

## **Методика использования трехмерных полей температуры и солености Черного моря, восстановленных по малочисленным данным измерений и альтиметрии, в оперативной прогностической модели**

© 2016 В.В. Кныш, Г.К. Коротаяев, П.Н. Лишаев

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

*E-mail: odop\_mhi\_nani@mail.ru*

Поступила в редакцию 12.01.2016 г.

В модели циркуляции Черного моря реализован алгоритм ассимиляции трехмерных полей температуры и солености в условиях, имитирующих оперативный режим диагноза и прогноза гидрофизических полей. Ассимилируемые поля подготовлены на каждые сутки с учетом известного альтиметрического уровня моря и измерений буев *Argo* за период 2012 – 2013 гг. Выявлено, что синоптические структуры в полях уровня моря и скорости течений качественно воспроизводятся достаточно хорошо. Получено, что среднеквадратические отклонения между модельной и наблюдаемой температурами больше естественной изменчивости полей в слое 0 – 100 м. Среднеквадратические отклонения солености меньше ее естественной изменчивости, за исключением слоя 45 – 75 м, характеризующегося наличием холодного промежуточного слоя. Показано, что предложенная методика может эффективно использоваться в оперативной системе диагноза и прогноза гидрофизических полей Черного моря.

**Ключевые слова:** ассимиляция, трехмерные поля, оперативный режим, альтиметрия, буи *Argo*, точность диагноза и прогноза.

**Введение.** Морской гидрофизический институт (МГИ) с 2009 по 2014 г. был одним из основных исполнителей проектов 7-й рамочной программы Европейской Комиссии *MyOcean* и *MyOcean2*, целью которых являлось создание интегрированной общеевропейской системы анализа и прогноза состояния Мирового океана и морей Европы. На базе МГИ был создан Черноморский центр морских прогнозов, в рамках которого разработана и реализована функционирующая в оперативном режиме по настоящее время система анализа и прогноза состояния Черного моря [1].

Созданная система включает два модуля: модуль диагноза, прогноза и реанализа гидрофизических, гидробиологических, оптических и гидрохимических полей моря и модуль распространения и отображения продуктов системы. Диагноз и прогноз гидрофизических полей моря в системе выполняется на основе численной гидродинамической модели [2] с использованием данных атмосферного воздействия и ассимиляции спутниковых данных о температуре поверхности и аномалиях уровня моря, поступающих из соответствующих интерфейсов. Отмеченные модули работают в автоматическом режиме с использованием ряда подсистем и в конечном итоге обеспечивают доступ потребителей к четырем информационным продуктам. К ним относятся: диагностические и прогностические поля температуры, солености, компонентов скорости течений, уровня моря, концентрации фитопланктона и нитратов, а также результаты диагноза коэффициента поглощения электро-

магнитного излучения в оптическом диапазоне спектра и реанализа полей температуры, солёности, составляющих вектора скорости течений и уровня моря.

Блок диагноза и прогноза динамики моря играет определяющую роль в системе, поскольку при диагнозе и прогнозе гидробиологических и гидрохимических параметров по междисциплинарной трехмерной модели [3] используются диагностические и прогностические поля температуры, солёности, скоростей течений, а также коэффициентов вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли. Ввиду малочисленности контактных измерений профилей температуры и солёности морской воды на отдельных гидрологических станциях и буях *Argo* [4, 5] эти наблюдения в настоящее время в оперативной модели не усваиваются. Вместе с тем результаты прогностических расчетов показывают неточности воспроизведения средней стратификации вод бассейна, обусловленные неадекватностью параметризации процессов турбулентного обмена, приближенным характером начальных условий, погрешностями полей атмосферного воздействия [6, 7]. Смещение осредненных модельных профилей температуры и солёности может быть скорректировано ассимиляцией в модели трехмерных полей температуры и солёности морской воды, восстановленных по осредненным за определенный период профилям невозмущенной температуры и солёности в слое 100 – 500 м глубоководной части Черного моря. Осредненные профили невозмущенных температуры и солёности рассчитываются по данным зондирований буев *Argo*, выполненных вблизи нулевого значения альтиметрического уровня моря. Метод восстановления трехмерных полей основан на представлении о преобладании адиабатических процессов, определяющих изменчивость этих полей в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, что подтверждается наблюдениями. Более полную информацию об этом методе можно получить из работ [4, 5].

Для повышения точности диагнозов и прогнозов представляется целесообразным разработать специальную методику, которая позволит ассимилировать в оперативной модели системы диагноза и прогноза все доступные гидрологические профили.

В данной работе предложенный ранее для проведения реанализа алгоритм ассимиляции трехмерных полей температуры и солёности, восстановленных на основе совместной обработки спутниковых альтиметрических и малочисленных гидрологических наблюдений в Черном море, обобщается для оперативного применения. Осуществлена программная реализация алгоритма и выполнен предварительный численный эксперимент с ассимиляцией данных буев *Argo*, полученных в 2012 – 2013 гг. Совместная обработка альтиметрических наблюдений и данных буев *Argo* за эти годы и восстановление трехмерных полей температуры и солёности проводились в условиях, имитирующих оперативный режим. Во втором разделе описаны особенности схем диагноза и прогноза морской динамики, принятые в оперативной прогностической системе и в данной работе. Оценки точности восстановленных трехмерных полей температуры и солёности Черного моря приведены в третьем разделе. Физический анализ диагностических и прогностических полей моря представлен в четвертом разделе.

**Особенности схем диагноза и прогноза морской динамики, используемые в оперативной системе и в данной работе.** Диагноз и прогноз гидродинамических полей Черного моря выполняется в следующей последовательности: сначала проводится диагноз с ассимиляцией наблюдений в течение четырех суток, вплоть до текущего дня, затем осуществляется прогноз на пять суток. Начальными полями для диагноза служат результаты восстановления полей моря с аналогичного цикла, выполненного в предыдущие сутки. Результаты восстановления диагностических полей моря на текущие сутки принимаются в качестве начальных для прогноза. Диагностические и прогностические расчеты проводятся по модели МГИ [2]. В качестве граничных условий на поверхности моря используются поступающие с ftp-сервера `ftp://ftp.mg.uoa.gr` прогностические поля атмосферного воздействия, рассчитанные по модели *SKIRON* Афинского университета. В оперативной версии модели коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии определяются по модели турбулентности Меллора – Ямады [8]. Подключение в модель данных измерений температуры и солености морской воды буями *Argo* позволит избежать не устраняемого коррекцией модельной температуры и солености данными альтиметрии размывания гало- и термоклина, обусловленного, вероятнее всего, неточностью параметризаций турбулентной диффузии и вязкости.

В настоящей работе используется та же вихреразрешающая нелинейная модель МГИ, что и в оперативной системе, но коэффициенты турбулентного обмена импульсом и турбулентной диффузии тепла и соли по вертикали определялись по числу Ричардсона [9, 10] с использованием формулы Пакановски – Филандера [11] со значениями параметров, приведенных в работе [7]. Расчеты проводились на сетке с равномерным шагом по горизонтали 5 км ( $238 \times 132$  точки). По вертикали использовались 38 горизонтов: 2,5, 5, 10, ..., 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Шаг по времени полагался равным 5 мин.

