

С.Г. Демьшев, О.А. Дымова

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь***МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧЕРНОГО МОРЯ
С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ**

В работе представлен анализ результатов моделирования гидрофизических полей Черного моря с разрешением $1,64 \times 1,64$ км в период январь-сентябрь 2006 г. с использованием реального атмосферного воздействия. Вертикальный турбулентный обмен импульсом и вертикальная турбулентная диффузия тепла и соли параметризуются на основе теории Меллора-Ямады 2.5. Результаты численного эксперимента сравнивались с доступными натурными данными. Показано, что представленная усовершенствованная модель циркуляции Черного моря позволяет воспроизвести мезомасштабную вдольбереговую изменчивость, подтверждаемую данными наблюдений, а также более точно описать температурный режим в верхнем 100-метровом слое моря.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *моделирование с высоким разрешением, Черное море, течения, вихри, поле уровня, температура, соленость, натурные данные.*

Введение. В настоящее время в рамках проекта «Оперативная океанография» ведутся работы по усовершенствованию численной модели циркуляции [1, 2], предназначенной для оперативного прогноза гидрофизических полей Черного моря в режиме реального времени. Используемый в проекте вариант модели имеет разрешение 5 км по горизонтальным координатам, что является недостаточным для описания мезомасштабной динамики вод моря.

Ранее численные эксперименты с высоким пространственным разрешением были выполнены с учетом климатического [3] и реального атмосферного воздействия [4, 5]. В отличие от предыдущих расчетов в настоящей работе для параметризации вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли используется аппроксимация Меллора-Ямады 2.5 [6]. Прогностический численный эксперимент с заданными реальным ветром, потоками тепла, осадков и испарения был проведен для периода январь-сентябрь 2006 г. В работе представлен анализ полученных в этом эксперименте трехмерных полей скоростей течений, температуры, солености, поля уровня и результаты их сравнения с доступными натурными данными наблюдений.

1. Постановка задачи. Численное моделирование выполнено с использованием трехмерной нелинейной термогидродинамической модели МГИ НАН Украины [1]. Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды [2] имеет вид:

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\rho_0\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_x + (v_V u_z)_z - v_H \nabla^4 u, \quad (1)$$

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\rho_0\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_y + (v_V v_z)_z - v_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P^1, \quad (3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (4)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (\text{Pr} - \text{Ev}) / \rho_1, \quad (5)$$

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

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

$$\rho = \varphi(T, S), \quad (8)$$

В уравнениях (1) – (2) $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, $E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}$. Остальные обозначения – общепринятые [2]. Заметим, что уравнение (5) получено в предположении выполнения линеаризованного кинематического условия в виде $w = -\zeta_t + \frac{\text{Pr} - \text{Ev}}{\rho_1}$.

Для системы уравнений (1) – (8) краевые условия на поверхности $z = 0$ запишем в виде:

$$\nu_V u_z = -\tau^x, \quad \nu_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa^T T_z = Q^T, \quad \kappa^S S_z = \frac{\text{Pr} - \text{Ev}}{\rho_1} S_0 + \beta(S^{cl} - S_0). \quad (9)$$

Использованы следующие обозначения: (τ^x, τ^y) – касательное напряжение трения ветра, Q^T – поток тепла, Ev – испарение морской воды, Pr – осадки, S_0 – поверхностная соленость, S^{cl} – климатическая соленость, ρ_1 – плотность морской воды, β – параметр релаксации.

На дне $z = H(x, y)$:

$$u = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (10)$$

На твердых боковых стенках:

– для меридиональных участков границы:

$$u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \quad (11)$$

$$T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0,$$

– для зональных участков границы:

$$v = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \quad (12)$$

$$T_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0.$$

На участках границы, где вода втекает, используются условия Дирихле:

– для меридиональных участков:

$$\begin{aligned} u &= u^p, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (13)$$

– для зональных участков:

$$\begin{aligned} v &= v^p, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (14)$$

Для верхнебосфорского течения и для Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское:

$$\begin{aligned} v &= v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y &= 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (15)$$

В (13) – (15) введены следующие обозначения: u^p, v^p, v^s – скорость в устьях рек и проливах, соответственно; T^p, S^p – температура и соленость в реках.

