

А.И. Мизюк, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь***МЕТОДИКА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ
ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЕРИОД 2007 – 2008 гг. НА ОСНОВЕ АССИМИЛЯЦИИ
В МОДЕЛИ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ БУЕВ-ПРОФИЛЕМЕРОВ**

В работе подробно описана методика формирования среднемесячных полей псевдонаблюдений на базе принципа автомодельности гидрофизических полей. Анализ среднемесячных полей псевдонаблюдений температуры и солёности в 2007 – 2008 гг. показал заметные количественные отличия от соответствующих климатических полей. На основе ассимиляции псевдонаблюдений в модели было проведено восстановление гидрофизических полей Черного моря для этого периода. Сопоставление профилей температуры и солёности, восстановленных посредством ассимиляции, с профилями, измеренными буями, показало более близкое по характеру и по количественным значениям поведение с глубиной, чем при гидродинамическом прогнозе. Предложенная процедура экстраполяции данных наблюдений может быть использована с целью проведения реанализа гидрофизических полей Черного моря в период 1994 – 2010 гг.

Введение. Совершенствование современных численных моделей морской динамики и методов ассимиляции новых видов данных наблюдений позволяет решить задачу ретроспективного анализа гидрофизических полей Черного моря. В частности, весьма актуальной задачей является выполнение реанализа гидрофизических полей на период около 40 лет вплоть до настоящего времени. Ее важность в первую очередь определяется возможностью получения с заданной дискретностью по времени непрерывного массива полей основных гидрофизических параметров, таких как температура, солёность, скорость течений, уровень моря и др. Этот массив может быть использован в дальнейшем для анализа пространственной и временной изменчивости гидрофизических полей на различных масштабах, анализа различных физических процессов (например, механизмов формирования холодного промежуточного слоя), для оценки различных статистических характеристик, а также в численных экологических моделях и моделях переноса пассивной примеси. Кроме того, развитие международных отношений в рамках Европейских рамочных программ (*Framework Programmes*) и создание Черноморского центра морских прогнозов требует предоставления массива гидрофизических полей Черного моря, реконструированных в ходе реанализа, как продукта наравне с оперативным прогнозом.

Эта задача применительно к бассейну Черного моря может быть решена посредством ассимиляции архивных данных наблюдений температуры и солёности, полученных в ходе гидрографических экспедиций, в численной гидротермодинамической модели морской динамики, обладающей достаточной полнотой физической адекватности. Отметим, что в настоящее время существует несколько апробированных трехмерных гидротермодинамических моделей, адаптированных к бассейну Черного моря [1 – 3].

© А.И. Мизюк, В.В. Кныш, Г.К. Коротаев, 2011

Начиная с 1957 г. по 1994 г. на акватории Черного моря было выполнено достаточно большое количество нерегулярных, как по пространству, так и по времени, контактных измерений, позволяющих провести реанализ данных в этот период. Решение поставленной задачи для бассейна Черного моря с использованием вышеупомянутых моделей и анализ полученных результатов в периоды 1985 – 1994 гг. [4] и 1971 – 1993 гг. [5] показали достаточно высокий уровень адекватности воспроизведения сезонной и межгодовой изменчивости термохалинных и динамических параметров моря. Развал наблюдательной системы Советского Союза в начале 90-х привел к тому, что после 1994 г. количество гидрографических экспедиций в Черном море значительно уменьшилось. Данные о состоянии бассейна в этот период ограничиваются лишь редкими разрезами в отдельных областях моря. Запуск буев-профилемеров *PALACE* с июня 2002 г. в рамках проекта *NICOP* позволил несколько улучшить ситуацию с наблюдениями. Однако немногочисленные буи выполняют измерения в отдельных точках моря, хотя и с известными координатами, но неравномерно как по пространству, так и по времени, поэтому применение стандартных процедур ассимиляции данных наблюдений без дополнительной предварительной обработки затруднительно. По этим причинам для решения задачи реанализа гидрофизических полей в период с 1994 г. по настоящее время требуется эффективный способ экстраполяции имеющихся редких данных измерений температуры и солёности на те моменты времени и в те области моря, в которых измерения отсутствуют.

Начиная с мая 1992 г. океанографам стал доступен еще один вид весьма важной информации – аномалии уровня морской поверхности, получаемые по спутниковым альтиметрическим измерениям в оперативном режиме. Как показано в [6, 7], эти данные могут быть использованы для восстановления полей динамического альтиметрического уровня моря с определенной дискретностью по времени. С другой стороны, в работе [8] на основе модельных численных экспериментов была показана возможность привлечения полей динамического уровня для подготовки псевдоизмерений по плотности (температуре, солёности) и последующего использования их для выполнения реанализа полей гидрофизических полей моря. Идея заключалась в синтезировании псевдонаблюдений на основе «модельных» наблюдений профилей плотности (температуры, солёности) и реконструированных в модели полей уровня с целью получения трехмерных полей плотности (температуры, солёности) на регулярной сетке модели.

Настоящая работа посвящена описанию методики ассимиляции данных измерений только буев-профилемеров в трехмерной модели морской динамики на основе процедуры формирования массивов псевдонаблюдений температуры и солёности [8]. Такой способ ассимиляции данных позволяет решить ряд проблем, описанных выше, и впоследствии провести реанализ полей гидрофизических параметров Черного моря в период времени с 2002 по 2010 гг., когда наблюдения за состоянием моря ограничивались лишь профилями температуры и солёности, полученными с буев-профилемеров. Отметим, что аналогичная процедура может быть использована для экстраполяции данных наблюдений, выполнявшихся и в период 1994 – 2002 гг.. На основе

описанной методики были восстановлены поля температуры, солёности и скоростей течений в 2007 – 2008 гг. Проведен краткий анализ результатов восстановления, а также сопоставление реконструированных профилей температуры и солёности с реальными профилями и с результатами, полученными в чисто гидродинамическом численном эксперименте (без ассимиляции данных измерений).

Принцип формирования полей псевдонаблюдений. Формирование полей псевдонаблюдений температуры и солёности в данной работе основано на идее подобия вертикальной структуры этих полей вдоль изолинии уровня Черного моря [8]. Остановимся на вопросе обоснованности такого подхода. В ранних работах (см., например, [9, 10]) в качестве хорошего приближения решения интегрального уравнения для уровня моря рассматривается формула:

$$\zeta = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^d \rho dz, \quad (1)$$

где ζ – динамический уровень моря, d – некоторая глубина, принятая за нулевую поверхность, ρ_0 – постоянная плотность морской воды, ρ – аномалия плотности.

Используем линейное уравнение состояния. Предположим, что основной вклад в аномалии плотности морской воды вносит температура

$$\rho(x, y, z) = -\alpha \cdot T(x, y, z),$$

где α – коэффициент термического расширения.