Потоки тепла, осадки и испарение на поверхности моря брались из атмосферного реанализа *ERA-Interim* через каждые 12 ч с разрешением по пространству  $0,75 \times 0,75^\circ$ . Модуль вектора касательного напряжения ветра определялся соотношением  $|\vec{\tau}| = C_d \rho_a V^2$ , где  $\rho_a$  – плотность воздуха;  $V$  – модуль вектора скорости ветра на высоте 10 м. Коэффициенты трения  $C_d$  рассчитывались согласно формулам работы [12]. Поля компонентов касательного напряжения трения ветра определялись с интервалом 6 ч. Граничные поля атмосферного воздействия линейно интерполировали на каждый шаг по времени численной модели.

В представленном численном расчете проводилось усвоение в модели (на этапе диагноза) ежесуточных трехмерных полей температуры и солености, подготовленных заранее за период 2012 – 2013 гг. Эти поля восстановлены по оригинальной методике [4, 5] для глубоководной области моря, ограниченной изобатой 500 м. Подготовка полей температуры и солености на фиксированные сутки выполнялась с учетом известного на эти сутки альтиметрического уровня моря и измерений, накопленных за прошедшие 45 сут. Всего за 2012 – 2013 гг. подготовлено  $(366 + 365) \times 2$  файлов с данными температуры и соле-

ности для усвоения в модели. Получены также оценки осредненных по горизонтам среднемесячных разностей между воспроизведенными по оригинальной методике и измеренными на буях *Argo* значениями температуры (солёности). Начальный момент времени соответствовал 00 часам 1 января 2012 г. За начальные принимались поля температуры, солёности, уровня моря и скоростей течений, рассчитанные в реанализе за 1993 – 2012 гг. с усвоением в модели [7] среднемесячных профилей температуры и солёности «нулевой» градации уровня, полученных по данным измерений буев *Argo* [4]. Спутниковые данные измерений поверхностной температуры и альтиметрический уровень моря в настоящей работе не ассимилировались.

Ассимиляция восстановленных трехмерных полей температуры и солёности в уравнениях переноса – диффузии тепла и соли осуществлялась посредством включения в правую часть ассимиляционных источников, с учетом которых эти уравнения имеют вид

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^T T_z)_z - \frac{\partial I}{\partial z} + Q_T, \quad (1)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^S S_z)_z + Q_S, \quad (2)$$

где  $T$  – температура;  $S$  – солёность;  $u, v, w$  – составляющие вектора скорости течений по осям  $0x, 0y$  и  $0z$ , направленным на восток, север и вниз;  $\kappa^T, \kappa^S, \kappa^H$  – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной диффузии соответственно;  $I(z) = Swr[a \exp(-z/b_1) + (1-a) \exp(-z/b_2)]$ ,  $Swr$  – коротковолновая радиация на поверхности моря,  $a, b_1, b_2$  – эмпирические константы. Горизонтальная турбулентная диффузия и горизонтальный турбулентный обмен импульсом (с коэффициентом  $v^H$ ) параметризованы в модели в виде бигармонических операторов. Значения коэффициентов  $v^H$  и  $\kappa^H$  брались равными  $5 \times 10^9$  и  $10^8$  м<sup>4</sup>/с соответственно. Функции мощности источников  $Q_T, Q_S$  в правых частях уравнений (1), (2) имеют следующий вид:

$$Q_T(\bar{x}, t) = \frac{1}{\text{REL}[1 + \eta_T^2(z, t_m)]} [T^{\text{obs}}(\bar{x}, t) - T(\bar{x}, t)], \quad (3)$$

$$Q_S(\bar{x}, t) = \frac{1}{\text{REL}[1 + \eta_S^2(z, t_m)]} [S^{\text{obs}}(\bar{x}, t) - S(\bar{x}, t)], \quad (4)$$

где REL – параметр релаксации;  $T^{\text{obs}}(\bar{x}, t), S^{\text{obs}}(\bar{x}, t)$  – восстановленные по измерениям (с учетом структур альтиметрического уровня) температура и солёность;  $T(\bar{x}, t), S(\bar{x}, t)$  – модельные значения температуры и солёности;  $\eta_T^2(z, t_m), \eta_S^2(z, t_m)$  – среднемесячная мера ошибок измерений [13], представляющая собой отношение среднемесячного квадрата разностей температуры и солёности к среднемесячной дисперсии естественной изменчивости соответствующих полей;  $\bar{x} = (x, y, z)$ . Ассимиляционные источники при численном решении уравнений (1), (2) учитывались с предыдущего шага по времени. Параметр релаксации равнялся 1 сут. Соотношения (3), (4) справедли-

вы для случая, когда измерение температуры (солёности) имеется в каждой точке сеточной глубоководной области и оно учитывается как независимое от других.

Отметим, что к настоящему времени существуют более сложные алгоритмы для ассимиляции в моделях как измеренных профилей температуры и солёности, так и уровня океана (моря). В работе [14] рассматривались различные методы ассимиляции данных наблюдений, которые включали обобщенный (ансамблевый) фильтр Калмана, метод оптимальной интерполяции и метод, основанный на применении уравнения Фоккера – Планка. Усвоение вертикальных профилей температуры и солёности, измеренных буями *Argo*, осуществлялось в модели *Hybrid Circulation Ocean Model (HYCOM)*. Оно показало, что среднеквадратическое отклонение (СКО) восстановленных температуры и солёности от наблюдаемых наименьшее при использовании ансамблевого фильтра Калмана. Реализация обобщенного фильтра Калмана в оперативной системе диагноз – прогноз вряд ли возможна, поскольку требует больших вычислительных ресурсов. По этой же причине сложно использовать метод, основанный на ансамблевом фильтре Калмана, для ассимиляции в модели альтиметрии [15]. В указанной работе предложена интересная методика минимизации ошибок прогноза уровня Мексиканского залива в зависимости от различных начальных условий. Возмущение полей атмосферного воздействия и граничных условий приводит к изменению мелкомасштабных структур в поле уровня. В работе [16] используется статистический метод восстановления трехмерных полей температуры и солёности на основе высокой корреляции колебаний уровня моря и флуктуаций этих полей на различных глубинах. Однако корреляционные связи надежны, когда существует линейная зависимость между рассматриваемыми полями. В то же время аномалии температуры и солёности изменяются нелинейно при смещении изотермических и изохалинных поверхностей. Отметим работу [17], в которой представлена модель циркуляции Мирового океана с вариационной ассимиляцией среднемесячных климатических полей температуры и солёности для восстановления годового хода полей течений, температуры, солёности, а также потоков тепла и соли на поверхности океана.