В качестве начальных при $t = t^0$ потребуем выполнения следующих условий:

$$\begin{aligned} u &= u^0(x, y, z), \quad v = v^0(x, y, z), \quad \zeta = \zeta^0(x, y), \\ T &= T^0(x, y, z), \quad S = S^0(x, y, z). \end{aligned} \quad (16)$$

Коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли вычисляются в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады [6] из следующих соотношений:

$$v_V = leS_H, \quad \kappa^V = leS_M, \quad (17)$$

где $e^2/2$ – кинетическая энергия турбулентности, l – макромасштаб турбулентности, S_H, S_M – функции устойчивости, которые определяются из эмпирических соотношений:

$$S_M = A_1 \left[\left(1 - \frac{6A_1}{B_1} - 3C_1 \right) + 9(2A_1 + A_2)S_H G_H \right] (1 - 9A_1 A_2 G_H)^{-1}, \quad (18)$$

$$S_H = A_2 \left(1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) [1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)]. \quad (19)$$

В (18) – (19) $G_H = -\left(\frac{Nl}{e}\right)^2 = -\frac{l^2}{e^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, $N = \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)^{1/2}$ – частота Вайся-ля-Брента. Эмпирические константы A_1, A_2, B_1, B_2, C_1 определяются из эксперимента.

Система (1) – (8) дополнена уравнениями для определения величин e^2 и l :

$$\frac{de^2}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^y \frac{\partial e^2}{\partial z} \right) + 2\nu_V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \kappa^y \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2e^3}{B_1 l} - \nu^e \nabla^4 e^2, \quad (20)$$

$$\frac{d(e^2 l)}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^y \frac{\partial (e^2 l)}{\partial z} \right) + l E_1 \nu_V \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_3 g}{\rho_0} \kappa^y \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{e^3}{B_1} H - \nu^e \nabla^4 (e^2 l), \quad (21)$$

$$\mu^y = l e S_e, \quad (22)$$

где H – эмпирическая функция и E_1, E_3 – эмпирические константы, $S_e = 0,2$. Для уравнений (17) – (22) ставятся следующие краевые и начальные условия:

$$e^2 = B_1^{2/3} \left[(\tau^x + \tau^y) / \rho_0^2 \right]^{1/2}, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = 0, \quad (23)$$

$$e^2 = 0, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = H(x, y), \quad (24)$$

$$e = e^0, \quad l = l^0 \quad \text{при } t = t^0. \quad (25)$$

Таким образом, решается система уравнений (1) – (8), (17) – (22) с соответствующими краевыми (10) – (15), (23), (24) и начальными (16), (25) условиями. Конечно-разностная дискретизация уравнений модели, начальных и граничных условий проведена на сетке C [7] и обладает вторым порядком точности по пространству и времени.

2. Условия проведения численного эксперимента. В качестве начальных полей использовались поля температуры, солёности, уровня и скоростей течений, полученные в рамках проекта «Оперативная океанография» [8]. Начальный момент времени соответствовал 2 января 2006 г. Начальные условия (25) задавались следующим образом: $e^0 = 10 \text{ см}^2/\text{с}^2$, $l^0 = 10 \text{ см}$. Параметр релаксации в (9) принят равным $\beta = 2/1728$.

На поверхности моря каждые сутки задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение, полученные по данным региональной атмосферной модели «ALADIN»¹. Также каждые сутки усваивались поля температуры поверхности моря (SST)², построенные в результате обработки многоспектральных изображений акватории Черного моря. Эти данные получены с помощью сканеров AVHRR³, установленных

¹ ALADIN – Aire Limitee Adaptation dynamique Development InterNational.

² SST – Sea Surface Temperature.

³ AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer (усовершенствованный радиометр высокого разрешения).

на борту метеорологических космических аппаратов NOAA⁴. Отметим, что прием и обработка изображений осуществлялись в МГИ НАН Украины с помощью комплекса технических и аппаратно-программных средств, созданных при поддержке Национального космического агентства Украины (НКАУ) (см., например, [9]). Далее в тексте поля SST будем называть «спутниковой» поверхностной температурой.

В связи с отсутствием спутниковых данных в каждой точке расчетной области, процедура ассимиляции (усвоения) проводилась следующим образом. После замены «модельной» температуры на поверхности T_0^m «спутниковой» T^s решалось уравнение для невязки температуры δ^T

$$\nabla^2 \delta^T = 0 \quad (26)$$

с краевыми условиями на твердой $\delta^T = 0$ и на жидкой $\delta^T = T_0^m - T^s$ границе. «Модельная» температура корректировалась по соотношению

$$T_*^m = T_0^m + \delta^T. \quad (27)$$

Чтобы отфильтровать мелкомасштабные возмущения, возникающие в поле поверхностной температуры при решении задачи (26), (27), решалось уравнение диффузии

$$(T_*^m)_t = -\kappa^H \nabla^4 T_*^m \quad (28)$$

с краевыми условиями $(T_*^m)_n = (\nabla^2 T_*^m)_n = 0$, где n – нормаль к границе.