Подставив это выражение в уравнение (1), получим:

$$\zeta(x, y) = \frac{\alpha}{\rho_0} \int_0^d T(x, y, z) dz. \quad (2)$$

Согласно анализу профилей температуры, полученных по результатам измерений с буйами-профиломерами за период 2002 – 2007 гг. на всей акватории Черного моря в слое до 1 500 м [11], следует, что первая ЭОФ воспроизводит более 80 % полной дисперсии (см. рис. 1). С учетом этого отклонение температуры от среднего профиля с достаточной степенью точности можно представить в виде $T'(z) \approx q_1 \cdot \phi_1(z)$, где q_1 – собственное значение, а ϕ_1 – ЭОФ 1-й моды. Отсюда следует:

$$T(x, y, z) = \varphi(x, y) \cdot \phi_1(z). \quad (3)$$

Видно, что на каждом горизонте слоя от $z = 0$ до $z = d$ структура изолиний температуры должна соответствовать структуре изолиний уровня. Если теперь предположить, что в некоторой точке i с координатами x_i, y_i и возвышением уровня ζ_i известен профиль температуры, то согласно (2) и (3) во всех остальных точках вдоль изолинии уровня ζ_i с достаточной точностью профиль температуры будет одинаков.

Из вышесказанного уже следует простой алгоритм формирования полей псевдонаблюдений температуры, аналогичный предложенному в работе [8]. Используя карты уровня Черного моря, восстановленные по данным альтиметрических измерений, и известное из данных наблюдений время всплытия каждого буя, а также его местоположение, определяется значение возвышения морской поверхности в данной точке. Затем определяются координаты точек соответствующей изолинии уровня моря. Известное из измеренного профиля температуры значение экстраполируется в эти точки на соответствующем горизонте. Затем производится интерполяция полученных на горизонтах значений температуры с нерегулярной на регулярную сетку модели.

Однако при применении такого алгоритма к реальным данным, получаемым с помощью буюв-профилемеров, возникают две проблемы.

Во-первых, количество горизонтов и значения глубин дрейфа варьируются для различных буюв и различных всплытий, при этом они не совпадают с модельными горизонтами. Присутствуют ошибки в измерениях глубин дрейфа. Например, в некоторых профилях встречаются одинаковые горизонты с незначительно различающимися значениями измеренных термохалинных параметров моря. Решением таких проблем может быть применение линейной интерполяции значений температуры и солёности на горизонты модели. Ее использование оправдано, так как дискретность измерений буюв-профилемеров по вертикали имеет лучшее разрешение, чем вертикальное разрешение модели.

Второй проблемой, решение которой имеет более важное значение, является малое количество данных наблюдений. Действительно, за весь период 2002 – 2010 гг. число буюв-профилемеров, одновременно функционирующих в акватории Черного моря, не превышало четырех. Периодичность всплытия каждого из них, как отмечалось ранее, составляет 7 дней, при чем события происходят асинхронно, из-за чего псевдонаблюдения температуры и солёности могут быть получены лишь вдоль одной изолинии уровня в соответствующие всплытиям моменты времени. Отметим, что в модельных экспериментах для формирования полей псевдонаблюдений плотности использовались все профили плотности вдоль изолинии соответствующих целым значениям (в см) возвышения морской поверхности. При наличии всего одной изолинии процедура последующей интерполяции псевдонаблюдений

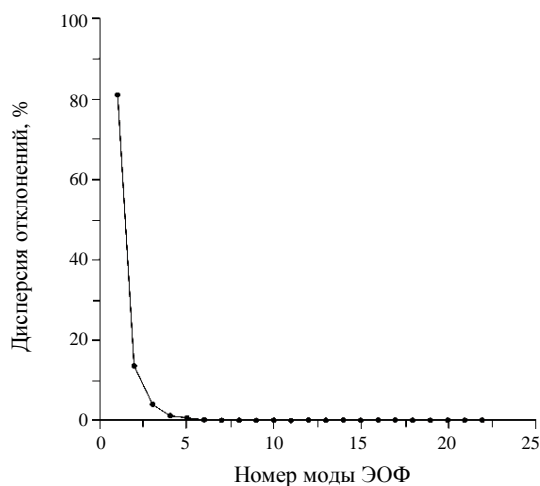


Рис. 1. Процент дисперсии отклонений температуры от среднего профиля по данным измерений буювами *PALACE* в 2002 – 2007 гг. в зависимости от номера моды ЭОФ [11].

ний, используемая в модельных экспериментах [8], в точки сетки дает неудовлетворительный результат, а выполнение экстраполяции данным методом невозможно. Для решения данной задачи целесообразно применение процедуры оптимальной интерполяции Гандина [12]. Однако ее реализация даст удовлетворительный результат лишь в весьма небольшой области в окрестности данной изолинии. В областях, где необходимо выполнять экстраполяцию, применение такой процедуры даст заведомо худший результат. Важно и то, что отсутствие данных в моменты времени, где измерения температуры и солёности не проводились, ставит вопрос об эффективности применяемого алгоритма ассимиляции данных. В этом случае влияние численной модели на результаты восстановления гидрофизических полей будет намного большим, чем влияние усваиваемых в модели псевдонаблюдений, то есть модель будет довольно быстро «забывать» о поступивших «измерениях».

Вместе с тем, одним из важных результатов работы [8] был вывод о возможности применения процедуры экстраполяции по времени полученных псевдонаблюдений плотности (температуры, солёности) на те моменты времени, в которые модельные наблюдения отсутствуют. На основе анализа дисперсий полей псевдонаблюдений и «истинных» полей плотности была получена оценка оптимального интервала для такой экстраполяции, равная приблизительно 30 суткам. В цитируемой работе также отмечается и возможность применения этой процедуры как «вперед», так и «назад» по времени. Используя этот результат, можно выполнять формирование среднемесячных полей псевдонаблюдений температуры и солёности, накапливая измерения с буев-профилемеров во временном интервале 60 суток и относя их к середине месяца. Таким образом, решаются сразу две задачи. Во-первых, мы получаем достаточно хорошее покрытие акватории Черного моря точками с известными псевдоизмерениями температуры и солёности. Во-вторых, становится возможным применение процедуры интерполяции данных в узлы сеточной области модели.

Итак, из вышесказанного вытекает следующий алгоритм восстановления полей гидрофизических параметров на основе ассимиляции в модели среднемесячных полей псевдонаблюдений температуры и солёности.