**Статистические характеристики точности диагностических и прогностических полей температуры и солёности.** Сопоставление среднесуточных диагностических и прогностических значений солёности и температуры с непосредственными наблюдениями дает возможность оценить точность их воспроизведения. Значения рассчитанных в точках сеточной области температуры и солёности интерполировали в точки с координатами рассматриваемых гидрологических станций и буев *Argo*, синхронизируя их по времени. На каждом горизонте определяли отклонения между рассчитанной и измеренной температурой и солёностью. Данную операцию проводили для всех станций и буев *Argo*, которые находились в ограниченной изобатой 500 м глубоководной области бассейна в период 2012 – 2013 гг. Отметим, что в диагностических расчетах усвоение данных измерений проводилось с горизонта 100 м. Формирование термохалинных полей в слое 0 – 100 м в большей степени оп-

ределяется качеством модели и полей атмосферного воздействия. Для примера в табл. 1, 2 представлены среднеквадратические отклонения между рассчитанными и измеренными значениями температуры и солёности, а также естественная изменчивость температуры ( $\sigma_T$ ) и солёности ( $\sigma_S$ ). Из табл. 1 следует, что максимальные значения СКО диагностических температуры и солёности получены в слоях 0 – 75 и 75 – 150 м соответственно; СКО температуры больше изменчивости этого поля, оцененной по диагнозу. Это свидетельствует о том, что модель неточно воспроизводит термодинамику верхнего слоя моря. Вместе с тем вычисленная по диагнозу дисперсия изменчивости полей солёности больше СКО, за исключением слоя 300 – 600 м.

Т а б л и ц а 1

**Среднеквадратические отклонения и естественная изменчивость диагностических полей температуры и солёности, оцененные в слоях моря за 2012 – 2013 годы**

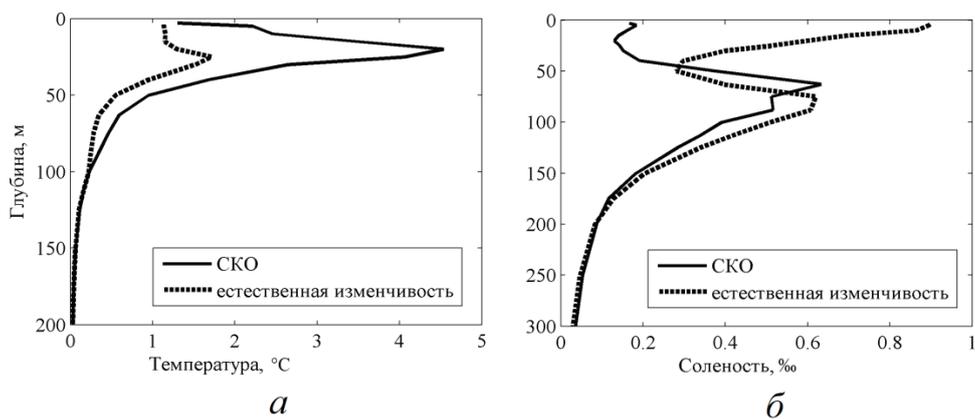
Слой, м	СКО температуры, °С	$\sigma_T$ температуры, °С	СКО солёности, ‰	$\sigma_S$ солёности, ‰
0 – 75	1,935	0,899	0,306	0,489
75 – 150	0,198	0,162	0,352	0,427
150 – 300	0,029	0,025	0,079	0,080
300 – 600	0,012	0,005	0,022	0,020

Т а б л и ц а 2

**Среднеквадратические отклонения и естественная изменчивость прогностических полей температуры и солёности на пятые сутки, оцененные в слоях моря за 2012 – 2013 годы**

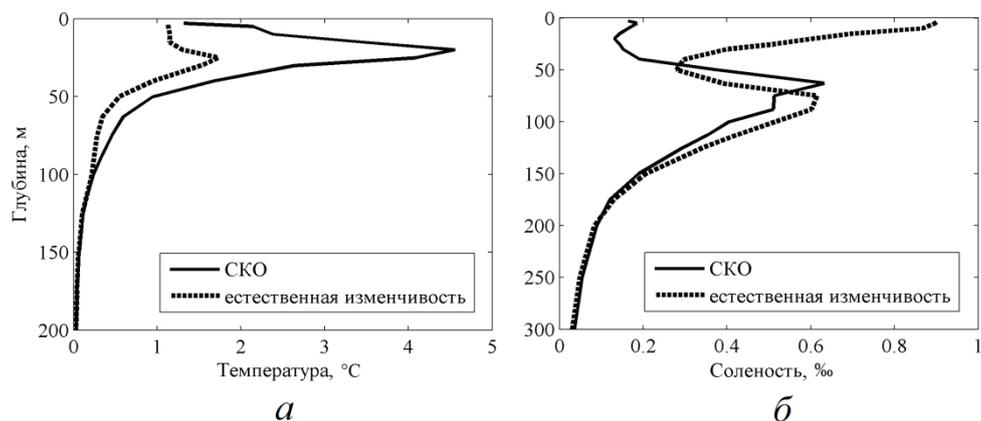
Слой, м	СКО температуры, °С	$\sigma_T$ температуры, °С	СКО солёности, ‰	$\sigma_S$ солёности, ‰
0 – 75	1,925	0,899	0,306	0,489
75 – 150	0,201	0,162	0,359	0,428
150 – 300	0,029	0,025	0,081	0,080
300 – 600	0,012	0,005	0,022	0,021

Изменение с глубиной среднеквадратических отклонений и естественной изменчивости диагностических полей температуры и солёности, оцененных на горизонтах, позволяет точнее определить характер профилей статистических параметров (рис. 1). Так, СКО температуры больше естественной изменчивости, что близко к данным работы [18], в которой ассимилировалась в модели альтиметрия и результаты расчетов сопоставлялись с данными измерений температуры и солёности на четырех крупномасштабных гидрологических съемках. Естественная изменчивость солёности оказалась меньше ее СКО лишь в слое 45 – 75 м, характеризующемся наличием в нем холодного промежуточного слоя (ХПС). Как будет показано ниже, в этом слое модельные поля температуры и солёности являются несколько сглаженными.



**Рис. 1.** Среднеквадратические отклонения и естественная изменчивость диагностических полей температуры ( $\sigma_T$ ) – *a* и солёности ( $\sigma_S$ ) – *б*, оцененные по глубоководной области моря за 2012 – 2013 гг.

Особенности значений СКО температуры и солёности прогностических полей по слоям (табл. 2) и горизонтам (рис. 2) такие же, как и представленные выше для диагностических полей. Показательно, что СКО полей температуры и солёности, оцененные по диагностическим расчетам (табл. 1), оказались меньше (за исключением слоя 0 – 75 м), чем по прогнозам на пятые сутки, несмотря на то что поля атмосферного воздействия *ERA-Interim* не являются прогностическими (в отличие от полей *SKIRON*).



**Рис. 2.** Среднеквадратические отклонения и естественная изменчивость прогностических полей температуры ( $\sigma_T$ ) – *a* и солёности ( $\sigma_S$ ) – *б*, оцененные по глубоководной области моря за 2012 – 2013 гг.