В устьях рек и проливах температура воды и скорость течений задавались согласно [10]. Предполагалось, что в верхнебосфорском течении температура и соленость воды те же, что и в прибрежных водах моря. В нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 35‰ и температура – 16°C, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря.

При проведении расчетов входные поля линейно интерполировались на каждый момент времени.

Расчеты проводились на горизонтальной сетке $1,6 \times 1,6$ км, по вертикали использовалось 27 горизонтов. Шаг по времени равнялся 1,5 мин.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли брались следующими: $\nu_H = 10^{16}$ см⁴/с, $\kappa^H = 10^{16}$ см⁴/с. Коэффициенты турбулентности по вертикали вычислялись в соответствии с параметризацией Меллора-Ямады [6].

Схема расчета была следующей. В начальный момент времени t^0 согласно (16), (25) задавались поля температуры, солености, горизонтальных скоростей, уровня моря, величины кинетической энергии турбулентности и макромасштаба турбулентности, которые соответствовали 2 января 2006 г.

⁴ NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальное управление океанических и атмосферных исследований), а также – название космических аппаратов космической метеорологической системы NOAA.

Гидрофизические поля u , v , ζ , T , S , e^2 и l рассчитывались по уравнениям (1) – (8), (17) – (22) с краевыми условиями (10) – (15), (23) и (24). Интегрирование уравнений модели проводилось до 29 сентября 2006 г.

3. Анализ результатов. Рассмотрим поля гидродинамических характеристик, полученные на каждые сутки расчетного периода.

3.1. Поле уровня и скорости течений

Картина поля уровня Черного моря, характерная для конца зимы – начала весны, показана на рис. 1. Далее в тексте приводятся значения скорости течений в верхнем 2,5-метровом слое.

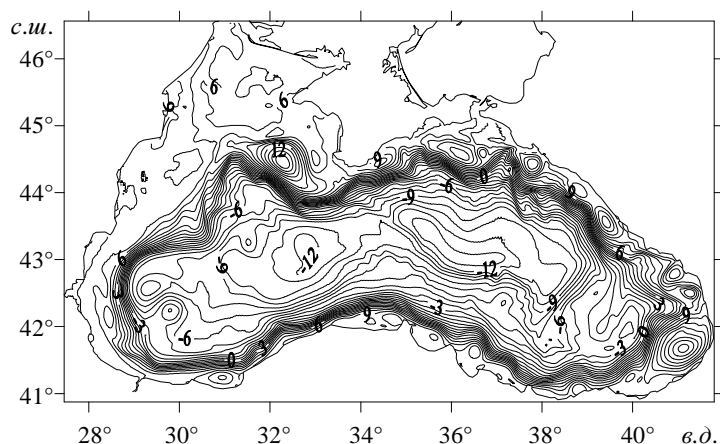


Рис. 1. Поле уровня Черного моря на 04.03.06.

Основное черноморское течение (ОЧТ) представляет собой узкую струю со скоростями порядка 40 см/с, скорости западного и восточного циклонических круговоротов около 10 см/с. В конце февраля – начале марта (см. рис. 1) интенсифицируются движения в восточной части моря, начинается формироваться Батумский антициклон, Севастопольский антициклон смещается вниз по течению. Около Кавказского и Анатолийского побережья наблюдается множество мезомасштабных вихрей.

Зимний период 2006 г. характеризовался сильными штормами. В начале января под действием штормового ветра произошел нагон на западном побережье Черного моря. Максимальное повышение уровня наблюдалось 07.01.06 и составило 25 см, скорости течений на поверхности достигали 78 см/с. В конце месяца в этом районе снова возникает аналогичная картина: ζ возрастает до 22 см, скорость течения – до 90 см/с. Значительное повышение уровня во время январских штормов зафиксировано и по данным альтиметрических измерений. Так на рис. 2 представлено поле уровня Черного моря на 25.01.06, полученное по модели (см. рис. 2, а), и поле динамического уровня (см. рис. 2, б), рассчитанное по данным альтиметрии с использованием средней динамической топографии, восстановленной в работе [11]. Видно, что в обоих случаях максимальные значения возвышения свободной поверхности локализованы в районе западного побережья Черного моря.

