

## Уточнение методики восстановления трехмерных полей солёности и температуры Черного моря по редким измерениям и альтиметрии

© 2016 В.В. Кныш, П.Н. Лишаев

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*  
*E-mail: vaknysh@yandex.ru*

Поступила в редакцию 22.07.2016 г.

Приведены результаты двух специальных численных экспериментов по уточнению предложенной ранее процедуры восстановления трехмерных полей солёности и температуры по данным альтиметрии и ограниченных измерений на станциях и буях *Argo* за 2012 г. В эксперименте 1 используются среднемесячные коэффициенты линейной зависимости глубин солёности профиля «нулевой» градации альтиметрического уровня в профилях солёности положительных и отрицательных градаций. Процедура расчета среднесуточных коэффициентов линейных трендов глубин реализуется в эксперименте 2. Показано, что восстановленные в эксперименте 2 в глубоководной области моря термохалинные поля обладают большей точностью, а размах их значений на горизонтах слоя 100 – 500 м меняется плавно при переходе от одних суток к другим. Гидрофизические поля Черного моря восстановлены посредством ассимиляции в модели трехмерных термохалинных параметров в реанализе за 2012 г. Получено, что стандартные среднеквадратические отклонения температуры и солёности по сравнению с наблюдениями на подавляющем большинстве горизонтов слоя 0 – 500 м оказались меньше, чем в эксперименте 1. Корень из дисперсии полей измеренной солёности превышает среднеквадратические отклонения на всех горизонтах слоя от поверхности до 500 м включительно. Использование для восстановления трехмерных полей температуры и солёности среднесуточных значений коэффициентов линейных трендов с последующей ассимиляцией этих полей в модели является предпочтительным. Выявлено, что модель термодинамики верхнего слоя моря 0 – 100 м нуждается в усовершенствовании.

**Ключевые слова:** альтиметрия, буи *Argo*, методика восстановления, коэффициенты трендов, трехмерные поля, реанализ.

**Введение.** С целью развития функционирующей в Морском гидрофизическом институте (МГИ) в оперативном режиме системы диагноза, прогноза и реанализа состояния Черного моря [1] необходимо разработать специальную процедуру восстановления трехмерных полей температуры и солёности с использованием альтиметрии и редких контактных измерений этих параметров на гидрологических станциях и буях *Argo*. Такие измерения в море характерны для периода с 1993 г. по настоящее время. Решение этой задачи диктуется тем, что результаты длительных прогностических расчетов циркуляции во всей акватории моря по модели МГИ [2], а также краткосрочных прогнозов в локальной прибрежной области по модели *РОМ* с высоким разрешением [3 – 6] указывают на неточности воспроизведения средней стратификации вод бассейна. Их причинами могут быть неадекватность параметризации процессов турбулентного обмена, погрешности полей атмосферного воздействия, приближенный характер начальных условий. Трехмерные поля

температуры и солёности морской воды в оперативной модели не усваиваются [1]. Не использовались они и в наиболее точном к настоящему времени реанализе гидрофизических полей Черного моря за период 1993 – 2012 гг. [7]. Отклонение осредненных по горизонтам модельных профилей температуры и солёности от измеренных в оперативной системе диагноза и прогноза корректируется посредством ассимиляции в модели осредненных по горизонтам среднемесячных климатических профилей термohалинных параметров. В реанализе [7] ассимилировались среднегодовые профили температуры и солёности морской воды, рассчитанные В.Н. Белокопытовым по редким измерениям. Они были скорректированы с учетом климатической сезонной изменчивости. Необходимо усовершенствовать методику такой коррекции, привлекая для этого трехмерные поля температуры и солёности. Процедура восстановления ежесуточных трехмерных термohалинных полей моря на определенных горизонтах для периода 1993 – 2002 гг. предложена ранее в [8, 9].

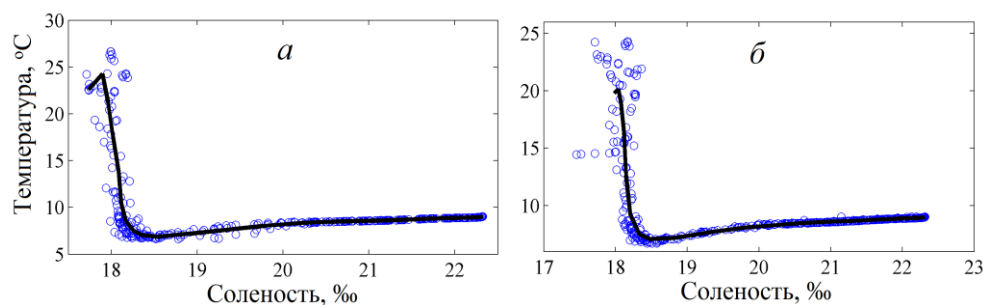
Настоящая работа посвящена анализу численных экспериментов по совершенствованию данной процедуры с целью повышения точности как восстановления самих трехмерных полей температуры и солёности, так и воспроизведения гидрофизических параметров с ассимиляцией трехмерных массивов в модели при проведении реанализа за отдельный 2012 г. Представлены статистические характеристики точности рассчитанных по уточненной процедуре трехмерных полей температуры и солёности, а также воспроизведенных в реанализе.

