec{x}, t)], \quad (5)$$

где REL – параметр релаксации; $\sigma_T^2(\vec{x})$, $\sigma_S^2(\vec{x})$ – относительные дисперсии ошибок оптимальной интерполяции измерений температуры и солёности в узлы сеточной области, нормированные на дисперсии соответствующих полей; $T^{obs}(\vec{x}, t)$, $S^{obs}(\vec{x}, t)$ – измеренные значения, $T(\vec{x}, t)$, $S(\vec{x}, t)$ – модельные значения температуры и солёности; R – проникающая коротковолновая радиация; $\vec{x} = (x, y, \sigma)$.

На поверхности моря задаются:

- касательное напряжение трения ветра;
- суммарный поток тепла, включающий слагаемое, которое зависит от разности между рассчитываемой и задаваемой температурой поверхности моря;
- поток соли равный произведению рассчитываемой поверхностной солёности на разность между осадками и испарением.

На дне моря потоки тепла и соли равны нулю, а для скоростей используются рассчитываемые по принятой методике [6] компоненты напряжений трения. На твердой боковой границе принимаются условия равенства нулю: нормальных скоростей и нормальных производных касательной скорости; нормальных потоков соли и тепла.

При конечно-разностной аппроксимации исходных уравнений модели по пространству применяется сетка C . По времени используется схема «че-харда». Численное решение ищется отдельно для бароклинной и баротропной мод. Для избежания расщепления решения на четных и нечетных шагах

по времени используется слабый фильтр Айселина [7], т. е. решение бароклинной и баротропной мод сглаживается на каждом шаге по времени. Уровень моря вычисляется из уравнения неразрывности.

Ассимиляционные источники учитываются с предыдущего шага по времени. Ежемесячные массивы данных измерений температуры и солёности, так же как и ежемесячные поля дисперсий ошибок оптимальной интерполяции температуры и солёности (см. ниже) интерполировались с z -горизонтов на σ -поверхности модели. При этом использовалось тридцать шесть горизонтов: 0; 5; 10; 16;... 52; 60; 68;... 100; 110; 120; 135; 150; 175; 200; 250; 300; 400;... 600; 750;... 1 350; 1 550;... 2 150 м.

Расчеты проводились на сетке с шагами по горизонтали 8,1 км вдоль параллели и 6,95 км вдоль меридиана. По вертикали использовалось двадцать шесть σ -поверхностей: 0,000; -0,003; -0,006; -0,009; -0,012; -0,015; -0,020; -0,025; -0,030; -0,035; -0,040; -0,045; -0,050; -0,055; -0,060; -0,067; -0,075; -0,090; -0,140; -0,200; -0,330; -0,500; -0,670; -0,830; -0,910; -1,000. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солью по горизонтали принимались равными: $A_M = 300 \text{ м}^2/\text{с}$, $A_H = 60 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. Шаг по времени полагался равным: для баротропной моды – 10 сек, для бароклинной моды – 5 мин.

Вторая численная модель достаточно высокого уровня физической полноты, в z -координатах и приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды, была разработана ранее в МГИ НАН Украины [8]. Она применялась для решения задачи восстановления климатических гидрофизических полей Черного моря на сетке с горизонтальным разрешением $14,8 \times 14,8 \text{ км}$ [9]. Позже модель была усовершенствована посредством включения в нее модели турбулентности Меллора и Ямады [10].

Для краткости изложения здесь также приведем только уравнения переноса-диффузии тепла и соли с включенными в правую часть ассимиляционными источниками. Уравнения имеют вид

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^V T_z)_z + Q_T - R_z, \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^V S_z)_z + Q_S. \quad (7)$$

В z -координатной модели турбулентный обмен импульсом, теплом и солью по горизонтали параметризован в виде бигармонического оператора с коэффициентами ν^H и κ^H соответственно. В уравнениях (6), (7) κ^V – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии (ν^V – коэффициент вертикального турбулентного обмена импульсом). Источники Q_T , Q_S в правых частях уравнений (6), (7) имеют такой же вид как (4), (5).

Граничные условия в z -координатной модели в основном такие же, как в модели с σ -координатами, с небольшим отличием. На поверхности моря в модели с z -горизонтами к потоку соли, равному произведению рассчитываемой поверхностной солёности на разность между осадками и испарением, добавляется разность между поверхностной климатической и рассчитываемой солёностью. На дне для компонент вектора скорости течений приняты условия прилипания. Наличие бигармонических операторов требует до-

полнительных условий на твердой боковой границе. Таковыми принимаются условия равенства нулю:

– лапласиана от нормальной скорости; лапласиана от нормальной производной касательной скорости;

– лапласиана от нормальной производной температуры и солёности.

На части границы, где вода втекает, задаются обе, u - и v -компоненты скорости, T и S и нулевые перечисленные выше лапласианы. Для верхнебосфорского течения и Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское, задается меридиональная компонента скорости, а лапласианы от нормальной скорости, от нормальной производной касательной скорости и от нормальной производной температуры и солёности равны нулю.

Конечно-разностная аппроксимация исходных уравнений z -координатной модели выполнялась на сетке C . Она обладает вторым порядком аппроксимации по времени и, с точностью до равномерного шага, вторым – по пространству.

По времени используется схема «чехарда». Для предотвращения расщепления решения по времени используется схема Мацуно [11]. В случае отсутствия трения дискретная модель обеспечивает выполнение ряда законов сохранения. Запись уравнений движения в форме Громеки-Лэмба [12] позволяет обеспечить в баротропном приближении сохранение с точностью до аппроксимации по времени полной энергии и потенциальной энтропии [12, 13]. Специальная аппроксимация уравнения гидростатики [14] обеспечивает выполнение закона сохранения полной энергии в случае нелинейного уравнения состояния.

Следуя работе [15], при аппроксимации уравнения для уровня моря была использована полунеевая схема [16]. В соответствии с ней в проинтегрированное по вертикали дискретное уравнение неразрывности подставляются выражения для горизонтальных компонент скорости, которые выводятся из конечно-разностных уравнений движения. Полученное дискретное уравнение для приведенного уровня решается методом верхней блочной релаксации. Ассимиляционные источники учитываются с предыдущего шага по времени.