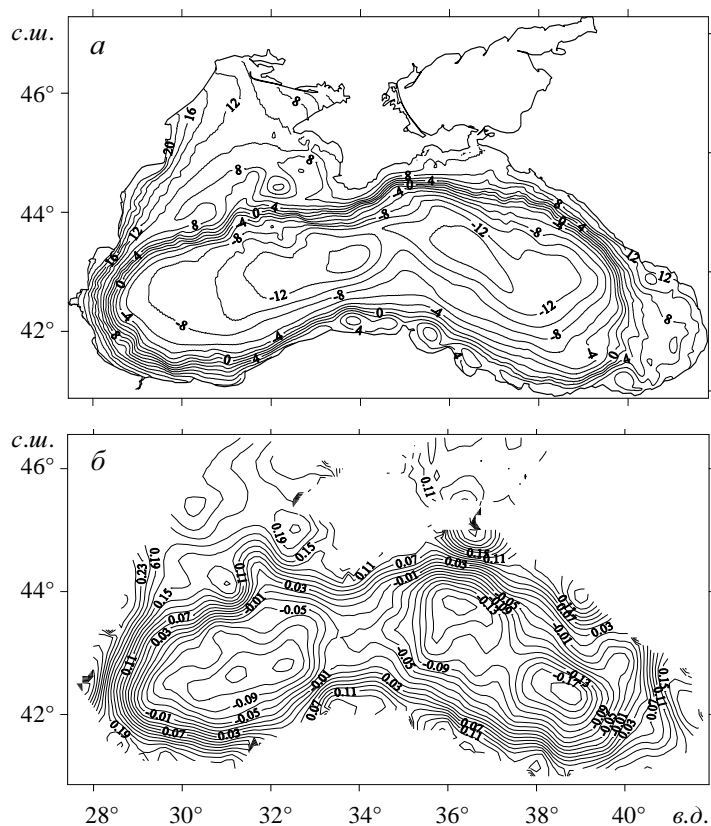


Рис. 2. Поле уровня Черного моря на 25.01.06:
a – модельные данные (см); *б* – данные альтиметрии (м).

Циклоническая циркуляция весной усиливается, к концу месяца скорости в основном круговороте достигают 55 – 60 см/с. Вдоль Кавказского побережья формируется цепочка мезомасштабных вихрей, размерами около 30 – 40 км, антициклонического знака завихренности, которые переносятся ОЧТ в сторону Крыма и там диссипируют. Батумский антициклон как единое целое прослеживается с конца марта, его размер уже достигает 120 км, скорость на периферии 55 см/с. В районе Севастопольского антициклона возникает мезомасштабный вихрь с циклонической завихренностью. В то время как Севастопольский антициклон смещается вниз по течению, на его месте формируется новый вихрь. Внутри основного циклонического круговорота наблюдаются несколько локальных вихревых образований синоптического масштаба.

На рис. 3 в качестве примера показано поле уровня морской поверхности, типичное для летних месяцев. В это время характерна сильная мезомасштабная изменчивость на северо-западном шельфе (СЗШ). Здесь формируются цепочки вихрей с размерами 15 – 35 км и скоростями в них до 30 см/с. Севастопольский антициклон усиливается и продолжается смещаться на юг, его диаметр увеличивается до 138 км, скорость до 40 см/с, уровень возрастает до 12 см. В первой половине лета наблюдается усиление скорости ОЧТ

в южной части до 50 см/с, вследствие чего формируются цепочки мезомасштабных вихрей вдоль Анатолийского побережья.

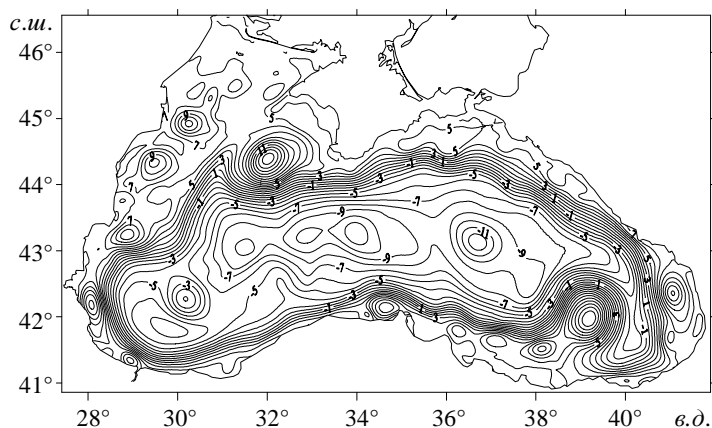


Рис. 3. Поле уровня Черного моря на 25.08.06.

В начале июня в юго-западной части Черного моря возникает синоптический вихрь, диаметром около 70 км и скоростями в нем до 15 см/с, который прослеживается в течение всего лета. По периферии Батумского антициклона возникают множественные мезомасштабные вихри различного знака завихренности. В сентябре Батумский антициклон распадается на несколько вихрей, вдоль побережья Анатолии снова формируется цепочка мезомасштабных вихрей, а вдоль западного побережья Черного моря наблюдается три крупных вихря, которые ослабевают и распадаются к концу месяца. Максимальные скорости течений (до 55 см/с) наблюдаются в зонах взаимодействия ОЧТ с Батумским и Севастопольским антициклонами. Вихри синоптического масштаба, образовавшиеся летом внутри основного циклонического круговорота, исчезают к концу сентября кроме вихря в восточной части моря.