1. Восстановление полей динамического альтиметрического уровня с дискретностью один сутки, согласно алгоритму работы [7].
2. Определение значения возвышения уровня моря в точке всплытия буя в соответствующий момент времени. Здесь изменчивость поля уровня в течение суток считается пренебрежимо малой.
3. Накопление попадающих во временное окно, имеющее ширину в 2 месяца (месяц назад – месяц вперед относительно середины текущего месяца) измерений температуры и солёности с буев-профилемеров, а также соответствующих им значений возвышения уровня.
4. В поле уровня, соответствующего середине текущего месяца, определяются изолинии, отвечающие определенным в п. 2 значениям уровенной поверхности.
5. В соответствии с положением этих изолиний с пространственной дискретностью расчетной сетки определяется набор точек с координатами и значениями температуры и солёности, полученными ли-

нейной интерполяцией по вертикали исходных профилей на горизонты модели.

6. Для получения ежемесячных массивов псевдонаблюдений температуры и солёности применяется процедура оптимальной интерполяции, аналогичная процедуре, используемой для проведения реанализа гидрофизических полей Черного моря в период 1971 – 1993 гг. [4].
7. Ассимиляция в модели морской динамики полученных на регулярной сетке трехмерных полей псевдонаблюдений температуры и солёности.

Остановимся кратко на особенностях формирования псевдонаблюдений каждого из гидрофизических параметров в отдельности. Анализ полей уровня и температуры Черного моря на отдельных горизонтах [8] показал, что подобие между их структурами зависит от сезона. Это обусловлено, главным образом, процессами, влияющими на распределение температуры. Например, осенью и зимой в слое 0 – 60 м подобие между структурами полей температуры и уровня выражено слабо по причине глубокого конвективного перемешивания. Следовательно, при формировании полей псевдонаблюдений температуры этот слой не должен браться в рассмотрение. Корректировать распределение тепла в верхнем слое можно на основе ассимиляции температуры поверхности моря (ТПМ) или климатической температуры. Отметим, однако, что в методических целях в данной работе формирование полей псевдонаблюдений этого гидрофизического параметра проводилось на всех горизонтах, где имелись измерения. В частности, это позволит понять можно ли на основе ассимиляции данных буев-профилеметров в модели достаточно точно воспроизводить вертикальную структуру температуры в верхнем квазиоднородном слое Черного моря на долгопериодных временных масштабах.

Анализ структур распределения солёности и уровенной поверхности в тех же модельных экспериментах [8] показал, что подобие между изолиниями уровня и изохалинами достаточно хорошо выражено даже в верхних слоях. Однако, необходимо отметить особенность наблюдений солёности в море. При достаточно длительной эксплуатации буев в измерениях этого параметра наблюдается так называемый «дрейф», систематическая ошибка, связанная с длительным нахождением прибора в морской среде. По имеющимся в МГИ НАН Украины оценкам, средний «дрейф» измерения солёности морской воды по данным буев *PALACE* составляет около $-0,03$ ‰/год. Возможным решением этой проблемы является оценка значения систематического сдвига в измерениях солёности к моменту всплытия и его вычитание. Такая поправка, вероятно, внесет заметный вклад только в глубинных слоях ($z > 1000$ м). В данной работе при подготовке среднемесячных массивов псевдонаблюдений для глубин более 300 метров использовались климатические значения температуры и солёности и выполнялся учет систематического «дрейфа» в измерениях.

Используемая модель морской динамики и алгоритм ассимиляции данных наблюдений. Реанализ гидрофизических полей моря был проведен на основе ассимиляции полей псевдонаблюдений температуры и солёности в улучшенной численной модели циркуляции, разработанной в МГИ НАН Украины [1], с реальным атмосферным воздействием на срок два года. Мо-

дель циркуляции была усовершенствована Демьшевым С. Г. посредством включения в нее блока расчета турбулентности с уровнем замыкания 2.5 [13]. Эта модель позволяет более правильно воспроизводить термодинамику верхнего слоя моря. Остановимся кратко на ее особенностях.

Модель основана на полной системе примитивных уравнений гидро-термодинамики в приближения Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды. Конечно-разностная аппроксимация уравнений выполнена на сетке C по терминологии Аракавы в декартовой системе координат. Здесь для краткости изложения приведем только уравнения переноса-диффузии тепла и соли с включенными в правую часть ассимиляционными источниками. Уравнения имеют вид

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

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^V S_z)_z + Q_S, \quad (5)$$

где T – температура, S – соленость, u , v – зональная и меридиональная компоненты скорости течений соответственно, w – вертикальная скорость течений, κ^V , κ^H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии соответственно.

Функции мощности источников Q_T , Q_S в правых частях уравнений (4) и (5) имеют следующий вид:

$$Q_T(\vec{x}, t) = \frac{1}{REL \cdot [1 + \sigma_T^2(\vec{x})]} [T^{obs}(\vec{x}, t) - T(\vec{x}, t)], \quad (6)$$

$$Q_S(\vec{x}, t) = \frac{1}{REL \cdot [1 + \sigma_S^2(\vec{x})]} [S^{obs}(\vec{x}, t) - S(\vec{x}, t)], \quad (7)$$

где REL – параметр релаксации; $T^{obs}(\vec{x}, t)$, $S^{obs}(\vec{x}, t)$ – псевдонаблюдения температуры и солености, $T(\vec{x}, t)$, $S(\vec{x}, t)$ – модельные значения температуры и солености; $\sigma_T^2(\vec{x})$, $\sigma_S^2(\vec{x})$ – относительные дисперсии ошибок оптимальной интерполяции «измерений» температуры и солености в узлы сеточной области, нормированные на дисперсии соответствующих полей; $\vec{x} = (x, y, z)$.

В конечно-разностной аппроксимации уравнений (4) и (5) по времени ассимиляционные источники учитываются с предыдущего шага. Отметим, что горизонтальный турбулентный обмен импульсом в модели параметризован также в виде бигармонического оператора с коэффициентом ν^H .

Расчеты проводились на временном интервале с 1 января 2007 г. по 30 ноября 2008 г. Использовалась модельная сетка с равномерным шагом по горизонтали равном $4,9 \times 4,9$ км. По вертикали использовалось 38 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:

- 2×10^{16} см⁴/с в слое от 2,5 до 550 м;
- 3×10^{16} см⁴/с в слое от 600 до 900 м;
- 4×10^{16} см⁴/с на глубинах от 700 до 1500 м;
- на горизонтах от 1 600 до 2 100 м увеличивались до 10×10^{16} см⁴/с.

Коэффициент k^H равнялся 5×10^{16} см⁴/с. Коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом, теплом и солью определялись из уравнений модели Меллора-Ямады [12]. Отметим, что максимальные их значения в модели ограничивались 120 см²/с. Шаг по времени равнялся 5 мин.