Расчеты проводились на сетке с равномерным шагом по горизонтали равном 4,93 км. По вертикали использовалось тридцать восемь горизонтов: 2,5; 5; 10; ... 30; 40; 50; 63; 75; 88; 100; 113; 125; 150; ... 200; 250; 300; 400; ... 2 100 м. Значения коэффициента ν^H были выбраны следующими: $2 \cdot 10^8$ м⁴/с до глубины 550 м, 3×10^8 м⁴/с на глубинах 600 и 900 м, 4×10^8 м⁴/с на глубинах 700 – 1500 м, затем увеличивались до 10×10^8 м⁴/с на глубинах 1 600 – 2 100 м. Коэффициент κ^H равнялся 5×10^8 м⁴/с. Шаг по времени полагался равным 5 мин.

В начальный момент времени задаются климатические поля, восстановленные в обеих моделях посредством ассимиляции в них климатических массивов температуры и солёности.

Характерной чертой для рассматриваемых моделей является параметризация турбулентности Меллора-Ямады с уровнем замыкания 2.5 [10]. Тем самым модели позволяют достаточно адекватно воспроизводить термодинамику верхнего слоя моря. Приведем соотношения и уравнения модели турбулентности, представленные в z -координатах. В соответствии с теорией Меллора-Ямады для определения неизвестных функций ν^V , κ^V необходимо знать кинетическую энергию турбулентности ($e^2/2$) и макромасштаб турбу-

лентности (l). Соответствующие соотношения для расчета коэффициентов имеют вид

$$v^V = leS_H, \quad \kappa^V = leS_M, \quad (8)$$

где S_H, S_M – функции устойчивости, которые определяются из эмпирических соотношений:

$$S_M = A_1 \left[\left(1 - \frac{6A_1}{B_1} - 3C_1 \right) + 9(2A_1 + A_2)S_H G_H \right] (1 - 9A_1 A_2 G_H)^{-1}, \quad (9)$$

$$S_H = A_2 \left(1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) [1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)]. \quad (10)$$

Здесь $G_H = -\left(\frac{Nl}{e}\right)^2 = -\frac{l^2}{e^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, $N = \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)^{1/2}$ – частота Вейселя-Брента.

Эмпирические константы A_1, A_2, B_1, B_2, C_1 определяются из эксперимента.

Для нахождения $e^2/2$ и l решаются следующие два уравнения:

$$\frac{de^2}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^V \frac{\partial e^2}{\partial z} \right) + 2v^V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \kappa^V \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2e^3}{B_1 l} - v^e \nabla^4 e^2, \quad (11)$$

$$\frac{d(e^2 l)}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^V \frac{\partial (e^2 l)}{\partial z} \right) + l E_1 v^V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_3 g}{\rho_0} \kappa^V \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{e^3}{B_1} P^e - v^e \nabla^4 (e^2 l), \quad (12)$$

где P^e – эмпирическая функция и E_1, E_3 – эмпирические константы.

Эта система уравнений должна быть дополнена соотношением для расчета μ^V , которое имеет вид

$$\mu^V = leS_e, \quad (13)$$

где эмпирическая константа $S_e = 0,2$.

Систему уравнений (8) – (13) необходимо дополнить краевыми и начальными условиями:

$$e^2 = B_1^{2/3} \left[(\tau^x + \tau^y) / \rho_0^2 \right]^{1/2} \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = 0 \quad (14)$$

$$e^2 = 0 \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = H(x, y), \quad (15)$$

$$e = e^0 \quad l = l^0 \quad \text{при } t = t^0. \quad (16)$$

Таким образом, система уравнений (8) – (16) решается с краевыми (14) – (15) и начальными (16) условиями.

Разностные аналоги уравнений для кинетической энергии турбулентности и макромасштаба турбулентности (11), (12) расписывались по аналогии с работой [10] с учетом неявного представления по времени диффузии по вертикали. Полученная система дискретных уравнений решалась методом прогонки по вертикальной координате.

Отметим, что максимальные значения коэффициентов вертикального турбулентного обмена импульсом, теплом и солью в z -координатной модели ограничивались $12 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$.

В обеих моделях учитывается сток рек в бассейн моря, а также обмен водами с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор. Используются климатические среднемесячные значения расходов воды. Изменения температуры, солёности и уровня моря в местах впадения рек и в проливах в σ -координатной модели рассчитываются по специальному алгоритму [17]. В z -координатной модели при расчете температуры и солёности в примыкающих к рекам боксах использовались заданные в реках климатические значения этих параметров.

Атмосферное воздействие в моделях задавалось на основе результатов глобального реанализа *ERA-40*, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды *ECMWF* [18] с пространственным разрешением $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ и временной дискретностью 6 часов за период 1958 – 2002 гг. Исходные поля *ERA-40* были пересчитаны методом оптимальной интерполяции на сетки моделей и сглажены 9-точечным фильтром Гаусса тремя итерациями.

Период 1971 – 1993 гг. характеризуется большой интенсивностью проведения океанографических работ в Черном море, общее количество станций составило 101 тыс. В это время было выполнено 67 гидрологических съемок, практически полностью охватывающих акваторию моря, и 72 съемки отдельно западной или восточной части бассейна. Летний сезон наиболее обеспечен данными наблюдений, в августе было выполнено 12,5 тыс. станций. Зимний сезон имеет гораздо меньшую обеспеченность, количество станций минимально в январе – 3,5 тыс. станций. Наибольшая интенсивность проведения гидрологических съемок приходится на вторую половину 1980-х гг., в отдельные месяцы 1986 и 1987 гг. количество станций превышало 1 тыс. На горизонте 50 м количество данных сокращается в 3 раза, на 200 м – в 5 раз. Обеспеченность для глубинных слоев составляет 5,5 тыс. станций для горизонта 1 000 м и 927 станций для 2 000 м. В северной части моря (севернее параллели $43,5^\circ$ с. ш.) выполнена основная часть океанографических работ – 70 % общего числа станций. Западная часть моря (западнее 34° в.д.) лучше обеспечена данными, чем восточная часть – 65 % и 35 %, соответственно.