**Восстановление трехмерных полей температуры и солёности Черного моря и результаты реанализа за 2012 год.** Процедура восстановления трехмерных полей указанных параметров Черного моря, как показано в [8, 9], основана на оригинальной методологии совместного анализа нерегулярных по пространству и времени и ограниченных по объему данных измерений температуры, солёности и полей альтиметрического уровня моря. Последние рассчитаны на каждые сутки как сумма значений аномалий уровня [9 – 13] и среднегодового климатического уровня [14].

**Численный эксперимент 1.** Суть метода восстановления трехмерных полей температуры и солёности состоит в привязке данных измерений в ограниченной 500-метровой изобатой глубоководной области моря к областям (градациям) альтиметрического уровня моря, лежащим между целочисленными значениями изолиний уровня с шагом 1 см (например ..., «-3, -2», «-2, -1», «-1, 0, 1», «1, 2», «2, 3», ... см). Измерения температуры и солёности, выполненные в Черном море в 1993 – 2012 гг. на гидрологических станциях и всплывающих буйах *Argo*, скомпонованы В.Н. Белокопытовым по месяцам и интерполированы по вертикали на следующие горизонты численной модели [2]: 2,5, 5, 10, 20, ..., 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Каждый измеренный профиль температуры (солёности) морской воды относится к той или иной градации уровня моря, соответствующей точке и времени зондирования. Профили температуры и солёности для статистической обеспеченности накапливаются в течение трех календарных месяцев, затем осредняются и относятся к среднему месяцу. Для последующего месяца накопление осуществлялось в таком же временном окне, но со сдвигом впе-

ред на один месяц. В итоге мы получаем по одному среднемесячному профилю температуры и одному среднемесячному профилю солёности для каждой градации уровня и для каждого месяца 2012 г. Особое внимание уделим профилям температуры и солёности «нулевой» градации уровня («-1, 0, 1» см), которые характеризуются как невозмущенные профили этих параметров.

Отмеченное в [9] предположение о том, что для Черного моря начиная с некоторых глубин можно ввести понятие медленно меняющейся во времени и однородной по горизонтали базовой стратификации полей температуры  $T(z)$  и солёности  $S(z)$  (плотности) бассейна, подтверждается анализом построенных  $T$ ,  $S$ -кривых по данным среднемесячных профилей температуры и солёности как для «нулевой» (рис. 1), так и для всех остальных градаций уровня (см. рис. 4 работы [9]). На рис. 1 кружочками отмечены измеренные на станциях температура и солёность, по которым были получены среднемесячные профили. Разброс измерений вокруг  $T$ ,  $S$ -кривых, начиная с глубин 50 – 100 м, уменьшается и не зависит от координат и времени зондирований. Водную массу Черного моря с верхней границей 50 – 100 м и нижней 1100 – 1200 м принято называть промежуточной черноморской водной массой [15, 16]. Искажения топографии изопикнических, изотермических и изохалинных поверхностей действием ветра или синоптической изменчивостью происходят в слое 100 – 500 м глубоководного бассейна в основном адиабатически без необратимых изменений базовой стратификации. Такая эволюция топографии изоповерхностей наблюдается в широком диапазоне пространственно-временных масштабов – от недель до нескольких лет [17, 18].



**Рис 1.**  $T$ ,  $S$ -кривые (сплошные линии) «нулевой» градации уровня для 2012 г.: *а* – август; *б* – октябрь

Невозмущенные профили солёности и температуры в соответствии с процедурой расчета трехмерных полей солёности и температуры [9] принимались в качестве базовых. Смещения изохалинных поверхностей – глубины солёности среднемесячного профиля «нулевой» градации в среднемесячных профилях солёности положительных и отрицательных градаций альтиметрического уровня моря – определялись на горизонтах в слое 100 – 500 м для всех месяцев 2012 г. посредством линейной интерполяции. Ежемесячные диаграммы зависимостей изменения глубин залегания изохалин от градаций уровня для каждого среднемесячного профиля невозмущенной солёности  $S_0$ , а также аппроксимация зависимостей линейной функцией вида

$$h(S_0, \zeta) = a(S_0)\zeta + b(S_0), \quad (1)$$

где  $h(S_0, \zeta)$  – искомая глубина,  $\zeta$  – ежесуточное значение альтиметрического уровня моря,  $a(S_0)$ ,  $b(S_0)$  – известные коэффициенты (рис. 2, б), позволили восстановить ежесуточные трехмерные поля солёности для всех месяцев 2012 г. [9]. Восстановление профилей температуры проводилось с использованием  $T$ ,  $S$ -кривых, построенных по среднемесячным профилям температуры и солёности «нулевой» градации уровня.