На поверхности моря задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарения, полученные по данным региональной атмосферной модели *ALADIN*, работающей в Национальной Администрации по Атмосфере Румынии (*NMA*) [14]. В начальный момент времени известны поля температуры, солености, горизонтальных компонент скорости течений и уровня, восстановленные на 30 декабря 2006 г. в результате прогноза.

Более подробное описание численной схемы, вида граничных условий и модели турбулентности приведено в работе [15].

Анализ результатов восстановления гидрофизических полей Черного моря в 2007-2008 гг. Для анализа использовались восстановленные с дискретностью одни сутки поля температуры, солености и компонент скорости течений с 1 января 2007 г. по 1 декабря 2008 г. Было выполнено сопоставление результатов реконструкции с результатами восстановления климатических полей на основе ассимиляции в модели архивных гидрографических данных [16], а также профилей температуры и солености, полученных в ходе расчета, с восстановленными при чисто гидродинамическом прогнозе (без ассимиляции) и измеренными буями-профилемерами.

На рис. 2 *а, б* представлены примеры полей динамического альтиметрического уровня моря, восстановленных на середину месяца согласно процедуре, описанной в [7]. Эти поля были использованы для определения положения отдельных изолиний, вдоль которых производилась экстраполяция данных измерений буюв-профилемеров (рис. 2, *в, г*). Таким образом, можно получить представление о степени покрытия акватории Черного моря псевдонаблюдениями температуры и солености. Как видно, псевдонаблюдения могут достаточно хорошо покрывать либо всю акваторию моря (рис. 2, *в*), либо лишь отдельные области (рис. 2, *г*). Это является следствием того, что на траектории дрейфа буюв влияет система течений в Черном море, поэтому положение всплытий часто определяются либо струей ОЧТ, либо антициклоническими вихрями справа от него. Кроме того, максимальное число одновременно дрейфующих буюв не превышало четырех. Вследствие этого в картах динамического уровня присутствуют изолинии, на которых всплытий не происходило.

Среднемесячные трехмерные поля температуры и солености были сформированы на основе метода оптимальной интерполяции (см. п. 6 в алгоритме) в точки расчетной сетки. Они позволяют судить о масштабах явлений, которые будут воспроизводиться в результатах их ассимиляции в модели морской динамики, поскольку роль данных псевдонаблюдений в упрощенном алгоритме является определяющей.

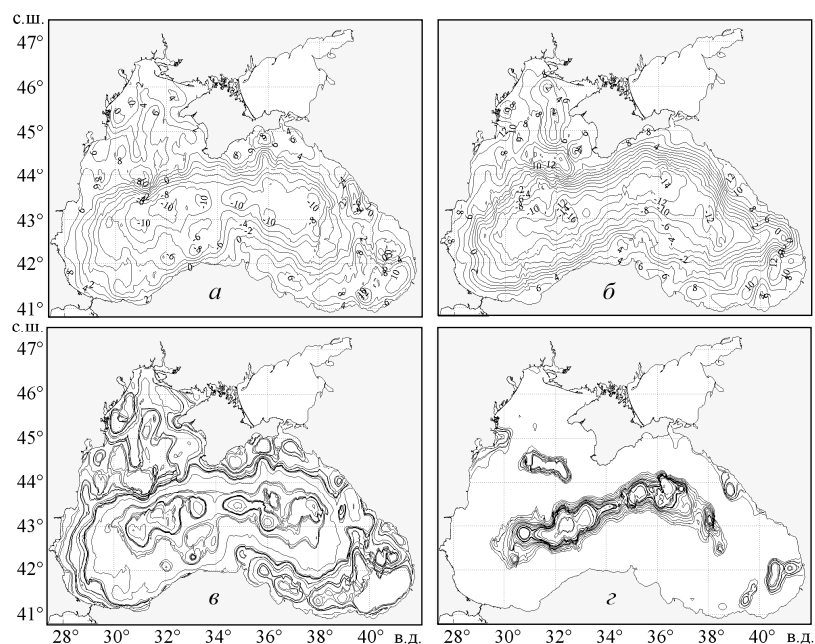


Рис. 2. Поля динамического альтиметрического уровня на середины месяцев: *а* – июль 2007 г.; *б* – апрель 2008 г.; *в, з* – изолинии уровня, выделенные в полях согласно пункту 4 вышеприведенного алгоритма, на те же даты соответственно.

Несмотря на то, что в полях альтиметрического динамического уровня хорошо выражена синоптическая изменчивость, в результирующих полях псевдонаблюдений солёности эта изменчивость ограничена учетом антициклонических вихрей справа от ОЧТ (см. рис. 3, *а, б*).

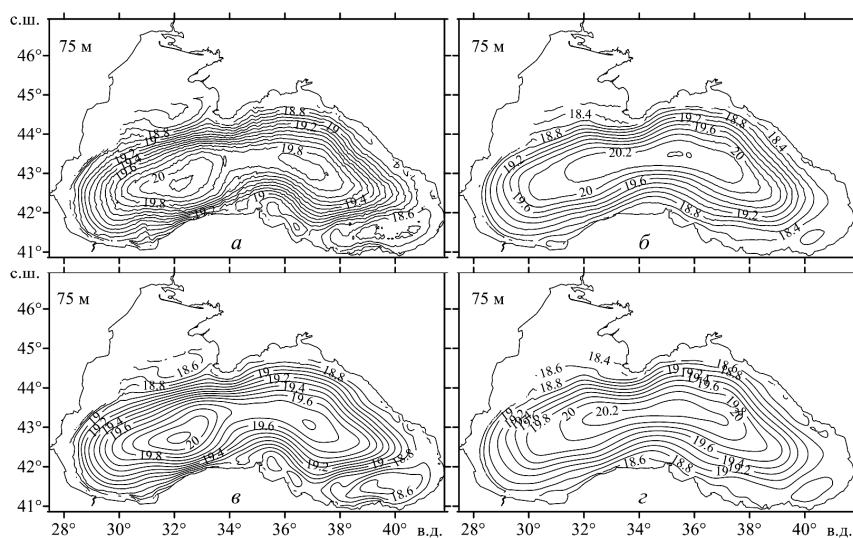


Рис. 3. Карты среднемесячных полей псевдонаблюдений солёности, сформированные методом оптимальной интерполяции (*а, б*): *а* – июль 2007 г., *б* – апрель 2008 г.; *в, з* – карты климатических полей солёности на июль и апрель соответственно.

Это понятно, поскольку проведенный ранее реанализ [5] выполнялся с целью исследования сезонной и межгодовой изменчивости крупномасштабных гидрофизических полей. Для этого при оптимальной интерполяции полигонных измерений температуры и солёности в узлы сетки модели использовались автокорреляционные функции, оцененные по климатическим полям [17]. Отмеченная выше цель ставится так же при формировании среднемесячных полей псевдонаблюдений температуры и солёности. Важно отметить, что поля псевдонаблюдений солёности заметно отличаются (см. рис. 3) от климатических полей в количественном отношении.