Нерегулярные по пространству и времени первичные данные измерений температуры и солёности были скомпонованы по месяцам и подвергнуты количественному контролю по традиционной схеме [19]. Восстановление ежемесячных массивов данных измерений температуры и солёности в узлах сеточных областей рассматриваемых моделей для периода ретроспективного анализа (275 месяцев) производилось посредством оптимальной интерполяции от-

клонений от климата данных измерений на станциях [20]. Одновременно с этим производился расчет ежемесячных полей относительных дисперсий температуры и солёности, характеризующих точность оптимальной интерполяции данных измерений в узлах сетки. При выполнении оптимальной интерполяции использовались автокорреляционные функции климатических полей температуры и солёности, вычисленные в предположении однородности и с учетом анизотропии [20]. При получении ежемесячных массивов измерений температуры и солёности данные выбирались из временного окна ± 45 дней. Вклад измерений, отстоящих по времени на величину Δt от выбранного месяца, определялся с помощью корреляционной функции по времени [4]. Такой способ получения ежемесячных данных измерений температуры и солёности позволяет каждому конкретному измерению неоднократно участвовать в дальнейшем в процедуре усвоения данных. Это позволяет также заполнить информацией временные интервалы, в которых измерения не производились. Таким образом, удается значительно уменьшить негативное влияние на результаты расчетов неоднородности пространственно-временного распределения данных измерений. Отметим, что глубже горизонта 300 м в реанализе использовались климатические данные по температуре и солёности.

Среднемесячные данные измерений температуры, солёности, рассчитанные значения дисперсий ошибок оптимальной интерполяции температуры и солёности, значения расходов воды, а также значения параметров атмосферы линейно интерполировались на каждый шаг по времени в обеих моделях. Отметим, что имеются различия при интерполяции отмеченных параметров в моделях. Они обусловлены тем, что среднемесячные данные измерений в z -координатной модели относились к середине месяца, а в σ -координатной модели – к началу месяца.

Данные реанализа, полученные в результате расчетов с дискретностью по времени одни сутки, являются исходными для исследования сезонной и межгодовой изменчивости температуры, солёности, кинетической энергии и вертикальной скорости.

Анализ и сопоставление результатов реанализа. Основное внимание при сопоставлении результатов реанализа гидрофизических полей уделяется анализу интегральных характеристик. Это объясняется особенностями расчетов по разным моделям – незначительные отличия между краевыми условиями и данными измерений и их учетом в моделях, худшее разрешение по вертикали и горизонтали в σ -модели, различие методик расчета вертикальной скорости. Ниже сопоставляется межгодовая изменчивость термохалинных и динамических параметров моря в деятельном слое 0 – 300 м. Отметим, что межгодовая изменчивость изучалась по поведению средней за год температуры, солёности и кинетической энергии на отдельных горизонтах или в слоях моря.

Обратимся сначала к рассмотрению некоторых интегральных характеристик. Профили солёности и температуры, полученные посредством осреднения полей по горизонтам и за весь период 1971 – 1993 гг., показаны на рис. 1 и рис. 2 соответственно. Нетрудно видеть, что качественно они близки между собой, но имеют количественные различия.

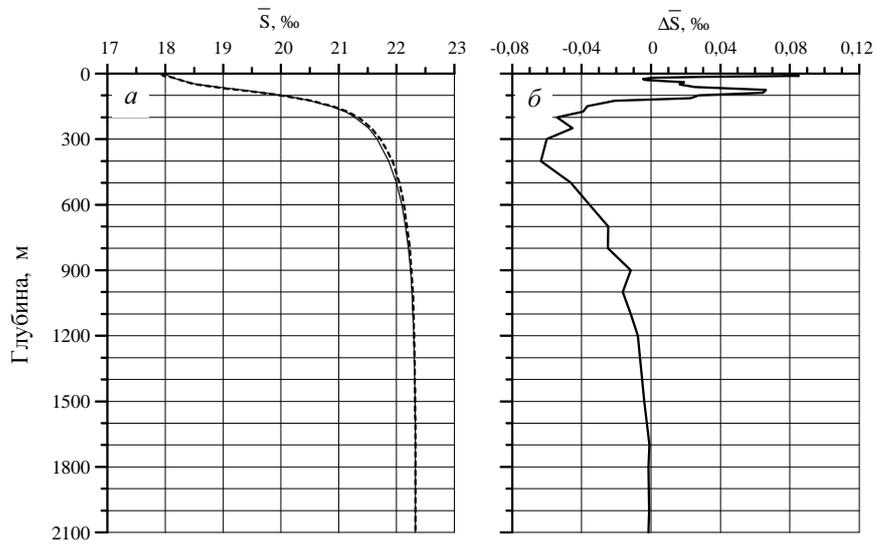


Рис. 1. Профили солености, полученные осреднением полей по горизонтам за весь период 1971 – 1993 гг. *a* – расчет по σ -модели (сплошная кривая), расчет по z -модели (штриховая кривая); *б* – график изменения по глубине разности $\Delta \bar{S} = \bar{S}_\sigma - \bar{S}_z$.

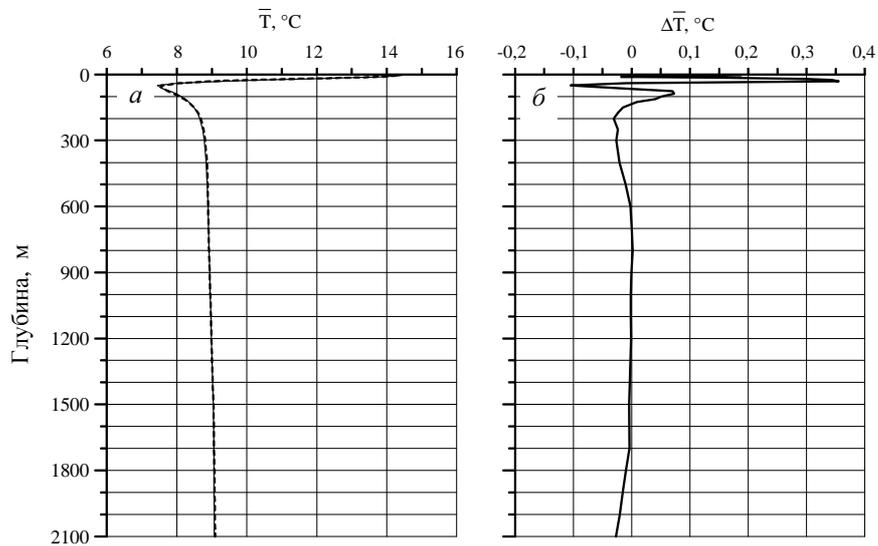


Рис. 2. Профили температуры, полученные осреднением полей по горизонтам за весь период 1971 – 1993 гг. *a* – расчет по σ -модели (сплошная кривая), расчет по z -модели (штриховая кривая); *б* – график изменения по глубине разности $\Delta \bar{T} = \bar{T}_\sigma - \bar{T}_z$.