Основные отличия от результатов, опубликованных в работах [4, 5], наблюдались на северо-западном шельфе, в центральной части моря и в районе Батумского антициклона. На рис. 4 представлены некоторые особенности мезомасштабной изменчивости в различных районах Черного моря, не воспроизводимые ранее. Так в районе СЗШ получены мезомасштабные вихри диаметром до 15 км и временем жизни около 30 суток. Особенно интенсивные вихри образовывались в летний период: возвышение свободной поверхности там достигало 11 – 12 см, вихри имели антициклоническую завихренность, скорости достигали 20 – 25 см/с. В последней декаде июня 2006 г. в районе СЗШ сформировалось узкое струйное течение, направленное на юго-запад (см. рис. 4, а). Скорость струи составила порядка 30 см/с, тогда как скорость окружающих вод не превышала 6 – 8 см/с. Течение существовало 10 суток. В поле «спутниковой» поверхностной температуры [12] в это время наблюдалась зона повышенной температуры возле северо-западного побережья (см. рис. 4, б), что косвенно свидетельствует о наличии течения, препятствовавшего горизонтальному перемешиванию. Внутри основного циклонического круговорота (юго-западная часть акватории моря) в течение всего лета наблюдался антициклонический вихрь (см. рис. 4, в),

диаметр которого менялся от 20 до 30 км; ζ – от -3 см до -4 см, в то время как в близлежащих водах эта величина составляла около $-7 \div -8$ см. Сопоставление с картами SST (см. рис. 4, *з*) подтверждает существование вихря. Наличие мезомасштабных вихрей, возникающих по периферии Батумского антициклона, было получено и ранее [5], однако его распад в осенний период на несколько вихрей меньшего масштаба и различного знака завихренности (см. рис. 4, *д*) ранее не отмечался. Данные результаты также подтверждаются анализом «спутниковой» поверхностной температуры (см. рис. 4, *е*).

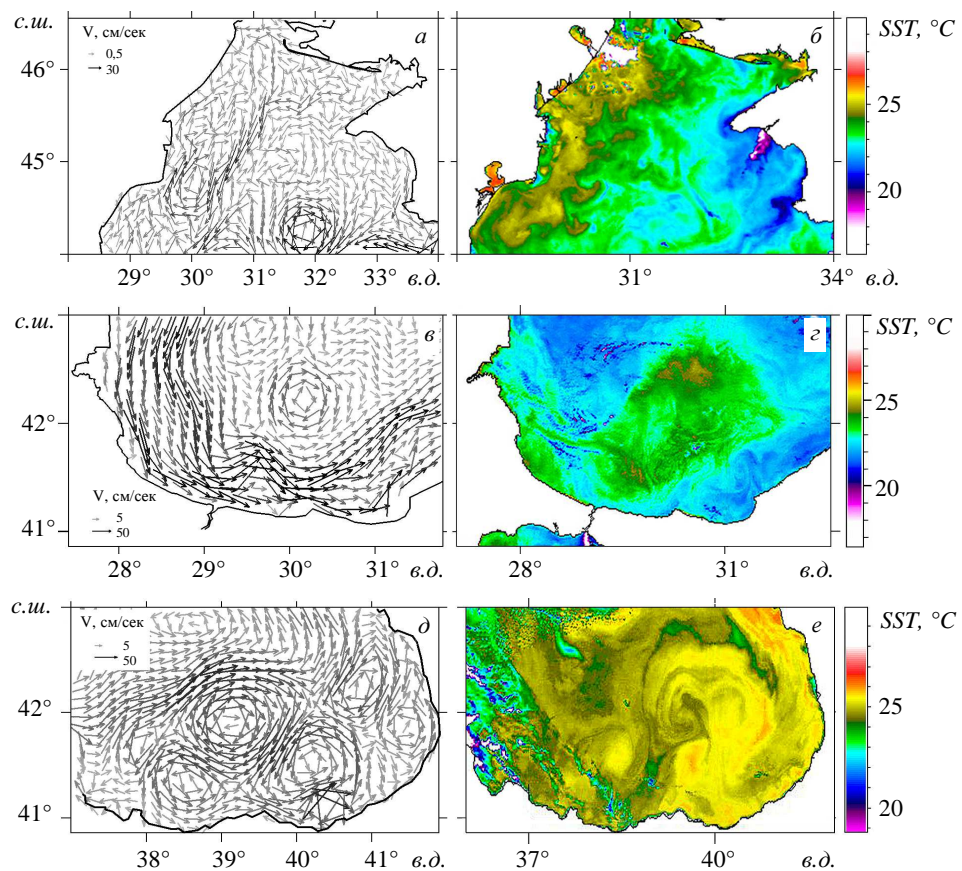


Рис. 4. Особенности мезомасштабной изменчивости в различных районах Черного моря.