На рис. 4 показаны поля температуры – среднемесячные и климатические. Их сопоставление позволяет отметить следующее. При покрытии большей части или всей акватории моря «измерениями» различия между структурами среднемесячных полей псевдонаблюдений и климатических полей температуры хорошо выражены в верхнем слое (приблизительно 0 – 90 м) – см. рис. 4, *а, б*).

Для среднемесячных полей солёности сопоставление с климатическими полями позволяет выделить различия структурах на горизонтах в от 0 до 60 м. Глубже характер изменчивости в вертикальной структуре среднемесячных полей температуры и солёности близок к климатической (см. рис. 4, *в – е*). Горизонтальные структуры в климатических полях и полях псевдонаблюдений на горизонтах ниже 50 м схожи, однако отмечаются некоторые количественные различия (см. рис. 3). В областях моря, где отсутствуют псевдонаблюдения, структуры в сформированных и климатических полях близки в качественном и количественном отношении.

Остановимся на анализе результатов ассимиляции среднемесячных массивов псевдонаблюдений. Одним из важных гидрофизических параметров является температура. Хороший показатель адекватности воспроизведения полей этого параметра в Черном море – наличие холодного промежуточного слоя (ХПС). Интересным также является вопрос о проявлении известных механизмов его формирования. При анализе температурных разрезов вдоль параллели 43,7° с.ш. можно отметить следующее. В зимний период 2007 г. в реконструированных полях положение нижней границы холодных вод (изотерма 8 °С) близко к соответствующей границе в климатических полях температуры (см. рис. 5, *а* и рис. 6, *а*). В 2008 г. нижняя граница холодных вод поднимается несколько выше (≈ 60 м) – см. рис. 5, *б*. Процесс выхолаживания в период зимней конвекции для двух лет также имеет различный характер поведения. Так, в 2007 г. холодозапас в верхнем слое значительно меньше, чем в восстановленных климатических полях температуры (см. рис. 5, *а*, и рис. 6, *а*). К началу весеннего прогрева вод в марте не вся акватория моря в верхнем слое покрыта водами с температурой меньше 8 °С (см. рис. 7, *а*). Зимой 2008 г. распространение холодных вод в верхнем слое значительно больше (см. рис. 5, *б*). Полностью выхолаживание в этот год происходит несколько позднее, чем в климатических полях. В летний сезон характеристики ХПС для двух лет также отличны. Его толщина летом 2007 г. несколько меньше, чем толщина слоя в климатических полях (см. рис. 5, *в* и рис. 6, *б*). В середине августа 2008 г. сплошность ХПС нарушается (см. рис. 5, *г*).

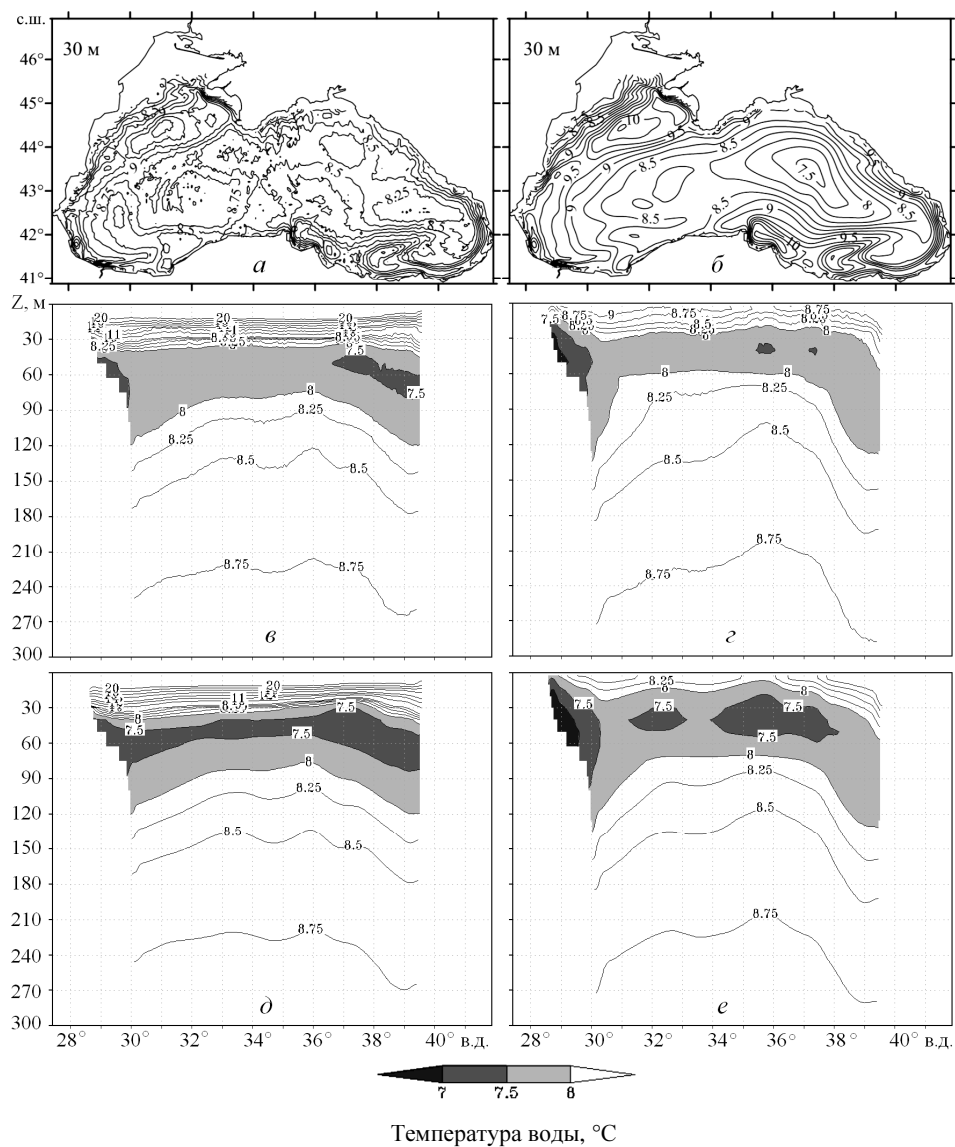


Рис. 4. Карты: *a* – среднемесячного поля псевдонаблюдений температуры; *б* – климатического поля температуры на середину месяца; *в, г* – разрезы среднемесячных полей псевдонаблюдений температуры вдоль параллели 43,7° с.ш.; *д, е* – аналогичные разрезы климатических полей температуры