Сопоставление естественной изменчивости и среднеквадратических отклонений диагностических и прогностических полей солёности и температуры позволяет сделать вывод, что для повышения точности анализов и прогнозов в приповерхностном слое целесообразно ассимилировать спутниковые

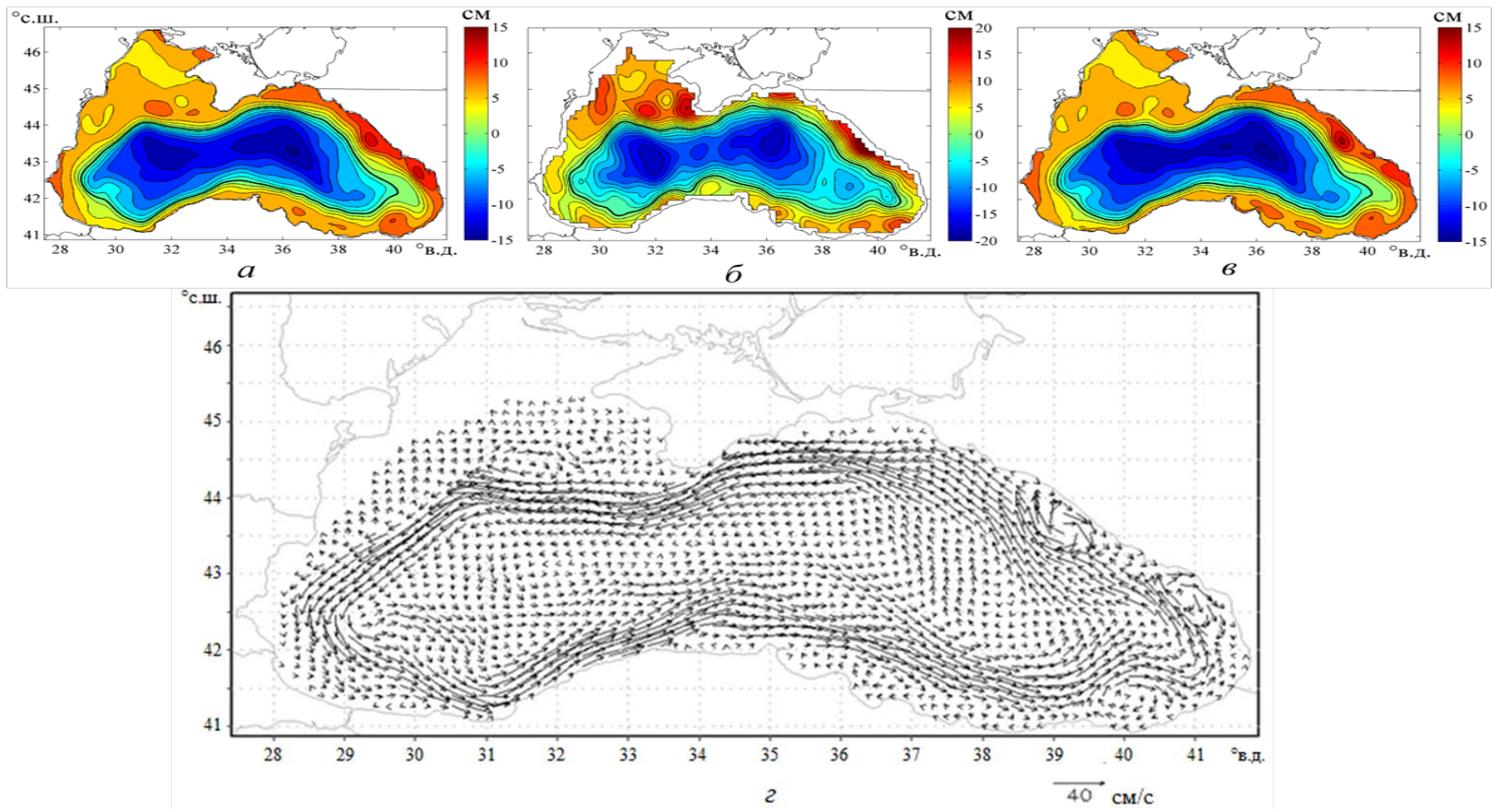
наблюдения температуры поверхности моря. Также необходимы дополнительные исследования, направленные на усовершенствование модели термодинамики верхнего слоя моря.

**Анализ диагностических и прогностических полей моря за 2012 – 2013 гг.** Отличительной особенностью восстановленных в численном эксперименте диагностических полей является то, что их формирование в верхнем слое 0 – 100 м в большей степени определяется качеством используемой модели и полей атмосферного воздействия, поскольку ассимилируемые поля температуры и солёности восстановлены только для больших глубин. Вместе с тем в слое глубже 100 м влияние усваиваемых в модели трехмерных полей термохалинных параметров на модельные температуру и солёность становится заметным.

Важной интегральной функцией диагностических и прогностических полей является уровень моря, поскольку имеется возможность его сравнения с восстановленным по альтиметрии уровнем. Подробности восстановления последнего показаны в работе [4]. Как следует из рис. 3, структуры диагностического и альтиметрического уровней качественно близки. В зимний период 2012 г. на карте диагностического уровня наблюдается интенсивное Основное Черноморское течение (ОЧТ). Справа от него видны известные антициклонические вихри [19] – Калиакрский, Синопский, Кизилирмакский, Батумский, кавказские. Сложная структура циркуляции вод прослеживается мористее западного берега Крымского п-ова, она обусловлена присутствием здесь Севастопольского антициклона и менее интенсивного циклонического вихря (рис. 3, *а, б, г*). Возвышение уровня моря характерно для северной области северо-западного шельфа. Максимальный перепад альтиметрического уровня составляет 40 см, восстановленного в модели – 27 см. Интенсивность циклонических круговоротов и антициклонических вихреобразований меньше в диагностическом поле уровня. Структуры диагностического и прогностического уровней моря весьма близки (рис. 3, *а, в*). Отмеченные особенности отличий между диагностическим, прогностическим и альтиметрическим уровнями моря характерны также для зимы 2013 г.

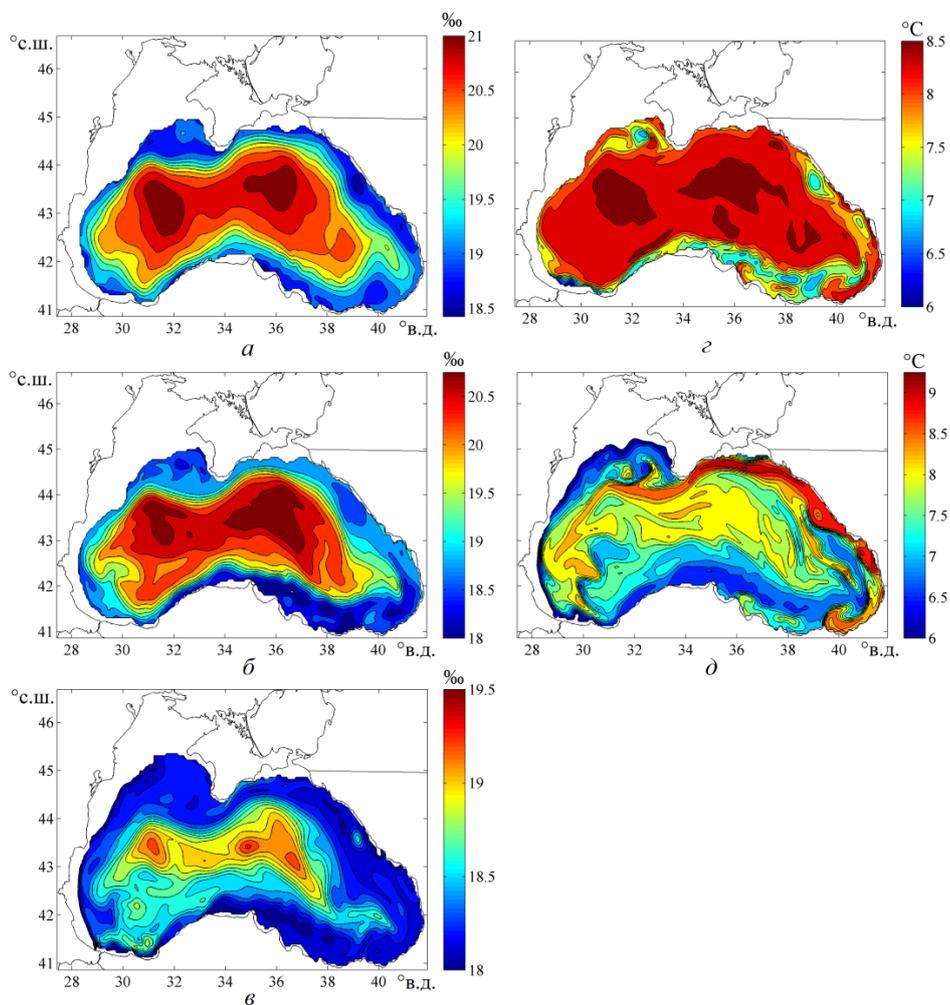
Формирование полей солёности и температуры в слое 0 – 100 м можно характеризовать следующим образом. Влияние усваиваемых в модели трехмерных полей солёности проявляется не только в слое 100 – 500 м, но и выше, в слое от 100 до 50 м включительно (рис. 4, *а – в*). Структуры полей солёности в центральной акватории моря отчетливо характеризуют западный и восточный циклонические круговороты. Однако антициклонические вихри справа от ОЧТ на горизонте 50 м и выше выражены значительно слабее, чем на горизонтах 63, 75, 88 и 100 м.