3.2. Температура

Глубина 2,5 м. На рис. 5 показано распределение «модельной» температуры воды в акватории Черного моря на глубине 2,5 м типичное для зимнего (см. рис. 5, *а*) и летнего (см. рис. 5, *б*) периодов. В начале интегрирования во внутренней области моря наблюдается зона холодных вод, оконтуренная изотермой $+9^{\circ}\text{C}$. По периферии ОЧТ располагается полоса вод, имеющих температуру от $+10$ до $+11^{\circ}\text{C}$. Наиболее прогретые зоны (до $+13^{\circ}\text{C}$) расположены в юго-восточной части Черного моря, минимальные температуры воды, в интервале от $+2$ до $+5^{\circ}\text{C}$, наблюдаются в районе СЗШ. В течение января-

февраля происходит выхолаживание вод, холодная вода с СЗШ распространяется на юг. К концу зимы воды с температурой $+8^{\circ}\text{C}$ занимают практически всю центральную часть. Наиболее теплая вода, имеющая температуру $+10^{\circ}\text{C}$ в январе и $+9^{\circ}\text{C}$ в феврале, сосредоточена в восточной части моря (см. рис. 5, а).

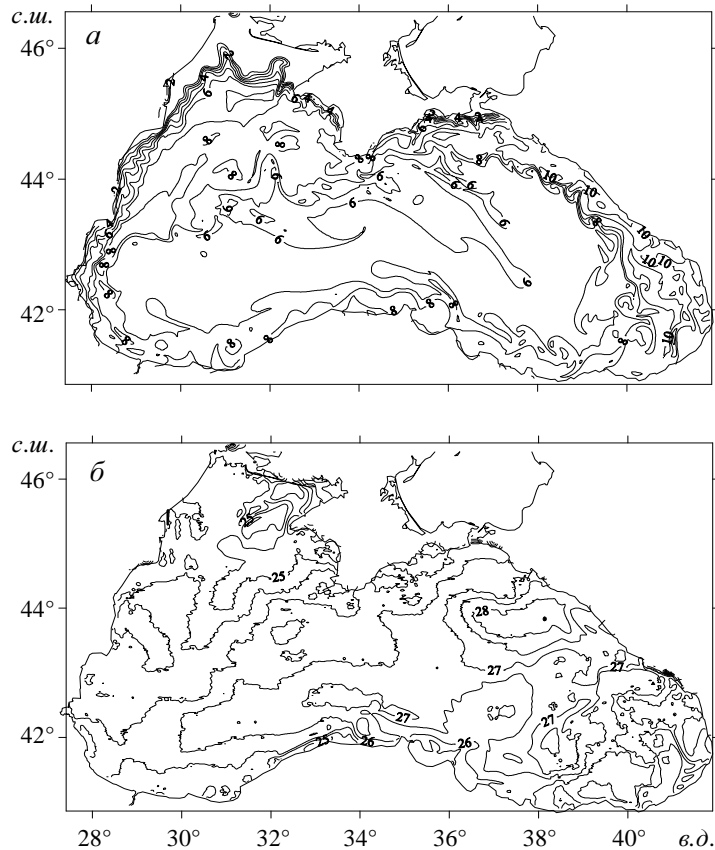


Рис. 5. Поле температуры ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 2,5 м:
а – 06.02.06; б – 25.08.06.

Весенний прогрев начинается с поверхностных вод в центральной части моря. К концу месяца максимальная температура поверхности моря достигает $+12^{\circ}\text{C}$ в районе устья Дуная. В центральной части моря температура воды повышается до $+10^{\circ}\text{C}$, а в восточной и западной частях – до $+11^{\circ}\text{C}$. Тенденция более интенсивного прогрева воды в западной и восточной областях моря по сравнению с центральной его частью, сохраняется. К концу мая максимальная температура $+20,7^{\circ}\text{C}$ наблюдается в районе Батумского антициклона, вдоль юго-западного побережья Черного моря и в западной части СЗШ. Центральная часть моря прогревается до $+18^{\circ}\text{C}$. Продолжающийся прогрев приводит к тому, что к концу июня по всему морю наблюдается экстремальное для этого времени года повышение температуры. Так, максимальная температура $+25,5^{\circ}\text{C}$ наблюдается в северо-восточной части и вдоль северо-западного побережья, также две небольших области распо-