По солености (см. рис. 1, б) в верхнем галоклине (слой 0 – 20 м) они обусловлены отличием краевых условий на поверхности и особенностями формирования верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) из-за более высоких значений коэффициентов вертикального турбулентного обмена солью в модели с σ -координатами. В верхней части постоянного галоклина (слой 20 – 120 м) причиной повышенных значений солености в σ -координатной модели может быть более интенсивное осенне-зимнее перемешивание, а также ошибки, связанные с интерполяцией солености с σ -поверхностей на z -горизонты. Глубже 120 м количественные различия по солености объясняются худшим разрешением по вертикальной координате в σ -модели (в глубоководной области моря) и ошибками интерполяции.

Количественные различия по температуре имеют более сложный характер (см. рис. 2, б). В верхнем слое (глубины от 0 до 40 м) они обусловлены отличием краевых условий на поверхности, а также ограничением максимальных значений коэффициентов вертикального турбулентного обмена теплом в модели с z -горизонтами. В слое 40 – 150 м различия между значениями осредненных температур объясняются различным холодозапасом холодного промежуточного слоя, получаемом в рассматриваемых моделях. В слое с глубинами от 150 до 650 м различия по температуре можно объяснить низким разрешением по вертикальной координате в σ -модели.

Для сопоставления результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря, проведенного по моделям в σ - и z -координатах, на рис. 3 мы представили графики многолетней изменчивости среднегодовой солености на отдельных характерных горизонтах, в качестве которых выбраны горизонты 50 и 100 м..

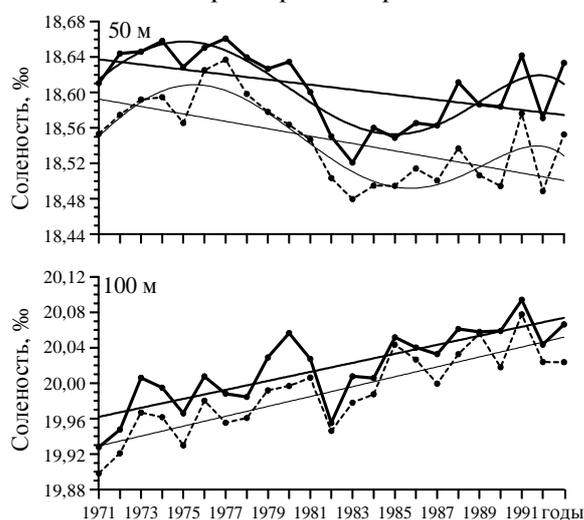


Рис. 3. Межгодовая изменчивость осредненной на горизонтах 50 и 100 м солености: сплошные кривые – расчеты по σ -координатной модели, штриховые кривые – расчеты по z -координатной модели.

Не трудно видеть, что, что соленость на приведенных горизонтах выше в σ -координатной модели, что отражается поведением кривой на рис. 1, б. В тенденциях межгодовой изменчивости солености на горизонте 50 м прослеживается ее уменьшение (толстые и тонкие линии здесь и далее – линейные тренды). На глубине 100 м, наоборот, видны положительные линейные тренды. Характеристики линейных трендов несколько отличаются (см. рис. 3). Так, на горизонте 50 м характеристики отрицательных трендов равны: $-0,33 \times 10^{-2} \text{ ‰/год}$ (σ -координатная модель) и

$-0,42 \times 10^{-2} \text{ ‰/год}$ (z -координатная модель). На горизонте 100 м скорость увеличения среднегодовой солености в σ - и z -моделях равна $0,51 \times 10^{-2} \text{ ‰/год}$ и

$0,56 \times 10^{-2}$ ‰/год соответственно. Отметим, что отрицательные линейные тренды солености отмечаются также и на поверхности моря. В то же время устойчивое повышение солености происходит на глубинах 75, 100, 200 и 300 м. На горизонте 50 м полиномиальная аппроксимация рядов 5-й степени хорошо согласуется с поведением полиномов 5-й степени, аппроксимирующих многолетние изменения речного стока и количества атмосферных осадков в отмеченные годы [21]. Увеличение солености глубже 50 м может быть объяснено усилением стратификации вод в период с 1970 до 1990 гг. [4, 22].

На рис. 4 показаны графики временного хода среднегодовых значений температуры на горизонтах 50 и 200 м. Как видно, значения этого параметра на приведенных горизонтах ниже в σ -координатной модели, что подтверждает соответствующая кривая, приведенная на рис. 2, б. Уменьшение температуры с течением времени в обеих моделях прослеживается от поверхности моря до горизонта 100 м включительно. Оно согласуется с тенденцией изменчивости среднегодового суммарного потока тепла [4].

Вместе с тем на горизонтах 200 и 300 м наблюдается тенденция к увеличению средней температуры. Этот факт авторы работ [4, 22] объясняют усилением стратификации и уменьшением потока тепла через слой высоких градиентов плотности.

Характеристики линейных трендов по температуре, как и по солености, немного отличаются. На горизонте 50 м скорость уменьшения среднегодовой температуры составляет: $-2,62 \times 10^{-2}$ °C/год в z -координатной модели, а в модели с σ -координатами $-2,49 \times 10^{-2}$ °C/год. На горизонте 200 м рост температуры в z - и σ - координатных моделях равен $2,5 \times 10^{-4}$ °C/год и $3,64 \times 10^{-4}$ °C/год соответственно.