Коррекция ассимилируемой в модели температуры проявляется в слое выше 100 м несколько иначе. Западный и восточный циклонические круговороты видны лишь на горизонте 88 м (рис. 4, *г*), выше они не выделяются (рис. 4, *д*). Холодные воды, образующиеся на северо-западном шельфе и имеющие температуру менее 8°C и более низкую солёность, распространяются по периферии ОЧТ (рис. 3, *г*) и трансформируют здесь как поля солёности и температуры, так и антициклонические вихри справа от ОЧТ (рис. 4, *в, д*).



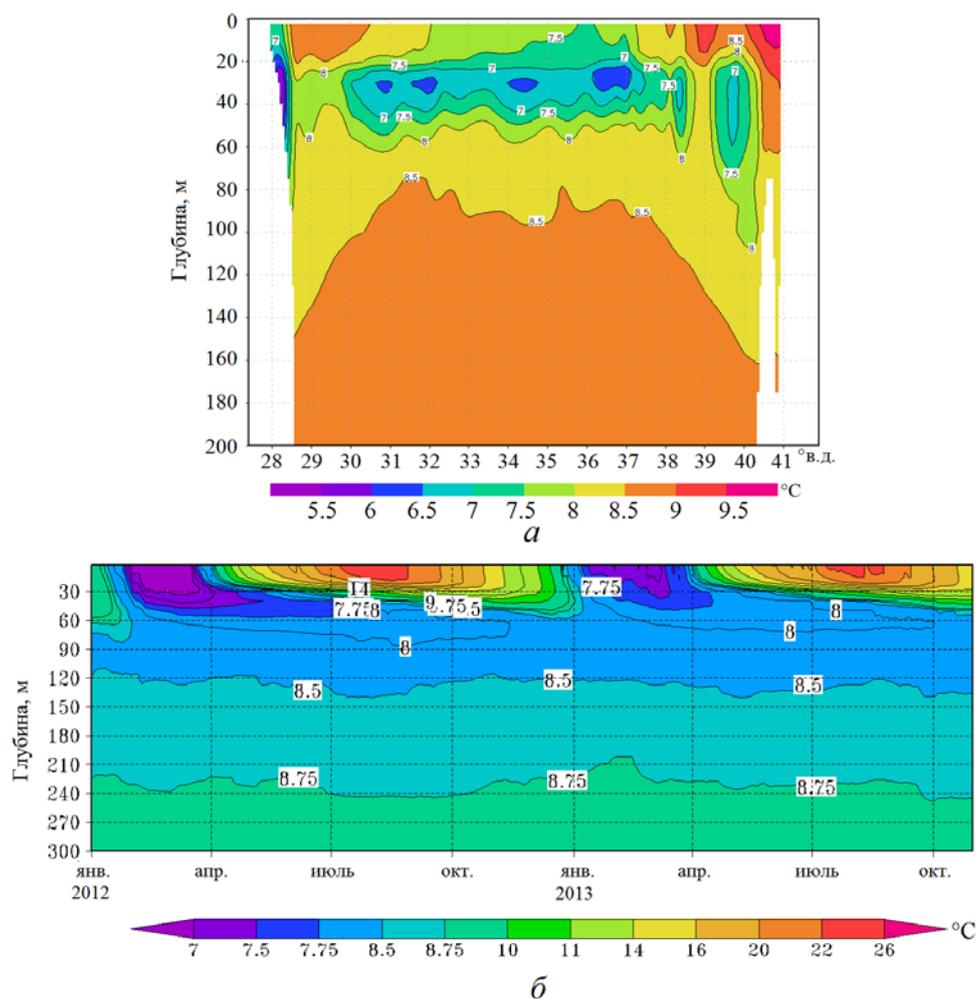
**Рис. 3.** Уровень моря: диагностический (а), по данным альтиметрии (б), прогностический (в) и восстановленные в модели течения на горизонте 50 м (г) на 28.03.2012 г.

На рис. 4,  $\delta$  проявляются также процессы локального поступления холодных вод, обусловленные зимней проникающей конвекцией над куполообразными изоповерхностями солёности (плотности) [20, 21], возникающими вследствие подъема постоянного галоклина (пикноклина) в центрах восточного и западного циклонических круговоротов (рис. 3,  $a$ ). Подтверждение этих процессов показано на рис. 5. Отметим, что холодозапас ХПС в 2012 г. был выше, чем в 2013 г.



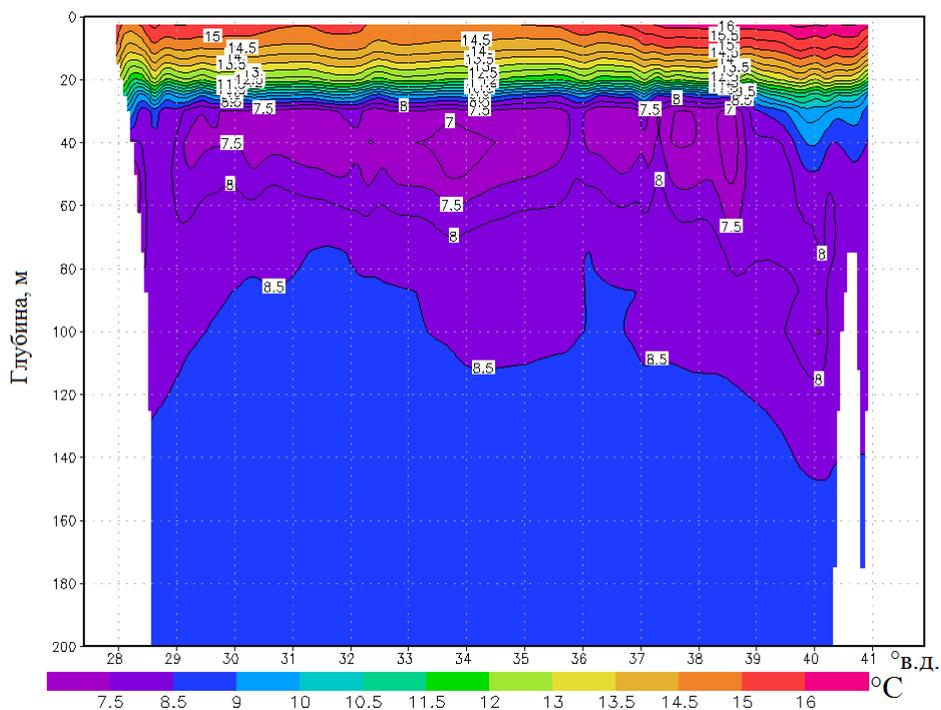
**Рис. 4.** Карты солёности на горизонтах 100 м ( $a$ ), 88 м ( $b$ ), 50 м ( $e$ ) и температуры на горизонтах 88 м ( $z$ ), 50 м ( $d$ ) на 28.03.2012 г.