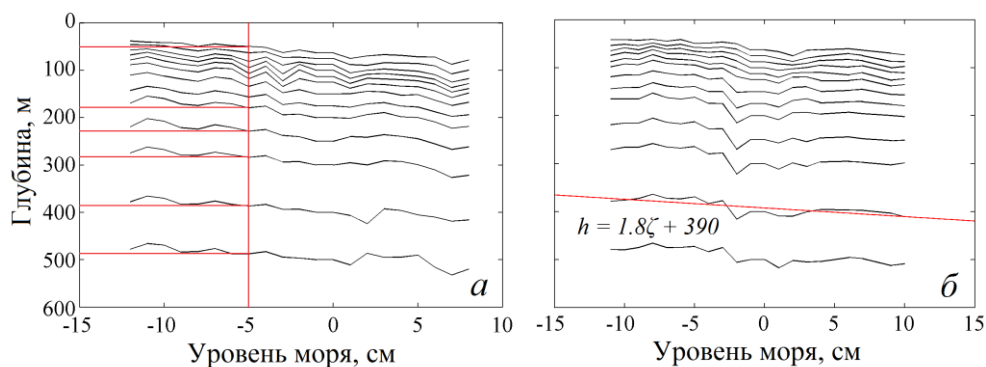


Рис. 2. Диаграммы зависимости глубин  $h$  от градаций уровня моря на горизонтах слоя 63 – 500 м для 2012 г.:  $a$  – май;  $б$  – август

Трехмерные поля температуры и солёности глубоководной области Черного моря, ограниченной изобатой 500 м, восстановлены на регулярной сетке модели МГИ [2] с равномерным шагом по горизонтали 5 км. Для оценки статистических характеристик точности восстановленных полей на каждом горизонте слоя 100 – 500 м находили отклонения относительно наблюдений в глубоководной акватории Черного моря в 2012 г.

Из табл. 1 видно, что значения среднеквадратических отклонений (СКО) восстановленных температуры и солёности уменьшаются в слое 100 – 500 м. Корень из дисперсии измеренных полей температуры и солёности по горизонтам слоя превышает СКО и указывает на то, что восстановленные поля вполне приемлемы.

Поскольку восстановленные температура и солёность известны в каждой точке сеточной области и привязаны к значениям уровня, их ассимиляция в модели в ретроспективном анализе за 2012 г. выполнена самым простым способом [19, 20]. А именно включением в правые части уравнений переноса – диффузии тепла и соли источников  $Q_T$ ,  $Q_S$ , которые имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} Q_T(\bar{x}, t) &= 1/\text{REL}[1 + \eta_T^2(z, t_{\text{мес}})][T^{\text{obs}}(\bar{x}, t) - T(\bar{x}, t)], \\ Q_S(\bar{x}, t) &= 1/\text{REL}[1 + \eta_S^2(z, t_{\text{мес}})][S^{\text{obs}}(\bar{x}, t) - S(\bar{x}, t)], \end{aligned} \quad (2)$$

где  $\bar{x} = (x, y, z)$ ; REL – параметр релаксации;  $\eta_T^2(z, t_{\text{мес}})$ ,  $\eta_S^2(z, t_{\text{мес}})$  – среднемесячные значения меры ошибок измерений, представляющие собой отношение квадрата СКО среднемесячных температуры и солёности к диспер-

сии естественной изменчивости соответствующих полей [19];  $T^{\text{obs}}(\vec{x}, t)$ ,  $S^{\text{obs}}(\vec{x}, t)$  – восстановленные по измерениям трехмерные поля температуры и солености;  $T(\vec{x}, t)$ ,  $S(\vec{x}, t)$  – модельные значения температуры и солености. Коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли определялись по формуле Пакановски – Филандера [21, 22], значения подобранных в ней параметров даны в работе [2]. Атмосферное воздействие задавалось по результатам реанализа *ERA-Interim* [23]. Начальный момент времени соответствовал 00 ч 1 января 2012 г. Поля температуры, солености, уровня моря и скорости течений, восстановленные в реанализе за 1993 – 2012 гг. с усвоением в модели среднемесячных профилей температуры и солености «нулевой» градации альтиметрического уровня [24], принимались в качестве начальных. Параметр релаксации равнялся 3 сут. Данные реанализа за 2012 г. включали в себя среднесуточные поля горизонтальных и вертикальной составляющих вектора скорости течений, температуры и солености на 38 горизонтах, а также уровня моря.