Кривая разности температур $\Delta \bar{T} = \bar{T}_\sigma - \bar{T}_z$ (см. рис. 2, б) указывает на то, что в холодном промежуточном слое на глубинах от 40 до 65 м рассчитанная по σ -координатной модели осредненная температура воды ниже, чем осредненная температура, рассчитанная по z -координатной модели. Известно, что в декабре-феврале наиболее интенсивно развивается процесс зимнего конвективного перемешивания, который приводит в конечном итоге к обновлению вод «старого» ХПС и формированию

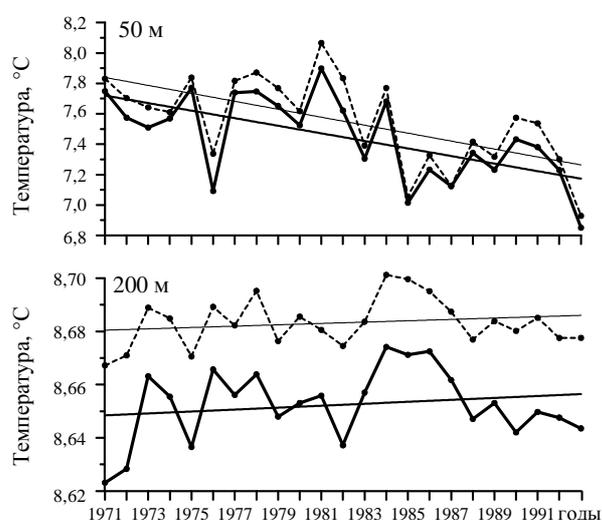


Рис. 4. Межгодовая изменчивость осредненной на горизонтах 50 и 200 м температуры: сплошные кривые – расчет по σ -координатной модели, штриховые кривые – расчет по z -координатной модели.

«нового». Степень обновления и пополнения ХПС зависит от термических условий в атмосфере [23]. По классификации, приведенной в работе [23], 1993 год характеризуется холодными зимними термическими условиями. Представляет интерес сопоставление сформировавшегося в этом году ХПС, восстановленного по обеим моделям – результаты расчетов представлены на рис. 5.

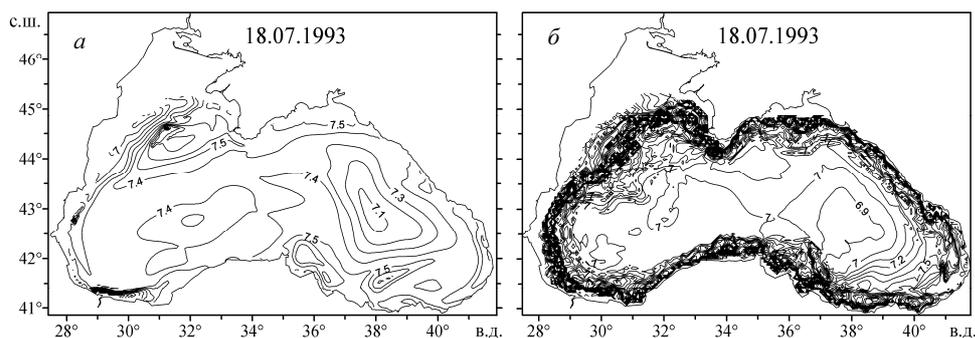


Рис. 5. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 50 м, восстановленной по моделям: *a* – в z -координатах; *б* – в σ -координатах.

Как видно, температура воды на горизонте 50 м, рассчитанная по модели в σ -координатах, ниже, чем восстановленная по модели в z -координатах. Причиной этого является более интенсивное зимнее конвективное перемешивание, характерное для σ -координатной модели. Укажем на характерные (в зоне свала глубин) ошибки линейной интерполяции температуры с σ -поверхностей на z -горизонты, которые хорошо видны на рис. 5, *б*. Такого рода ошибки интерполяции свидетельствуют о том, что анализ результатов расчетов, выполненных по модели в σ -координатах, является весьма трудной задачей.

Профили кинетической энергии течений, полученные посредством осреднения полей КЭ по горизонтам и за весь период 1971 – 1993 гг., показаны на рис. 6. Качественно они близки между собой. КЭ, рассчитанная с использованием σ -координатной модели в слое от 10 до 85 м, меньше, по-видимому, из-за более интенсивного осенне-зимнего перемешивания, а также по причине больших ошибок интерполяции u -, v -компонент вектора скорости с σ -поверхностей на z -горизонты. Глубже 85 м (до 1 850 м) КЭ течений в σ -координатной модели существенно выше (о причине различий см. ниже). Разность $\Delta \overline{KE} = \overline{KE}_{\sigma} - \overline{KE}_z$ в придонном слое обусловлена различием между граничными условиями на дне для горизонтальных компонент вектора скорости.

Межгодовая изменчивость среднегодовой осредненной по слоям моря кинетической энергии, графики которой показаны на рис. 7, характеризуется следующим. Кинетическая энергия, восстановленная по модели с z -координатами, в слое 0 – 50 м является более высокой, чем рассчитанная в этом слое по модели в σ -координатах. Однако она меньше в слое 50 – 150 м и существенно меньше в слое 200 – 300 м и глубже. Как показал анализ восстановленных гидрофизических полей, это различие объясняется относительно высокими ошибками интерполяции компонент вектора скорости течений с σ -поверхностей на z -горизонты, особенно в зоне свала глубин.

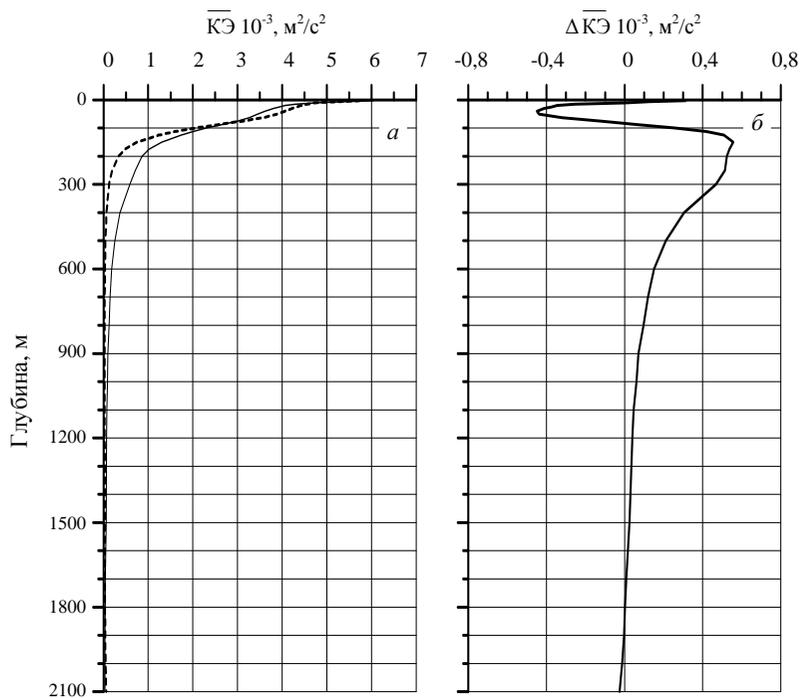


Рис. 6. Профили кинетической энергии, полученные осреднением полей по горизонтам за весь период 1971 – 1993 гг.: *a* – расчет по σ -модели (сплошная кривая); расчет по z -модели (штриховая кривая); *б* – график изменения по глубине разности $\Delta KЭ = KЭ_{\sigma} - KЭ_z$