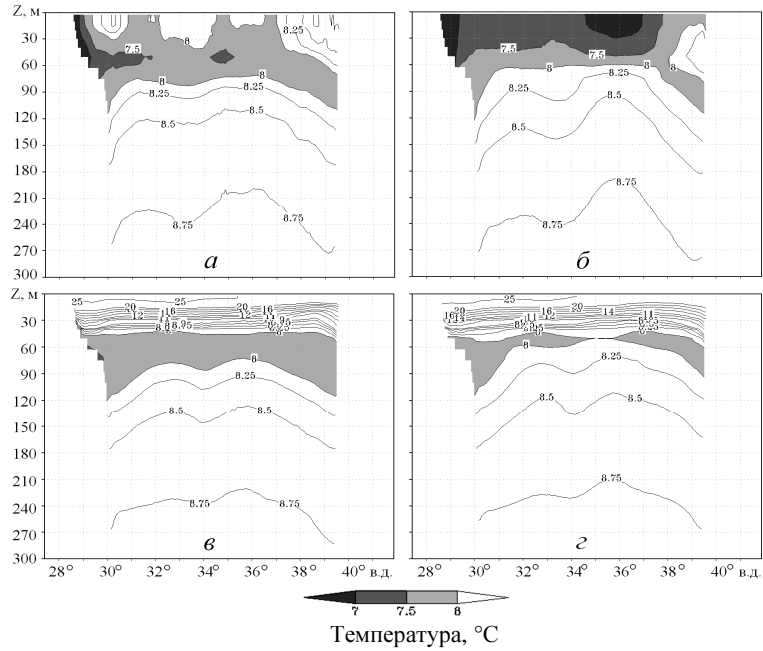


Рис. 5. Разрезы реконструированных полей температуры вдоль параллели 43,7° с.ш.: *а* – 14 февраля 2007 г.; *б* – 14 февраля 2008 г.; *в* – 18 августа 2007 г., *г* – 18 августа 2007 г.

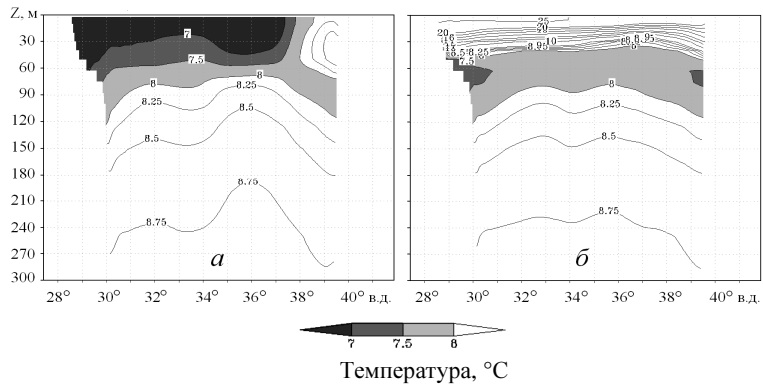


Рис. 6. Разрезы климатических полей температуры вдоль параллели 43,7° с.ш.: *а* – 14 февраля, *б* – 18 августа.

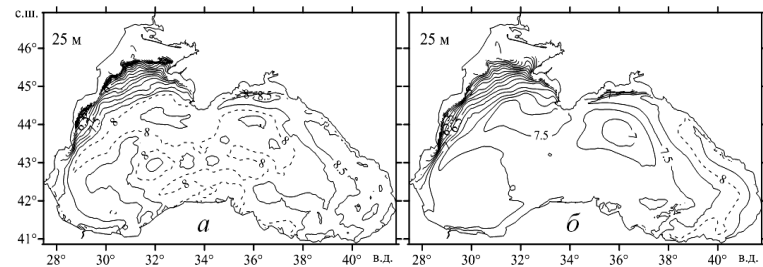


Рис. 7. Карты реконструированных полей температуры: *а* – 14 февраля 2007 г.; *б* – 14 февраля 2008 г.

Более подробно вышеописанные физические процессы демонстрируют диаграммы, приведенные на рис. 8. Они позволяют судить о поведении характеристик ХПС в течение года. Как видно, сплошность этого слоя нарушается в 2007 г. в начале декабря, а в 2008 г. в середине ноября. В полях климатической температуры [16] этот слой проявляется в течение всего года.

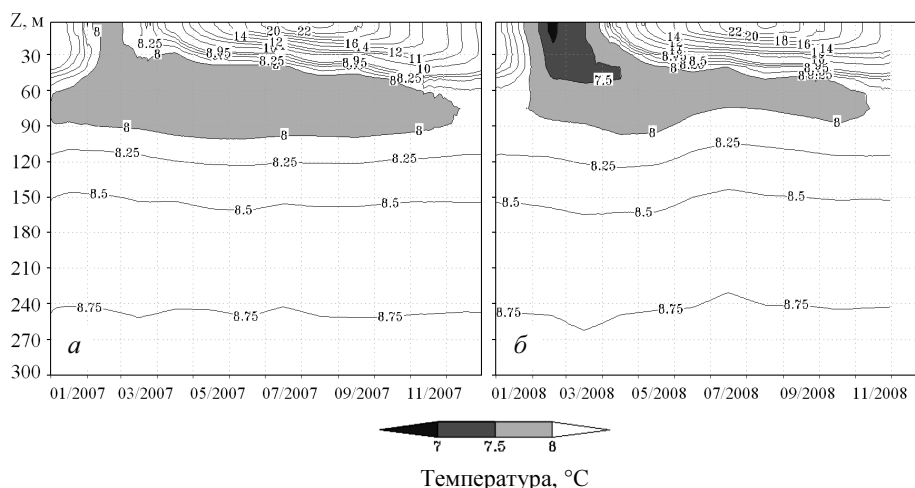


Рис. 8. Диаграммы межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0 – 300 м: а – 2007 г.; б – в 2008 гг.

Остановимся кратко на анализе результатов восстановления гидрофизических полей солёности на основе усвоения среднемесячных массивов псевдо-наблюдений. Структура полей солёности в 2007 и 2008 гг. различается незначительно и близка к структуре климатических полей для соответствующих сезонов. Отличия от климата более выражены при анализе количественных значений солёности, что демонстрирует рис. 9.