Т а б л и ц а 1

**Стандартные среднеквадратические отклонения восстановленных (СКО) и корень из дисперсии измеренных ( $\sigma$ ) полей температуры и солености по горизонтам за 2012 г. (эксперимент I)**

Горизонт, м	Температура, °С		Соленость, ‰	
	СКО	$\sigma$	СКО	$\sigma$
100	0,2082	0,3209	0,3455	0,6165
113	0,1158	0,1845	0,2854	0,5043
125	0,0643	0,1209	0,2248	0,4142
150	0,0380	0,0654	0,1370	0,2485
175	0,0310	0,0448	0,0947	0,1606
200	0,0271	0,0372	0,0744	0,1206
250	0,0169	0,0240	0,0539	0,0726
300	0,0104	0,0143	0,0373	0,0478
400	0,0044	0,0061	0,0206	0,0274
500	0,0047	0,0069	0,0129	0,0169

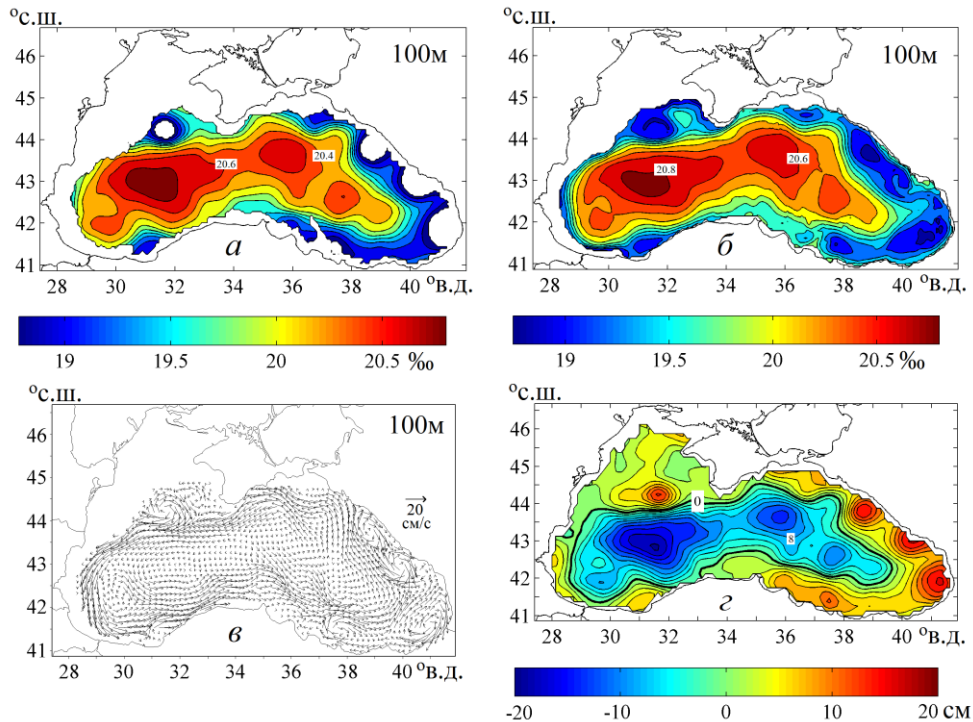
Из табл. 2 следует, что СКО воспроизведенных в реанализе полей температуры достигает максимального значения на горизонте 20 м, с глубиной оно уменьшается. Стандартное отклонение измеренной температуры принимает большие значения в верхнем слое 0 – 30 м и на горизонтах 0 – 15 м превышает СКО рассчитанной в модели температуры. Максимум СКО солености получен в слое основного галоклина на горизонте 75 м. Корень из дисперсии полей измеренной солености оказался выше СКО модельной солености на всех горизонтах слоя 0 – 500 м, что свидетельствует о большей точности восстановленных в реанализе полей солености.

Стандартные среднеквадратические отклонения восстановленных в модели (СКО) и корень из дисперсии измеренных ( $\sigma$ ) полей температуры и солености по горизонтам за 2012 г. (эксперимент I)

Горизонт, м	Температура, °С		Соленость, ‰	
	СКО	$\sigma$	СКО	$\sigma$
3	1,5833	5,3295	0,1669	0,1700
5	1,7391	6,3366	0,1990	0,2515
10	2,3509	6,4515	0,1703	0,2052
15	3,7044	5,5025	0,1375	0,1778
20	4,5832	4,5608	0,1114	0,1429
25	4,0227	3,7581	0,1125	0,1246
30	2,7879	2,3938	0,1222	0,1166
40	1,6959	0,9456	0,1756	0,2052
50	0,9057	0,6691	0,2933	0,4165
63	0,6039	0,6546	0,3887	0,6304
75	0,4851	0,6238	0,4222	0,7066
88	0,3891	0,4831	0,4124	0,6960
100	0,3040	0,3209	0,3805	0,6165
113	0,2417	0,1845	0,3470	0,5043
125	0,1555	0,1209	0,2935	0,4142
150	0,0695	0,0654	0,1772	0,2485
175	0,0431	0,0448	0,1175	0,1606
200	0,0340	0,0372	0,0903	0,1206
250	0,0223	0,0240	0,0620	0,0726
300	0,0142	0,0143	0,0410	0,0478
400	0,0077	0,0061	0,0249	0,0274
500	0,0053	0,0069	0,0145	0,0169