ложены в центральной части и на юго-западе. На остальной акватории моря температура не превышает $+22^{\circ}\text{C}$. В первых числах июля происходит охлаждение вод в районе Керченского пролива, температура здесь понижается до $+15^{\circ}\text{C}$. Зона холодной воды прослеживается в течение пяти дней. К концу лета вся центральная часть моря имеет температуру более $+26^{\circ}\text{C}$, а в северо-восточной и восточной частях наблюдается область повышенной температуры, где максимальная температура достигает $+28,4^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 5, б). В сентябре температура начинает понижаться. Сначала вода остывает на СЗШ, затем область пониженной температуры распространяется на юг и восток. К концу сентября практически вся западная часть моря имеет температуру $+21^{\circ}\text{C}$, в северной части температура снижается до $+18^{\circ}\text{C}$, в восточной части моря температура устанавливается в пределах от $+22$ до $+24^{\circ}\text{C}$.

Глубина 20 м. На рис. 6 в качестве примера приведены поля «модельной» температуры морской воды на глубине 20 м. Их структура качественно подобна наблюдавшейся на горизонте 2,5 м (см. рис. 5).

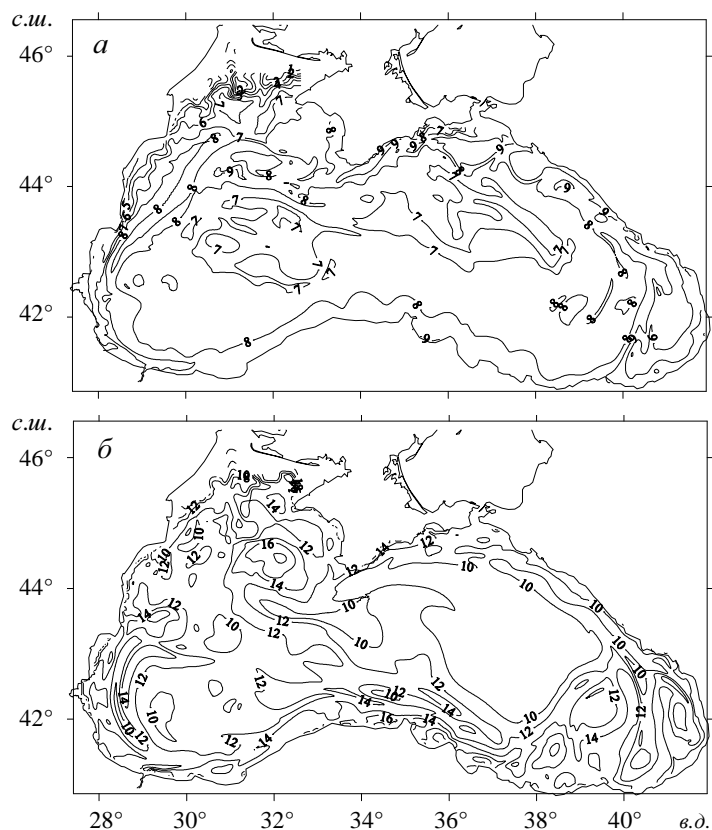


Рис. 6. Поле температуры ($^{\circ}\text{C}$) на горизонте 20 м:
а – 28.03.06; б – 15.08.06.

В начале января максимальная температура в акватории Черного моря равна $+12^{\circ}\text{C}$. Теплые воды сосредоточены в восточной части моря и вдоль побережья Кавказа. Холодная вода, оконтуренная изотермой $+8^{\circ}\text{C}$, в основном сосредоточена внутри области, охваченной ОЧТ. Минимальная темпе-

ратура (от +5 до +7°C) наблюдается вдоль северо-западного побережья. С января по март происходит охлаждение вод моря. Наиболее быстро остывают воды в центральной части, где уже к концу января температура в некоторых районах опускается до +4°C. Холодные воды с СЗШ переносятся на юго-запад и юг. К середине февраля холодная полоса воды (около +6°C) достигает побережья Турции. Медленнее всего остывают воды в восточной части моря: к концу марта максимальная температура в этой области равна +9,5°C. Полоса воды с температурой +8°C наблюдается по периферии ОЧТ во всем море (см. рис. 6, а).

Весной быстрее всего начинают прогреваться воды центральной части моря. В районе Батумского антициклона температура меняется незначительно. Холодные воды (с температурой менее +7°C) сосредоточены только на СЗШ. К началу мая наблюдается прогрев у южного и юго-восточного побережья Крыма, а также вдоль западного побережья Черного моря, где температура достигает +12,5°C. Здесь вода нагревается наиболее быстро: так к началу июля температура повышается уже до +20 – +23°C. На протяжении июня-июля площадь, занимаемая водами, имеющими температуру менее +8°C, уменьшается, и к началу августа воды с такой температурой наблюдаются только в восточной части зоны моря, охваченной ОЧТ. К середине августа средняя температура воды в западной и южной частях моря составляет от +14 до +15°C, а в некоторых районах достигает +18°C (см. рис. 6, б). С течением времени прогрев продолжается. К середине сентября воды с температурой до +22°C сосредоточены в районе Севастопольского антициклона, внутри вихревых образований у побережья Болгарии и Анатолии.