Отмеченные выше особенности формирования полей солёности и температуры в слое 0 – 100 м наблюдаются также зимой 2013 г., но с тем отличием, что температура обновленных вод ХПС в 2012 г. была на 1 – 1,5°С ниже, чем в 2013 г.

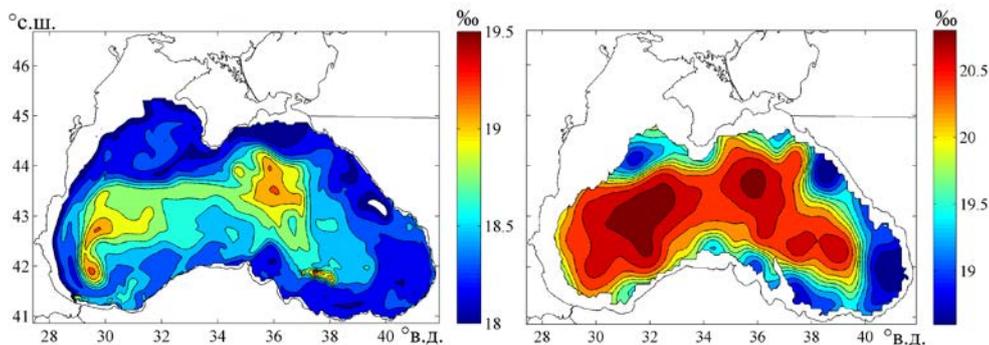


**Рис. 5.** Разрез температуры по 43°с. ш. на 28.03.2012 г. (а) и диаграмма средней на горизонтах температуры в слое 0 – 300 м за 2012 – 2013 гг. (б)

Поскольку в слое 0 – 88 м коррекция модельных температуры и солёности данными измерений не проводилась из-за их отсутствия, антициклонические вихри и горизонтальные распределения температуры и солёности в этом слое являются сглаженными, что свидетельствует о недостатках моделирования термодинамики верхнего слоя моря. По этой причине перепад диагностического уровня моря и интенсивность антициклонических вихрей оказались заниженными. Для их увеличения наряду с усвоением в модели трехмерных полей термохалинных параметров в слое 100 – 500 м необходимо ассимилировать альтиметрический уровень и температуру поверхности моря [1].



*a*



*б*

*в*

**Рис. 6.** Разрез температуры по 43° с. ш. (*a*), диагностическое поле солёности на горизонте 50 м (*б*) и усваиваемое в модели поле солёности на горизонте 100 м (*в*) на 9.05.2012 г.

Обратимся к анализу гидрофизических полей, восстановленных в весенний период 2012 г. Весенний сезон характерен тем, что в первой декаде апреля поверхностная вода прогревается до 9°С, в дальнейшем формируется сезонный термоклин, запирающий холодные подповерхностные воды, которые образуют ХПС (рис. 6, *a*). Особенности структур диагностических полей температуры и солёности в слое 0 – 100 м состоят в том, что весной в отличие от зимы интенсивные антициклоны проявляются четче (рис. 6, *б*, *в*). Поле солёности, представленное на рис. 6, *в*, является примером восстановленных по разработанной методике [4, 5] трехмерных полей температуры и солёности. В

структуре этого поля западный циклонический круговорот заметно интенсивнее восточного, состоящего из трех ядер. Некоторые из восточных антициклонов (южнее Геленджика и Батумский), а также Севастопольский и Кизилрмакский весной имеют больший размер и интенсивность в отличие от зимнего периода. Вследствие этого структуры диагностического и альтиметрического уровней моря качественно весьма близки (рис. 7). Максимальный перепад уровня в диагнозе составляет 20 см, по альтиметрическим данным – 34 см. Недостаточный перепад в поле диагностического уровня моря связан, по-видимому, с некоторыми допущениями, принятыми в методике построения трехмерных полей температуры и солёности. В частности, предполагалась линейная зависимость глубин наблюдаемой солёности, принадлежащей «нулевой» градации альтиметрического уровня, от всех других его градаций (отрицательных и положительных) [5].