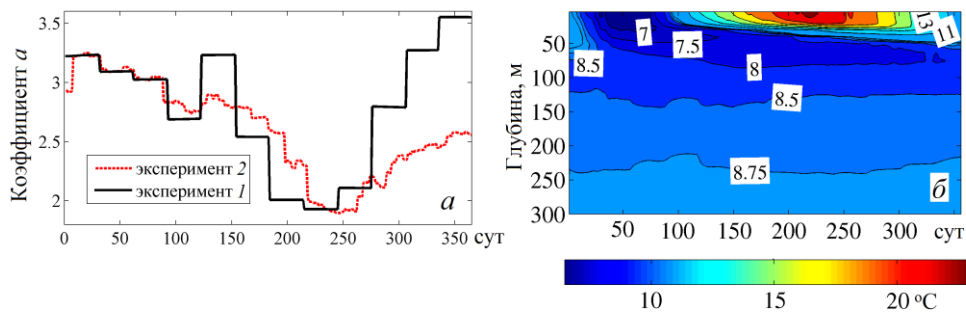
Поскольку в нашем случае формирование гидрофизических полей в слое 0 – 100 м определяется в основном качеством модели и полями атмосферного воздействия, статистические характеристики указывают на то, что в модели неточно воспроизводится термодинамика верхнего слоя моря.

Примеры ассимилируемого поля солености и восстановленных в реанализе гидрофизических полей приведены на рис. 3, *a – в*. Антициклонические вихри справа от Основного Черноморского течения (ОЧТ), так же как и циклонические структуры, четко прослеживаются в полях солености и горизонтальной скорости в соответствии с характерными структурами альтиметрического уровня моря (рис. 3, *г*). В дипольной системе вихрей Севастопольский антициклон – циклон местоположение последнего несколько смещено на юг по сравнению с альтиметрическими данными (рис. 3, *a – г*). Причиной такого смещения является, по-видимому, недостаточно точное воспроизведение полей моря в области юго-западнее м. Тарханкут.



**Рис. 3.** Восстановленные в эксперименте 1 на 1.05.2012 г.: солёность по измерениям и альтиметрии (а); солёность (б) и течения (в) по реанализу; топография альтиметрического уровня (г)

**Численный эксперимент 2.** Недостатком для ассимилируемых в модели трехмерных полей температуры и солёности, восстановленных в численном эксперименте 1, является то, что диапазон значений их пространственной изменчивости на горизонтах меняется скачком при переходе от месяца к месяцу. Это особенно заметно в те месяцы, когда коэффициент  $a(S_0)$  меняется весьма резко (рис. 4, а, черная линия). Причина такого размаха значений температуры (солёности) заключается в использовании среднемесячных коэффициентов  $a(S_0)$ ,  $b(S_0)$  для расчета глубин  $h$  по формуле (1) и последующего восстановления трехмерных полей указанных параметров на горизонтах модели.



**Рис. 4.** Временная изменчивость ежемесячных (эксперимент 1) и ежесуточных (эксперимент 2) значений коэффициента  $a$  на горизонте 100 м (а), а также диаграмма сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0 – 300 м (б) за 2012 г.

В настоящем эксперименте мы используем временное окно ( $t - 45$ ,  $t + 45$  сут) для накопления профилей солёности (температуры) в каждой градации альтиметрического уровня моря. Затем профили осредняются и относятся к фиксированным суткам  $t$ . Далее выполняется скользящий суточный сдвиг, накопление профилей солёности (температуры), их осреднение и отношение к следующим суткам. В результате получаем один профиль солёности и один профиль температуры для каждой градации уровня и для каждых суток в течение 2012 г. Невозмущённые ежесуточные профили солёности и температуры принимались в качестве базовых. Отличие от эксперимента *1* состояло в том, что при расчете глубин  $h$  по формуле (1) для восстановления трёхмерных полей солёности и температуры на горизонтах модели использовались ежесуточные значения коэффициентов  $a(S_0)$  и  $b(S_0)$ . На рис. 4, *a* видно, что соответствующая эксперименту 2 красная линия более гладкая. В итоге размах колебаний восстановленной солёности (температуры) на горизонтах модели в слое 100 – 500 м меняется плавно при переходе от одних суток к другим.

Восстановленные в эксперименте 2 термохалинные поля обладают несколько большей точностью, чем в эксперименте *1* (данные не приводятся).