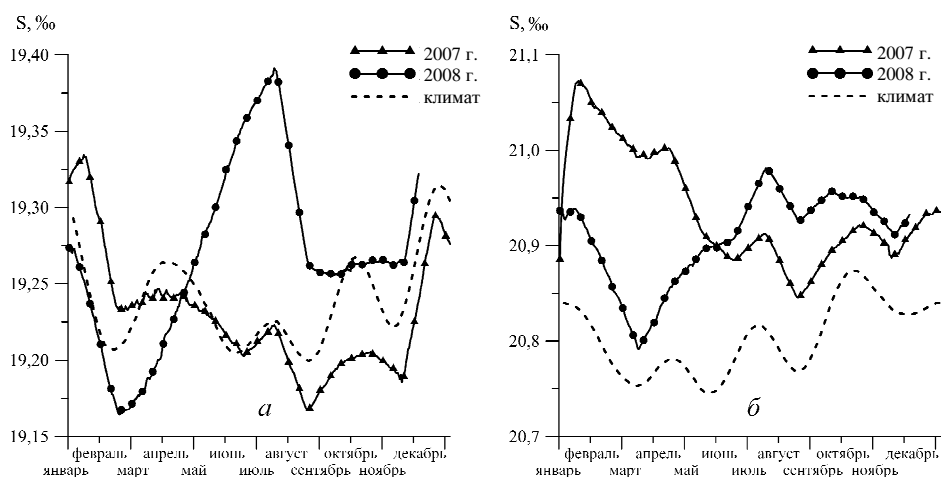


Рис. 9. Изменение со временем средней на горизонте солёности: а – на глубине 75 м; б – на глубине 150 м.

Как видно, положения экстремумов средней на горизонтах солёности в годовом ходе в 2007 г. совпадают с климатическими. На глубине 75 м заметны существенные отличия между поведением средней по горизонту солёности, полученной по климатическим данным и по результатам ассимиляции в модели псевдонаблюдений. В большей степени эти различия проявляются в нижней части галоклина. В 2008 г. хорошо выражены различия в поведении средней солёности в период апрель-июнь. Численные значения существенно отличаются от климатических. Диаграммы межгодовой и сезонной изменчивости средней на горизонтах солёности в слое 0 – 300 м позволяют выделить некоторые особенности для каждого года.

Важным является вопрос: насколько восстановленные в модели профили термohалинных параметров в результате ассимиляции среднемесячных массивов псевдонаблюдений окажутся ближе к измеренным буями. Для сопоставления использовались гидрофизические поля, восстановленные в эксперименте в режиме чисто гидродинамического прогноза (без ассимиляции) на тот же срок с использованием таких же полей атмосферного воздействия. Модельные профили температуры и солёности сопоставлялись с наблюдениями с буев, проинтерполированными на горизонты модели. В преобладающем большинстве случаев отмечается более близкое к измерениям буев, как по характеру, так и по количественным значениям, поведение с глубиной температуры и солёности в варианте расчетов с ассимиляцией псевдонаблюдений, чем в гидродинамическом прогнозе.

Примеры измеренных и модельных профилей в точках всплытия буя представлены на рис. 10.

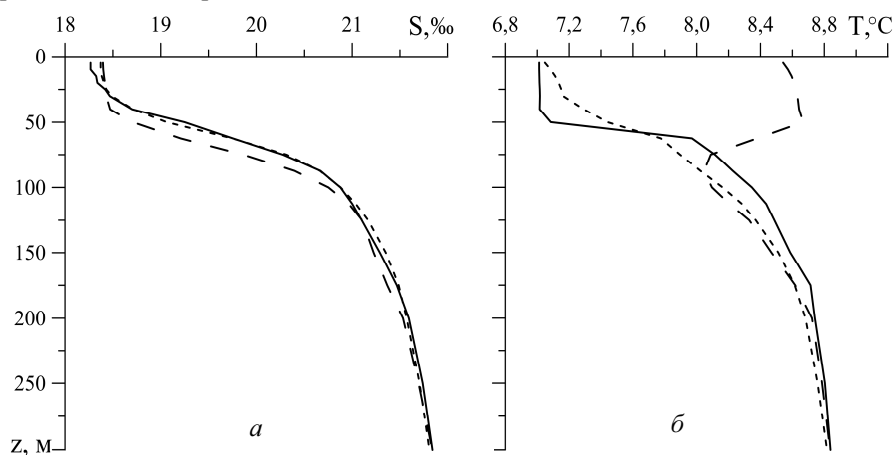


Рис. 10. Примеры профилей в точке всплытия буя (сплошная линия – измерения, пунктирная – результат ассимиляции, штриховая – прогноз): *а* – буй № 4900541 в точке 42,82° с.ш., 35,46° в.д.; *б* – буй № 4900540 в точке 43,21° с.ш., 31,86° в.д.

Как видно, процедура ассимиляции ежемесячных массивов псевдонаблюдений в модели позволила более правильно воспроизвести глубины залегания, как постоянного, так и верхнего галоклина (см. рис. 10, *а*). При чисто гидродинамическом прогнозе отмечаются весьма большие различия между измеренными и модельными значениями в профилях температуры в верхнем

слое 0 – 200 м (см. рис. 10, б). Использование процедуры ассимиляции псевдонаблюдений позволило получить более близкие по значениям и характеру поведения профили температуры.

Кратко остановимся на анализе крупномасштабной циркуляции, реконструированной на основе ассимиляции полей псевдонаблюдений. О поведении средней по горизонтам КЭ течений в слое 0 – 300 м позволяет судить рис. 11.

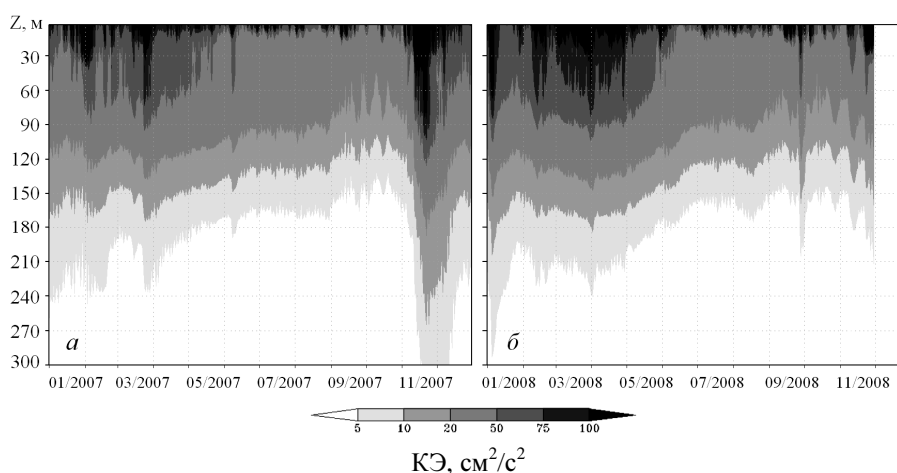


Рис. 11. Средняя по горизонтам кинетическая энергия в слое 0 – 300 м в 2007 – 2008 гг.

Как видно, КЭ в этом слое для двух лет имеет схожий характер изменчивости. Однако положение локальных экстремумов несколько различается, что объясняется изменчивостью в полях атмосферного воздействия.