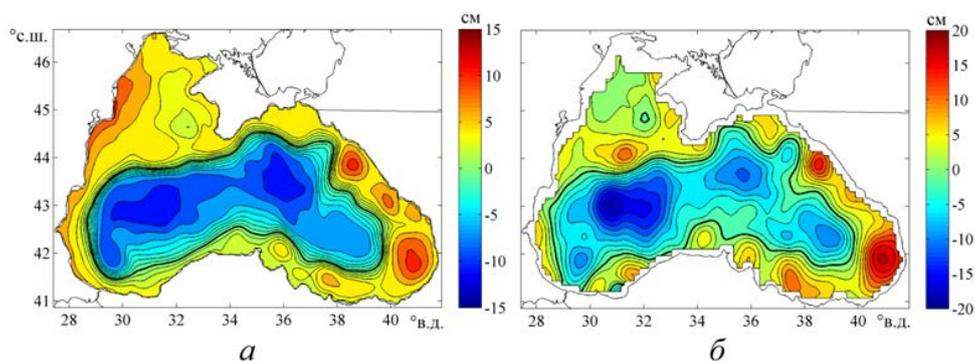


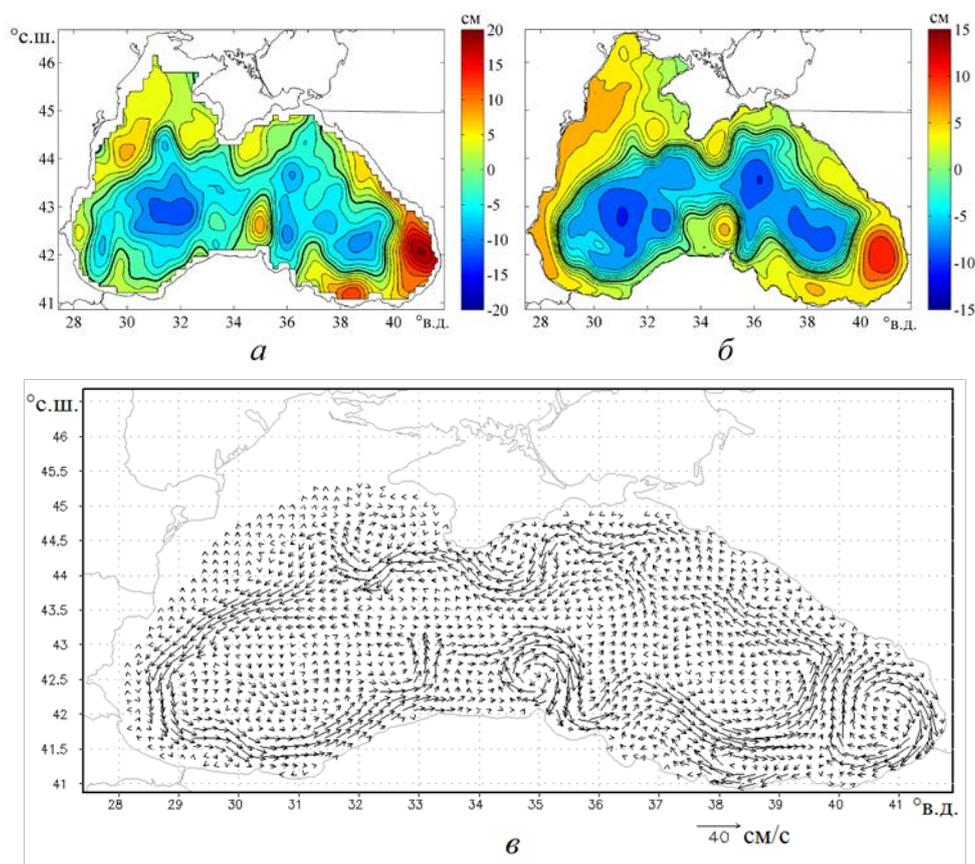
Рис. 7. Уровень моря на 9.05.2012 г.: диагностический (а), альтиметрический (б)

В восстановленной топографии уровня моря за 9 мая 2013 г. два циклонических вихря находятся во внутренней юго-восточной области ОЧТ, в то время как в альтиметрическом уровне эти вихри обособлены и наблюдаются вне ОЧТ. Как показал анализ, отличие от альтиметрического уровня обусловлено структурами полей солёности, воспроизведенными в слое 0 – 100 м благодаря термодинамическим процессам. В этом слое весьма слабо выражен Сакаръякский антициклон, воздействующий на южную струю ОЧТ навстречу мощному кавказскому антициклону (в районе Туапсе). Интенсивности Сакаръякского антициклона недостаточно, чтобы войти во взаимодействие с кавказским вихрем и отсечь два циклонических вихря из внутренних пределов ОЧТ.

Анализ среднесуточных альтиметрических полей уровня моря показал, что с января до середины мая 2012 г. ОЧТ весьма интенсивно. В 2013 г. интенсивность ОЧТ с января по март была заметно меньше. Общим для рассматриваемых отрезков времени было то, что летом (июнь – август) наблюдались периоды как разрушения ОЧТ, так и его интенсификации.

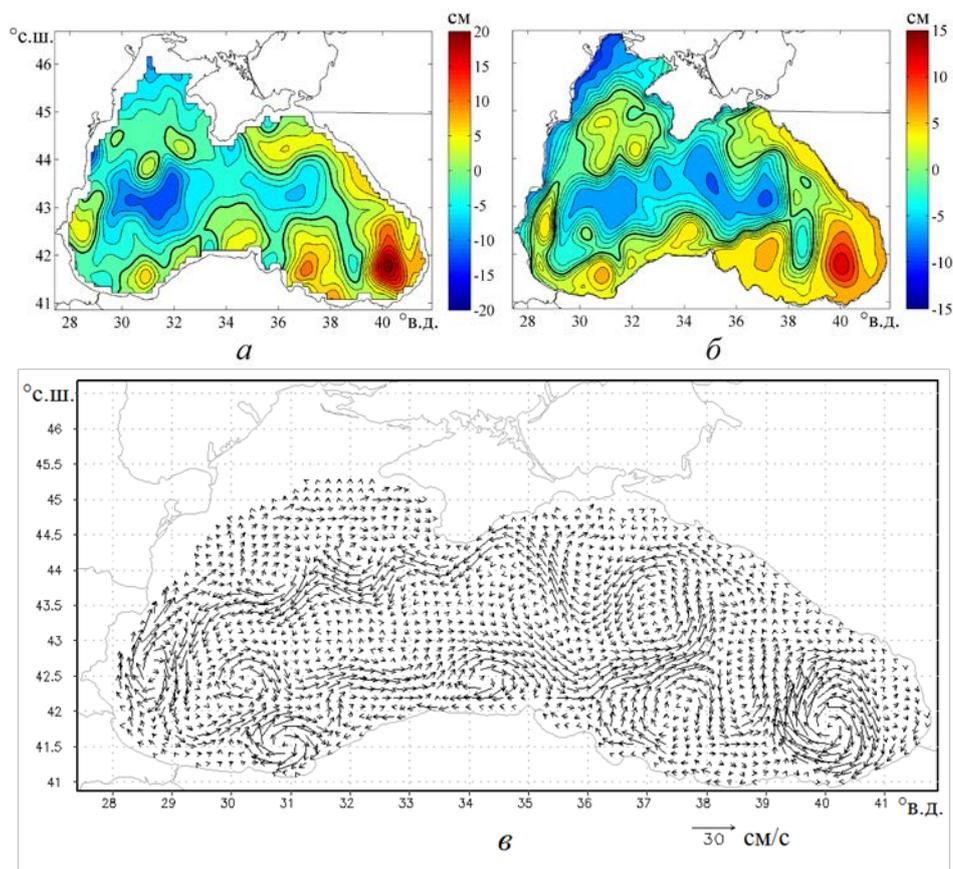
Обратим внимание на наблюдаемый в летний сезон механизм разрушения ОЧТ. Как видно на рис. 8, а, таким механизмом является проникновение интенсивных антициклонических вихрей – Синопского и Крымского (Ялтин-МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ № 2 2016 65

ского) – с периферии ОЧТ в центральную область морского бассейна навстречу друг другу. Такое явление возможно в летне-осенний период, когда интенсивность ОЧТ уменьшается. Оно приводит к расчленению ОЧТ на два отдельных круговорота – восточный и западный.



**Рис. 8.** Уровень моря: альтиметрический (а), диагностический (б) и восстановленные в модели течения на горизонте 50 м (в) на 1.07.2012 г.

Проникновение антициклонических вихрей в центральную зону моря наблюдается также в диагностическом поле уровня (рис. 8, б). Однако оно более слабое вследствие меньшей интенсивности вихрей и в меньшей степени деформирует ОЧТ (рис. 8, б, в). Вихри взаимодействуют со струями ОЧТ по месту их образования. Так, в результате подобного взаимодействия Кизилирмакского и кавказского (южнее Геленджика) антициклонов в период с 25 мая по 14 июня 2013 г. был изолирован циклонический вихрь, размещающийся в юго-восточной внутренней области ОЧТ. Заметим, что в поле альтиметрического уровня видно более интенсивное взаимодействие Кизилирмакского и кавказского антициклонов. Как было отмечено выше, причина недостаточной интенсивности антициклонических вихрей в диагнозе обусловлена не совсем адекватной термодинамикой в слое 0 – 100 м, в котором взаимодействующие вихри проявляются слабо.