По результатам реанализа за 2012 г., проведенного с ассимиляцией в модели восстановленных в эксперименте 2 массивов температуры и солёности, оценены статистические характеристики точности воспроизведенных гидрофизических полей моря. Получено, что СКО между модельными и измеренными значениями температуры, как видно из табл. 2 и 3, на всех горизонтах слоя 0 – 500 м оказались меньше (за исключением 75 м), чем в эксперименте *1*. Такой же результат получен по СКО полей солёности, за исключением некоторых горизонтов слоя 5 – 88 м.

Корень из дисперсии измеренной температуры превышает СКО почти на всех горизонтах слоя, кроме 20, 25, 30, 40, 50 м. Вместе с тем такой же статистический параметр солёности оказался больше СКО на горизонтах слоя от поверхности до 500 м включительно.

Следует особо отметить, что, согласно модельным данным, значения СКО температуры на горизонтах слоя 0 – 100 м являются большими (табл. 3). Принимая во внимание тот факт, что формирование термохалинных полей в этом слое в основном определяется качеством модели и полей атмосферного воздействия (данные измерений в этом слое не усваиваются), можно сделать вывод о недостаточной точности моделирования термодинамики верхнего слоя моря. Сложный характер термодинамических процессов, развивающихся в этом слое, покажем на иллюстрации адвективного механизма формирования холодного промежуточного слоя (ХПС) [25, 26]. На рис. 4, *б* четко выражены процессы образования и формирования ХПС: осенне-зимнее выхолаживание вод, образование верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), весенне-летний прогрев вод и образование сезонного термоклина, формирование нового ХПС, уменьшение его холодозапаса к осени и нарушение сплошности. Согласно данным [27] (табл. 7.1), значительное обновление ХПС моря является характерным для 2012 г. На рис. 5, *a* хорошо видна возникающая в результате осенне-зимнего охлаждения поверхностного слоя на северо-западном шельфе холодная вода, имеющая температуру  $5 \leq T \leq 8^\circ\text{C}$  и более низ-



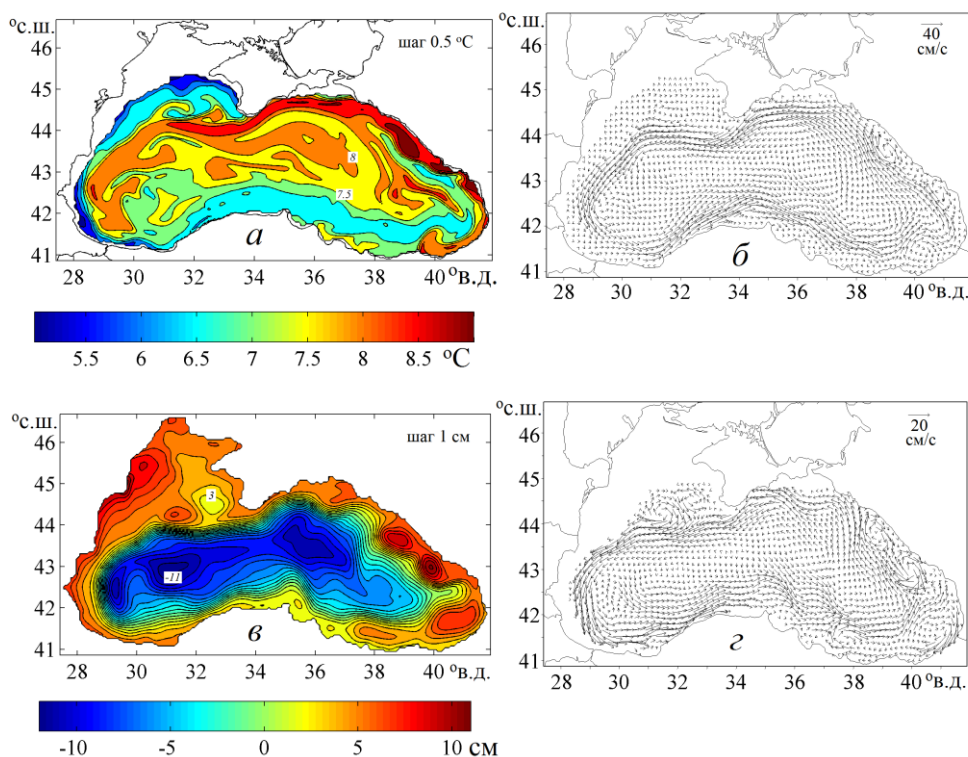
кую соленость. Как показано в [26], в результате охлаждения и зимней конвекции толщина ВКС здесь увеличивается, а слои холодной воды перемещаются в направлении открытого моря и сливаются с водами старого ХПС. В дальнейшем обновленные воды ХПС транспортируются ОЧТ на юго-запад, юг, юго-восток, а затем восточной струей ОЧТ – в северо-западном направлении (рис. 5, а, б). В результате с перемещением обновленных вод трансформируются структуры полей температуры и солености. Такие структуры в антициклонических вихрях и циклонических круговоротах в слое 0 – 100 м выражены слабее. По этой причине перепад воспроизведенного в модели уровня моря и интенсивность антициклонических вихрей оказались заниженными по сравнению с альтиметрическим уровнем (рис. 5, в и 3, г).