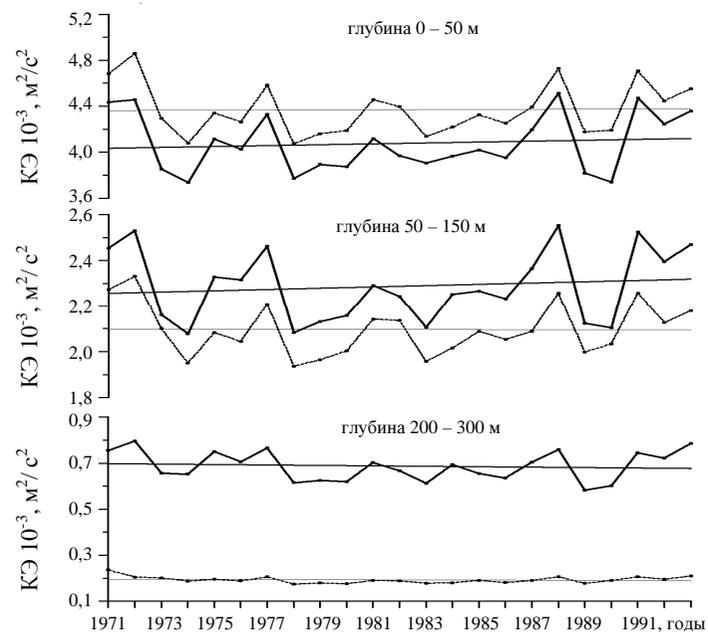


Рис. 7. Межгодовая изменчивость осредненной в слоях кинетической энергии: сплошные кривые – расчет по σ -координатной модели, штриховые кривые – расчет по z -координатной модели.

Отмеченные ошибки в полях кинетической энергии проявляются в большей степени из-за нелинейной зависимости рассчитываемой динамической характеристики от компонентов вектора скорости.

В качестве одного из примеров работы моделей на рис. 8 показаны карты течений на глубине 100 м, воспроизведенных обеими моделями на середину февраля 1988 г.

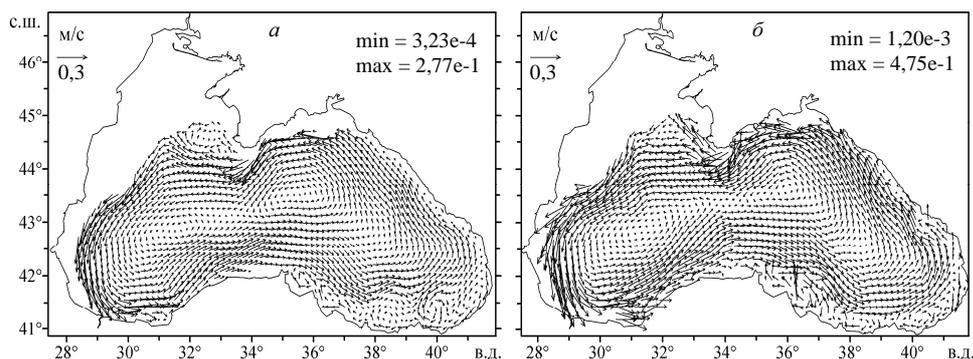


Рис. 8. Течения на глубине 100 м 15 февраля 1988 г., восстановленные по модели: *a* – z -координатах; *б* – σ -координатах.

Их анализ показывает, что направления векторов скорости течений в зоне свала глубин (см. рис. 8, *б*) менее упорядочены по сравнению с течениями, приведенными на рис. 8, *а*. Модули векторов течений в этой зоне завышены. Севастопольский антициклон отсутствует, Кизилярмакское вихреобразование и западное ядро Батумского антициклона выражены слабо.

Тенденции межгодовой изменчивости кинетической энергии в диапазоне глубин от 0 до 50 м – положительные. Характеристики трендов равны: $6,72 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$ (z -координатная модель) и $3,86 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$ (σ -координатная модель). В диапазоне глубин от 50 до 150 м тренд межгодовой изменчивости кинетической энергии в σ -координатной модели положительный (характеристика тренда равна $2,81 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$). Тренд изменчивости кинетической энергии в z -координатной модели отрицательный (скорость уменьшения кинетической энергии равна $-2,39 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$). Тенденции межгодовой изменчивости кинетической энергии в диапазоне глубин от 200 до 300 м отрицательные. Скорость уменьшения среднегодовой кинетической энергии равна $-9,44 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$ и $-3,49 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}^2/\text{год}$ в σ - и z -координатных моделях соответственно.

Разработка более точных методов восстановления вертикальной скорости течений Черного моря и оценка ее достоверности является весьма важной задачей, поскольку вертикальные движения вод представляют собою один из основных механизмов переноса импульса, тепла и солей. Знание вертикальной скорости особенно важно для изучения функционирования экосистемы моря на основе разрабатываемых трехмерных экологических моделей [24]. С другой стороны, инструментальные измерения вертикальной скорости в море в настоящее время не проводятся из-за сложности задачи. Имеющаяся информация о ней не многочисленна и основана на косвенных методах.

Известно также, что данные наблюдений температуры и солености, ассимилируемые в модели, наряду с ошибками измерений содержат мелкомасштабную компоненту. Не останавливаясь на вопросе о природе «шумов» (см., например, [25]), отметим, что эти «шумы» фильтруются моделью слабо. Как следствие, наибольшие неточности (завышенные значения) возникают при вычислении вертикального компонента вектора скорости. Именно поэтому важным индикатором качества восстанавливаемых в реанализе гидрофизических полей моря является вертикальная скорость. Представление об этом дают интегральные характеристики – среднегодовые профили вертикальной скорости ($\bar{w}(z)$) в характерных районах моря [26]. В настоящей работе они получены интегрированием среднегодовых полей вертикальной скорости по пространству в зоне моря с преимущественно циклонической завихренностью, где глубины больше 1 050 м и меньше 2 000 м. Заметим, что в обеих моделях вертикальная скорость вычислялась по уравнению неразрывности с учетом линейризованного кинематического граничного условия, включающего потоки воды (осадки минус испарение).