**Рис. 9.** Уровень моря: альтиметрический (*a*), диагностический (*б*) и восстановленные в модели течения на горизонте 50 м (*в*) на 23.09.2013 г.

В сентябре – ноябре 2012 г. и сентябре – октябре 2013 г. ОЧТ в поле альтиметрического уровня почти отсутствует. В эти периоды в Черноморском бассейне количество вихрей с положительной и отрицательной завихренностью увеличивается (рис. 9, *a*). Топографии диагностического и альтиметрического уровней качественно близки (рис. 9, *a, б*). Максимальный перепад в альтиметрическом уровне составляет 32 см, в диагностическом – 20 см. На рис. 9, *б* видно, что Основное Черноморское течение в диагнозе выражено четче. Струя ОЧТ меандрирует, что хорошо прослеживается по циркуляции вод (рис. 9, *в*). Как показал анализ, антициклонические вихри справа от ОЧТ в структурах полей температуры и солёности на горизонтах слоя 0 – 100 м осенью проявляются слабо.

Сопоставление диагностических и прогностических полей уровня моря показывает, что они мало различаются в слое 0 – 100 м. Глубже различия становятся более заметными.

**Заключение.** Представленные в настоящей работе результаты показывают, что методика восстановления полей температуры и солёности по малочисленным данным измерений с привлечением спутниковой альтиметрии [4, 5] может эффективно использоваться в оперативной системе диагноза и прогноза гидрофизических полей Черного моря [1].

Выполненный численный эксперимент с ассимиляцией в модели циркуляции Черного моря трехмерных полей температуры и солёности, подготовленных на фиксированные сутки с учетом известного на эти сутки альтиметрического уровня моря и измерений, накопленных за прошедшие 45 сут в слое 100 – 500 м за период 2012 – 2013 гг., показал, что синоптические структуры в полях температуры, солёности, уровня моря и скорости течений в диагнозе и прогнозе на качественном уровне воспроизводятся достаточно хорошо. Оценка статистических характеристик точности диагностических и прогностических полей температуры и солёности выявила, что СКО температуры больше естественной изменчивости в приповерхностном слое моря. Естественная изменчивость полей солёности больше СКО, за исключением слоя 300 – 600 м, а также слоя 45 – 75 м, который характеризуется наличием ХПС. Для достижения большей точности диагноза и прогноза необходимо усовершенствование модели термодинамики верхнего слоя моря для глубин от поверхности до 100 м. Помимо усвоения в модели трехмерных термохалинных полей следует также ассимилировать альтиметрический уровень и температуру поверхности моря [1].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кортаев Г.К., Демьшев С.Г., Дорофеев В.Л. и др.* Архитектура и результаты работы Международного Черноморского центра морских прогнозов, созданного на базе МГИ НАН Украины в рамках проекта Европейского Союза «Мой Океан» // Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 128 – 133.
2. *Демьшев С.Г.* Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – 48, № 1. – С. 137 – 149.
3. *Дорофеев В.Л., Кортаев Г.К., Сухих Л.И.* Моделирование эволюции экосистемы Черного моря в течение трех декад (1971 – 2001) // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 3. – С. 61 – 74.
4. *Кортаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Методика анализа данных измерений температуры и солёности Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Там же. – 2015. – № 2. – С. 26 – 42.
5. *Кортаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Восстановление трехмерных полей солёности и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. – 2016. – № 1 – 2. – С. 199 – 212.
6. *Ратнер Ю.Б., Кубряков А.И., Холод А.Л. и др.* Использование данных измерений с дрейфующих буев SVP-BTS и Argo для валидации результатов прогноза температуры воды в прибрежной области Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 5. – С. 33 – 48.
7. *Лишаев П.Н., Кортаев Г.К., Кныш В.В. и др.* Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 – 1993 годы // Там же. – 2014. – № 5. – С. 49 – 68.
8. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem // Rev. Geophys. Space Physics. – 1982. – № 20. – P. 851 – 875.
9. *Munk W.H., Anderson E.R.* Note on the theory of the thermocline // J. Mar. Res. – 1948. – № 7. – P. 276 – 295.
10. *Ibraev R.A., Trukhchev D.I.* Model study of the seasonal variability of the Black Sea circulation // NATO TU – Black Sea project ecosystem modeling as a management tool for Black Sea, symposium on Scientific results. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – V. 2. – P. 179 – 196.

11. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11. – P. 1443 – 1451.
12. *Hellerman S., Rosenstein M.* Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates // *Ibid.* – 1983. – 13. – P. 1093 – 1104.
13. *Гандин Л.С., Каган Р.А.* Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 357 с.
14. *Беляев К.П., Танажуря К.А.С., Тучкова Н.П.* Сравнение методов усвоения данных буев “АРГО” в гидродинамической модели океана // *Океанология.* – 2012. – 52, № 5. – С. 643 – 653.
15. *Counillon F., Bertino L.* High-resolution ensemble forecasting for the Gulf of Mexico eddies and fronts // *Ocean Dyn.* – 2009. – 59. – P. 83 – 95. – doi: 10.1007/s10236-0167-0.
16. *Guinehut S., Dhomp A.-L., Larnicol G. et al.* High resolution 3-D temperature and salinity fields derived from in situ and satellite observations // *Ocean Sci.* – 2012. – 8, issue 5. – P. 845 – 857. – doi: 10.5194/os-8-845-2012.
17. *Залесный В.Б., Ивченко В.О.* Моделирование крупномасштабной циркуляции морей и океанов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2015. – 51, № 3. – С. 295 – 308.
18. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихререзающей модели циркуляции Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2004. – № 1. – С. 52 – 68.
19. *Oguz T., Malanotte-Rizzoli P., Aubrey D.* Wind and thermohaline circulation of the Black Sea driven by yearly mean climatological forcing // *J. Geophys. Res.* – 1995. – 100, issue C4. – P. 6845 – 6863.
20. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // *Докл. АН СССР.* – 1984. – 279, № 4. – С. 986 – 989.
21. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология.* – 1987. – 27, вып. 5. – С. 739 – 746.

**Procedure of application of three-dimensional fields  
of the Black Sea temperature and salinity reconstructed based  
on altimetry and scanty measurements  
in the operational prognostic model**

**V.V. Knysh, G.K. Korotaev, P.N. Lishaev**

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
e-mail: odop\_mhi\_nanu@mail.ru*

The algorithm for assimilating the temperature and salinity three-dimensional fields is implemented in the Black Sea circulation model under the conditions simulating the operational mode of the hydrophysical fields' nowcast and forecast. The assimilated fields are prepared for each day, 2012 – 2013, allowing for the known altimetry sea level and the *Argo* measurements. It is revealed that the synoptic structures in the fields of sea level and currents' velocities are reproduced quite well. It is shown that RMS deviations between the model and the observed temperatures exceed the fields' natural variability in the layer 0 – 100 m. The salinity RMS deviations are lower than its natural variability, except for the layer 45 – 75 m which is characterized by presence of cold intermediate layer. It is shown that the proposed method can be effectively used in the operational system of the Black Sea hydrophysical fields' nowcast and forecast.

**Keywords:** assimilation, three-dimensional fields, operational mode, altimetry, *Argo* buoys, nowcast and forecast accuracy.