Т а б л и ц а 3

**Стандартные среднеквадратические отклонения восстановленных в модели (СКО) и корень из дисперсии измеренных ( $\sigma$ ) полей температуры и солености по горизонтам за 2012 г. (эксперимент 2)**

Горизонт, м	Температура, °С		Соленость, ‰	
	СКО	$\sigma$	СКО	$\sigma$
3	1,4669	5,3295	0,1461	0,1700
5	1,6789	6,3366	0,2052	0,2515
10	2,3340	6,4515	0,1698	0,2052
15	3,6821	5,5025	0,1388	0,1778
20	4,5629	4,5608	0,1112	0,1429
25	4,0000	3,7581	0,1074	0,1246
30	2,6865	2,3938	0,1152	0,1166
40	1,5531	0,9456	0,1729	0,2052
50	0,8094	0,6691	0,3119	0,4165
63	0,5965	0,6546	0,4195	0,6304
75	0,4974	0,6238	0,4222	0,7066
88	0,3876	0,4831	0,4261	0,6960
100	0,2391	0,3209	0,3394	0,6165
113	0,1441	0,1845	0,2932	0,5043
125	0,0915	0,1209	0,2410	0,4142
150	0,0468	0,0654	0,1374	0,2485
175	0,0330	0,0448	0,0914	0,1606
200	0,0274	0,0372	0,0777	0,1206
250	0,0178	0,0240	0,0501	0,0726
300	0,0109	0,0143	0,0334	0,0478
400	0,0059	0,0061	0,0183	0,0274
500	0,0053	0,0069	0,0124	0,0169

Как видно на рис. 3, в и 5, г, циркуляция вод моря, воспроизведенная в экспериментах 1 и 2, различается незначительно. Отметим наблюдаемые в эксперименте 2 в восточной части моря Кизилирмакский, Батумский, два кавказских антициклона, а также Севастопольский антициклонический и соприкасающийся с ним циклонический вихри.



**Рис. 5.** Восстановленные в эксперименте 2 по реанализу: температура (а) и течения (б) на горизонте 50 м 31.03.2012 г.; топография уровня моря (в) и течения на горизонте 100 м (г) 1.05.2012 г.

**Закключение.** Уточнение предложенной ранее процедуры восстановления трехмерных полей солёности и температуры Черного моря выполнено посредством анализа результатов двух специально проведенных численных экспериментов. В первом из них использовались среднемесячные значения коэффициентов  $a(S_0)$  и  $b(S_0)$ , во втором – их среднесуточные значения. В последнем случае (эксперимент 2) размах колебаний восстановленной солёности (температуры) на горизонтах слоя 100 – 500 м глубоководной области моря меняется плавно при переходе от одних суток к другим. Восстановленные термохалинные поля обладают несколько большей точностью. Среднеквадратические отклонения между рассчитанными в реанализе за 2012 г. и измеренными значениями солёности на всех горизонтах слоя 0 – 500 м (кроме некоторых горизонтов слоя 0 – 100 м) оказались меньше, чем в эксперименте 1. Стандартные СКО температуры получились меньше по сравнению с данными эксперимента 1 на всех горизонтах слоя 0 – 500 м, исключая горизонт 75 м. Модель термодинамики верхнего слоя моря 0 – 100 м нуждается в усовершенствовании. Для повышения точности воспроизводимых в реанализе гидрофизических полей необходимо дополнительно ассимилировать в модели спутниковые данные о температуре поверхности моря и альтиметрический уровень.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0011 «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий», а также частично при поддержке РФФИ, грант № 16-05-00621.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г.К., Демьяшев 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» // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2013. – Вып. 27. – С. 128 – 133.
2. *Лишаев П.Н., Коротаев Г.К., Кныш В.В. и др.* Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 – 1993 годы // Морской гидрофизический журнал. – 2014. – № 5. – С. 49 – 68.
3. *Ратнер Ю.Б., Кубряков А.И., Холод А.Л. и др.* Использование данных измерений с дрейфующих буев SVP-DTS и Argo для валидации результатов прогноза температуры воды в прибрежной области Черного моря // Там же. – С. 33 – 48.
4. *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: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 11. – С. 31 – 50.
5. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model // Three Dimensional Shelf Models, Coast. Estuar. Sci. V. 5. – Washington D.C.: AGU, 1987. – P. 1 – 16.
6. *Hunter J.R.* OZPOM: A version of the Princeton Ocean Model. – 2002. – <http://www.ancrc.utas.edu.au/johunter/ozpom.html>.
7. *Дорофеев В.Л., Сухих Л.И.* Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 годов на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – № 1. – С. 33 – 48.
8. *Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Методика анализа данных измерений температуры и солености Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Там же. – 2015. – № 2. – С. 26 – 42.
9. *Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В.* Восстановление трехмерных полей солености и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. – 2016. – № 1 – 2. – С. 199 – 212.
10. *AVISO – Archiving Validation Interpretation des données des Satellites Océanographiques.* – <http://www.aviso.oceanobs.com/>.
11. *Le Traon P.-Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of Multiple-Altitude Missions // J. Atmos. Ocean. Tech. – 2001. – 18, № 7. – P. 1277 – 1288. – doi: 10.1175/1520-0426(2001)018<1277:\UOHARM>2.0.CO;2.
12. *Pascual A., Faugère Y., Larnicol G. et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // Geophys. Res. Lett. – 2006. – 33, № 2. – P. 2611 – 2614.
13. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Estimating the quality of the retrieval of the surface geostrophic circulation of the Black Sea by satellite altimetry data based on validation with drifting buoy measurements // Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys. – 2013. – 49, № 9. – P. 930 – 938.
14. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В. и др.* Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в  $\sigma$ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 243 – 265.