В σ -координатной модели не удалось подобрать метод расчета вертикальной скорости на z -горизонтах, который давал бы удовлетворительные результаты. Представление о $\bar{w}(z)$, рассчитанной в z -координатной модели, дает рис. 9.

Значения $\bar{w}(z)$ на горизонтах глубже 1 050 м изменяются в пределах от 10^{-10} до 10^{-12} см/с. Столь малые значения этой вертикальной скорости обусловлены интегрированием значений $w(x,y,z)$ по всей площади моря рассматриваемого горизонта. Отметим, что на этих глубинах в полях вертикальной скорости присутствует «шум» в виде двухшаговых волновых структур. Причем, упаковка пространства такими структурами увеличивается с увеличением глубины. Причиной образования вычислительного шума является аппроксимация кориолисовых слагаемых в уравнениях движения на сетке C [27]. Процедура диагонализации, предложенная в [27], может помочь при использовании упрощенной модели, но в общей постановке приводит к нарушению закона сохранения полной энергии и тем самым к расходимости решения задачи.

В z -модели в исследуемой области моря в отдельные годы наблюдаются как положительные (опускание вод), так и отрицательные (подъем вод) значения $\bar{w}(z)$. В верхнем слое 0 – 200 м преобладает подъем вод. Важно отметить, что в 1972, 1975, 1977, 1988, 1991 и 1993 гг. в среднем за год на всех горизонтах до глубины 1 050 м наблюдаются значимые отрицательные значения $\bar{w}(z)$. Эти же годы характеризуются максимальными значениями кинетической энергии в слоях 0 – 50, 50 – 150 и 200 – 300 м (см. рис. 7). В 1973, 1974, 1978, 1980, 1983, 1986, 1989 и 1990 гг. в среднем за год в слое ~ 100 – 1 050 м наблюдаются значимые положительные значения $\bar{w}(z)$.

Именно в эти годы на рис. 7 видны относительно меньшие значения кинетической энергии течений. Рассчитанная в z -координатной модели вертикальная скорость в слое 0 – 1 050 м «отслеживает» как интенсификацию ОЧТ, так и его ослабление.

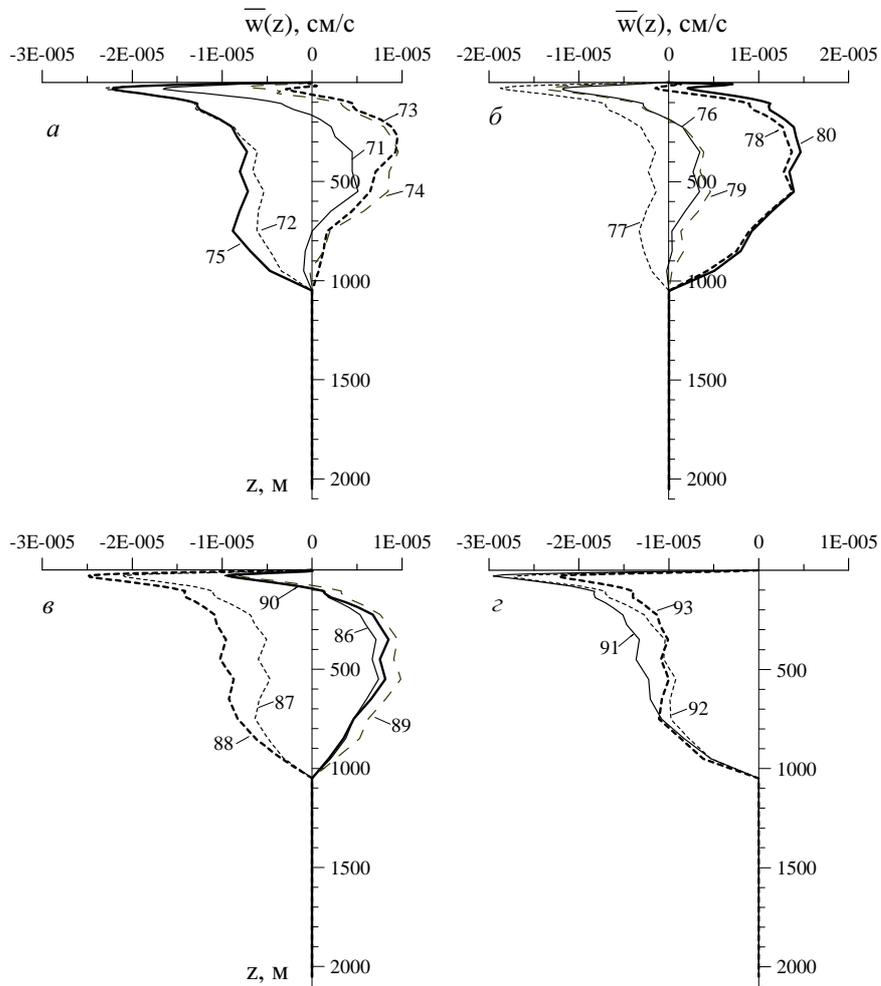


Рис. 9. Среднегодовые профили вертикальной скорости, рассчитанные для разных лет по z -координатной модели. Цифрами у кривых обозначены последние две цифры года, для которых проводились расчеты.

Заключение. Сопоставление результатов реанализа, учитывая особенности расчетов по σ - и z -координатным моделям, выполнено для интегральных термохалинных и динамических характеристик. Они включают: осредненные по горизонтам и за весь период профили солёности, температуры и кинетической энергии течений; среднегодовые значения солёности, температуры и кинетической энергии; среднегодовые профили вертикальной скорости течений в зоне моря с преимущественно циклонической завихренностью (глубины между 1 050 и 2 000 м).

Интегральные характеристики, рассчитанные для обеих моделей, качественно близки между собой. Горизонтальные течения, исключая зону свала глубин, в качественном отношении также мало отличаются. Количественные различия обусловлены особенностями расчетов по разным моде-

лям, а также относительно высокими ошибками интерполяции параметров моря с σ -поверхностей на z -горизонты, особенно в зоне свала глубин. Наличие такого рода ошибок является сложной проблемой анализа результатов расчетов, выполняемых по σ -координатной модели.