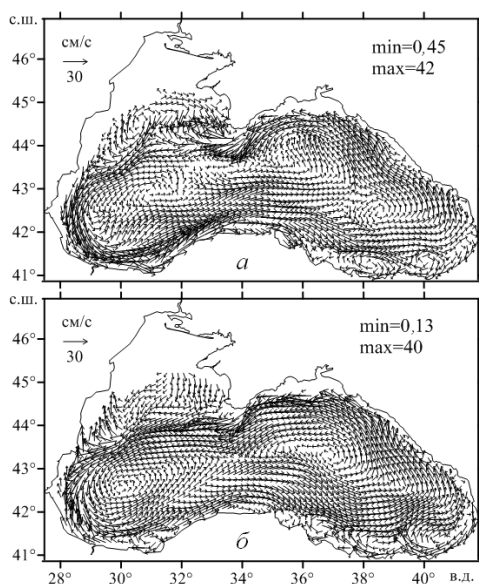


Рис. 12. Поле течений на горизонте 50 м на 26 марта: а – 2007 г.; б – 2008 г.

Воспроизведение основных элементов крупномасштабной циркуляции Черного моря представлено на рис. 12. В полях горизонтальной скорости течений хорошо выделяются структуры ОЧТ, а также мезомасштабные вихри справа от него.

При ассимиляции данных наблюдений одним из наиболее чувствительных параметров моря является вертикальная скорость течений, поскольку она характеризует степень согласованности реконструируемых гидрофизических полей.

Показательными при анализе являются среднегодовые профили вертикальной скорости, рассчитанные в двух областях моря: с глубинами от 100 до 1 050 м и от 1 050 м до дна. Они приведены на рис. 13.

Как видно, в 2007 и 2008 годах в глубоководной области моря наблюдается подъем вод. Количественно значения среднегодовой скорости в 2007 г. оказались на порядок большими, чем в результатах реанализа 1971 – 1993 гг. [15].

Выводы. В настоящей работе проведено восстановление гидрофизических полей Черного моря на основе ассимиляции в модели измерений температуры и солёности, выполненных буями-профилемерами. Для этого была предложена и подробно описана методика формирования специфических среднемесячных полей

псевдонаблюдений температуры и солёности на базе принципа автосимilarity гидрофизических полей. Для получения «измерений» в точках сетки модели была использована процедура оптимальной интерполяции Гандина. Качественно среднемесячные поля температуры и солёности близки к климатическим. В количественном отношении они заметно отличаются.

Реконструированные поля температуры и солёности были сопоставлены с аналогичными климатическими полями. В 2007 – 2008 гг. видны существенные отличия между поведением средней по горизонту солёности, полученной по климатическим данным и по результатам ассимиляции в модели полей псевдонаблюдений. В большей степени эти различия проявляются в нижней части галоклина. В преобладающем большинстве случаев отмечается более близкое к данным контактных измерений как по характеру, так и по количественным значениям, поведение с глубиной температуры и солёности в варианте расчетов с ассимиляцией псевдонаблюдений, чем в гидродинамическом прогнозе.

Авторы выражают благодарность Демьшеву С.Г. за предоставленную модель циркуляции и Холоду А.Л. за помощь в подготовке иллюстративного материала.

Работа выполнена при поддержке проекта MyOcean (grant agreement n 218812) European Community's Seventh Framework Programme FP7/2007 – 2013.

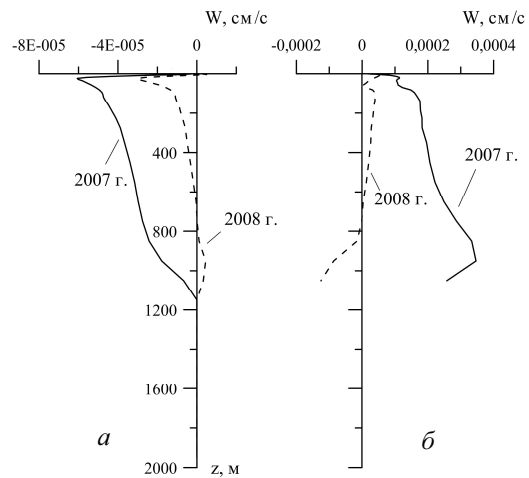


Рис. 13. Среднегодовые профили вертикальной скорости течений для 2007 и 2008 гг.: а – в области моря с глубинами от 1 050 м до дна, б – от 100 до 1 050 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демьяшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неравным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163-231.
2. 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.
3. Madec G., Delecluse P., Imbard M. and Levy C. Ора 8 ocean general circulation model – reference manual.Tech.rep., LODYC/IPSL – 1998, Note 11.
4. Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В., Коротаев 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.
5. Кныш В. В., Коротаев 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.
6. Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geoph. Res. – v. 106, № C1. – P.917-933.
7. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – №1. – С. 52-68.
8. Коротаев Г.К., Кныш В.В., Мизюк А.И. Автомодельное формирование псевдополей плотности (солености, температуры) Черного моря для решения задачи реанализа гидрофизических полей (модельные численные эксперименты) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2010. – вып. 22. – С. 7-21.
9. Передерей А. И., Саркисян А. С. Точные решения некоторых преобразованных уравнений динамики морских течений // Известия АН СССР: Физика атмосферы и океана. – 1972. – т. 8, № 10. – С. 1073-1079.
10. Саркисян А. С., Передерей А. И. Динамический метод как первое приближение при расчете урванной поверхности бароклинного океана. – Метеорология и гидрология. – 1972. – № 4. – С. 45-54.
11. Коротаев Г. К. Бароклинный слой моря: от теории Линейкина до оперативной океанографии. // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина. М.: ТРИАДА ЛТД. – 2010. – С. 79-97.
12. Гандин Л.С., Каган Р.А. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 357 с.
13. Mellor G.L. and Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem. // Rev. Geophys. and Spase Physics. – 1982. – v. 20, №4. – P. 851-875.

14. *S. Stefanescu, E. Cordoneanu, A. Kubryakov.* Ocean wave and circulation modeling at NIMH Romania // Romanian Journal of Meteor. – 2004. V. 6, № 1 – 2. – P. 75-88.
15. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Мизюк А.И., Инюшина Н.В., Мартынов М.В., Кортаев Г.К.* Сопоставление результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря, выполненного по моделям в σ - и z-координатах // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2011. – вып. 24. – С. 19-37. (настоящий сборник).
16. *Багаев А. В., Демьшев С. Г.* Численное моделирование климатической циркуляции Черного моря с использованием параметризации Меллора-Ямады 2.5. // Морской гидрофизический журнал. – 2011. [в печати].
17. *Моисеенко В.А., Белокопыттов 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.

Материал поступил в редакцию 16.12.2010 г.

После доработки 12.07.2011 г.