15. *Леонов А.К.* Региональная океанография. Часть 1. Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 765 с.
16. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. – 212 с.
17. *Korotaev G., Dorofeev V., Oguz T. et al.* The MyOcean Black Sea coupling of dynamics and ecosystem // Mercator Ocean Quart. Newslet. – 2011. – 40. – P. 26 – 35.
18. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep-Sea Res. Part I: Ocean. Res. Papers. – 2015. – 97. – P. 80 – 91. – <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002>.
19. *Гандин Л.С., Каган Р.А.* Статистические методы интерпретации метеорологических данных. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 357 с.
20. *Sarmiento J.L., Bryan K.* An ocean transport model for the North Atlantic // J. Geoph. Res. – 1982. – 87, iss. C1. – P. 394 – 408. – doi:10.1029/JC087iC01p00394.
21. *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. – doi: 10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2.
22. *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. V. 2. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – P. 179 – 196.
23. *Berrisford P., Dee D., Fielding K. et al.* The ERA-Interim archive Version 1.0 // ERA Rep. Ser. – ECMWF, 2009. – 16 p. – [www.ecmwf.int](http://www.ecmwf.int).
24. *Korotaev G.K., Sarkisyan A.S., Knysh V.V. et al.* Reanalysis of seasonal and interannual variability of Black Sea fields for 1993 – 2012 // Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys. – July 2016. – 52, iss. 4. – P. 418 – 430. – doi: 10.1134/S0001433816040071.
25. *Колесников А.Г.* К вычислению годового хода температуры воды в южных морях // Тр. Морского гидрофизического института АН СССР. – 1953. – Т. 3. – С. 106 – 127.
26. *Korotaev G.K., Knysh V.V., Kubryakov A.I.* Study of formation process of cold intermediate layer based on reanalysis of Black Sea hydrophysical fields for 1971 – 1993 // Izvestiya. Atmos. Ocean. Phys. – January 2014. – 50, iss. 1. – P. 35 – 48.
27. *Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др.* Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. – 420 с.

## **Improvement of the method for reconstructing the temperature and salinity three-dimensional fields of the Black Sea based on insufficient measurements and altimetry**

**V.V. Knysh, P.N. Lishaev**

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
e-mail: vaknysh@yandex.ru*

Represented are the results of two special numerical experiments aimed at improving the previously proposed procedure of reconstructing salinity and temperature three-dimensional fields based on the altimetry data and the insufficient measurements performed at the stations and the *Argo* buoys in 2012. In experiment 1, applied are the monthly average coefficients of linear dependence of the sea

level and depths at which the salinity values of the 'zero' gradation altimetry level profile lie within the salinity profiles of positive and negative gradations. The procedure for calculating the daily average coefficients of the depths' linear trends is realized in experiment 2. It is shown that the thermohaline fields reconstructed in experiment 2 for the deepwater area are more accurate; on the horizons of the 100 – 500 m layer their values range smoothly from one day to another. The Black Sea hydrophysical fields are reconstructed by assimilation in the model of three-dimensional thermohaline parameters in the reanalysis for 2012. It is revealed that, as compared to the observations on the overwhelming majority of horizons in the 0 – 500 m layer (experiment 2), the standard root-mean-square deviations of temperature and salinity are lower than those in experiment 1. The root of the measured salinity fields' dispersion exceeds the standard deviations on all the horizons within 0 – 500 m, inclusive. Application of the daily average coefficients of the linear trends for reconstructing three-dimensional fields of temperature and salinity, and their subsequent assimilation in the model is preferable. It is revealed that the model of the upper 0 – 100 m layer thermodynamics requires improvement.

**Keywords:** altimetry, buoys *Argo*, reconstruction procedure, trends' coefficients, three-dimensional fields, reanalysis.