Важным параметром моря является вертикальная скорость течений, поскольку она представляет собою один из важнейших механизмов переноса импульса, тепла и солей. Вертикальная скорость весьма чувствительна к методике ее восстановления в ретроспективном анализе гидрофизических полей. Представление об этом дают среднегодовые профили вертикальной скорости ($\bar{w}(z)$) в области моря с преимущественно циклонической завихренностью ($1\ 050 < H < 2\ 000$ м).

Значения $\bar{w}(z)$, рассчитанные в z -координатной модели в слое, охватывающем глубины 0 – 1 050 м, на 1 – 1,5 порядка меньше, чем полученные в σ -координатной модели. Малые значения $\bar{w}(z)$ на горизонтах глубже 1 050 м ($\sim 10^{-10} - 10^{-12}$ см/с) обусловлены интегрированием вертикальной скорости по всей площади моря рассматриваемого горизонта. Наиболее неожиданным результатом расчетов является опускание вод в центральной части бассейна в среднем за год в отдельные годы. Отрицательные (подъем вод) и положительные (опускание вод) значения $\bar{w}(z)$ в отдельные годы коррелируют с максимальными и минимальными значениями кинетической энергии течений соответственно. Такое соответствие кажется разумным, поскольку интенсификация ОЧТ или его ослабление связано с подъемом либо опусканием основного пикноклина и соответствующим обострением или ослаблением прибрежного фронта. Вместе с тем достоверность полученного результата требует дополнительной проверки.

Недостаток расчета вертикальных скоростей в z -координатной модели глубже 1 050 м заключается в том, что в полях данного параметра присутствует «шум» в виде двухшаговых волновых структур.

В σ -координатной модели нам не удалось подобрать метод расчета вертикальной скорости на z -горизонтах, который давал бы удовлетворительные результаты. Расчеты на горизонтах глубже 1 050 м, где средняя по площади вертикальная скорость должна обращаться в нуль, дают значения до 4×10^{-4} см/с, что может характеризовать погрешность вычислений. На нижней границе пикноклина, где погрешность вычислений должна уменьшаться, σ -модель дает подъем вод со скоростью около 10^{-4} см/с, что примерно на порядок выше значений, рассчитанных в z -модели.

Авторы выражают благодарность В.Н. Белокопытову за подготовку данных наблюдений по температуре и солености на расчетные горизонты z -координатной модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Carton, James A., Benjamin S. Giese. A Reanalysis of Ocean Climate Using Simple Ocean Data Assimilation (SODA) // Mon. Wea. Rev. – 2008. – v. 136. – P. 2999-3017.
2. Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В., Кортаев Г.К. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период

- 1985-1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – вып. 16. – С. 279-290.
3. *Моисеенко В.А., Коротаяев Г.К., Кныш В.В., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В.* Межгодовая изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря по результатам реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – вып. 19. – С. 216-227.
 4. *Кныш В.В., Коротаяев Г.К., Моисеенко В.А., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2011. – т. 47, № 3. – С. 433-446.
 5. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model / Three dimensional shelf models, Coastal Estuarine Sci., v.5, edited. by N. Heaps, AGU, Washington D. C., 1987. – P. 1-16.
 6. *Кубряков А.И.* Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2004. – вып. 11. – С. 31-50.
 7. *Asselin R.A.* Frequency filter for time integrations // Mon. Wea. Rev. – 1972. – 100. – P. 487-490.
 8. *Демьшев С.Г., Коротаяев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН. – 1992. – С. 163-231.
 9. *Кныш В.В., Коротаяев Г.К., Демьшев С.Г., Белокопытов В.Н.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №3. – С. 11-30.
 10. *Mellor G.L. and Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem // Rev. Geophys. and Spase Physics. – 1982. – № 20. – P. 851-875.
 11. *Matsuno T.* Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method // J. Meteor. Soc. Japan. Ser. 2. – 1966. – v. 44. – P. 76-84.
 12. *Arakawa A., Lamb V.R.* A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equation // Mon. Wea. Rev. – 1981. – v. 109, №1. – P. 18-36.
 13. *Демьшев С.Г.* Численные эксперименты по сопоставлению двух конечно-разностных схем для уравнений движения в дискретной модели гидродинамики Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – № 5. – С. 47-59.
 14. *Демьшев С.Г.* Аппроксимация силы плавучести в численной модели бароклинных течений океана // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 1998. – т. 34, № 3. – С. 404-412.
 15. *Яковлев Н.Г.* Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 1996. – т. 32, № 5. – С. 714-723.

16. Демьяшев С.Г. О повышении точности расчета течений в Черном море при использовании приведенного уровня моря в численной модели // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 9. – С. 75-83.
17. Berntsen J., Skogen M.D., Espelid T.O. Description of a sigma-coordinate ocean model // Technical Report Fiskeri og Havet, Institute of Marine Research, P. b. 1870 Nordnes, N-5817 Bergen, Norway. – 1996. – № 12. – P. 18.
18. Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al. The ERA-40 re-analysis // Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc. – 2005. – v. 131, № 612. – P. 2 961-3 012. doi: 10.1256/ qj.04.176.
19. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря. – Дис.... канд. геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2004. – 160 с.
20. Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н. Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – вып. 16. – С. 184-189.
21. Репетин Л.Н., Долотов В.В., Липченко М.М. Пространственно-временная и климатическая изменчивость атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2006. – вып. 14. – С. 462-476.
22. Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951 – 1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2005. – вып. 12. – С. 12-21.
23. Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. – 2003. – т. 43, № 2. – С. 176-184.
24. Дорофеев В.Л., Кортаев Г.К., Сухих Л.И. Трехмерная динамика экосистемы Черного моря (численное моделирование) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – вып. 19. – С. 203-215.
25. Демин Ю.Л. Гидродинамический диагноз циркуляции вод Мирового океана. – Дис.... докт. физ. – мат. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 1987. – 403 с.
26. Кныш В.В., Демьяшев С.Г., Кортаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 2. – С. 36-52.
27. Делеклюз П., Залесный В.Б. Вопросы численного моделирования экваториальной динамики // Океанология. – 1996. – т. 36, № 1. – С. 26-42.

Материал поступил в редакцию 16.12.2010 г.

После доработки 15.01.2011 г.