Глубина 50 м. В начале года воды ХПС (холодного промежуточного слоя, где температура менее +8°C) сосредоточены в центральной части моря. По периферии ОЧТ располагаются теплые воды с температурой от +8,5 до +10,5°C. Максимальная температура воды (около +12°C) наблюдается в восточной части моря. В результате зимней конвекции происходит выхолаживание вод, и к середине мая воды ХПС занимают практически весь горизонт, за исключением двух областей: Батумского антициклона и узкой полоски воды вдоль побережья Крыма, где температура равна +9°C. Прогрев на этом горизонте начинается с июля вдоль юго-западного берега. К августу наибольшая температура (около +14°C) наблюдается в районе пролива Босфор. В течение августа-сентября теплые воды, захваченные ОЧТ, переносятся на восток вдоль Анатолийского побережья. В этот период уменьшается размер зоны теплых вод в районе Батумского антициклона.

Глубина 100 м. На горизонте 100 м в январе в восточной части наблюдается зона холодной воды с температурой +7,4°C. Вдоль Кавказского и Анатолийского берегов расположены узкие полоски воды с температурой выше +8,4°C. Эти более теплые воды, переносимые ОЧТ, формируют к концу января небольшую область с температурой около +9°C в восточной части моря, которая существует до середины марта. В районе Севастопольского антициклона в феврале-марте происходит опускание холодных вод с вышележащих горизонтов, которые с течением времени переносятся даль-

ше на юг вдоль западного материкового склона. Далее с течением времени зона, оконтуренная изотермой $+8^{\circ}\text{C}$, сосредотачивается в центральной части моря. С июля по сентябрь по периферии этой области температура распределена практически равномерно.

Температура на разрезе по параллели $43,8^{\circ}\text{с.ш.}$ Распределение температуры воды в Черном море по глубине вдоль параллели $43,8^{\circ}$ с.ш. показано на рис. 7. В начале года воды ХПС расположены в слое от 40 м до 100 – 120 м. В центральной и восточной частях бассейна наблюдаются пятна с температурой до $+11^{\circ}\text{C}$. Глубина их проникновения для центральной части составляет 40 м, для восточной – до 60 м. В результате зимнего охлаждения к середине февраля воды с температурой менее $+8^{\circ}\text{C}$ занимают объем от поверхности до глубин 100 – 120 м, за исключением небольшой области на востоке (см. рис. 7, а). В апреле начинается прогрев поверхностных вод и наблюдается опускание верхней границы ХПС, к концу месяца она располагается уже на глубине 20 м. Следует отметить, что у западной и восточной частей материкового склона верхняя граница ХПС расположена ниже (на глубине около 50 м), чем в центре моря. Такая картина прослеживается практически до августа.

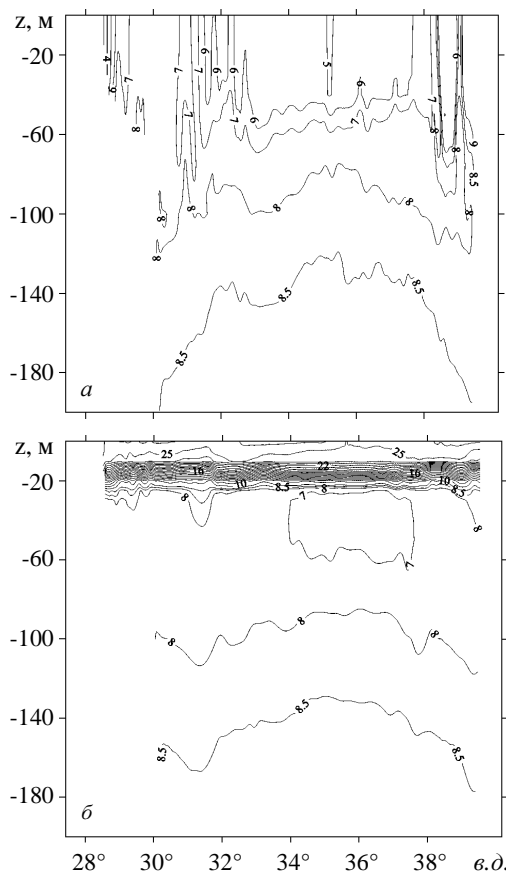


Рис. 7. Распределение температуры воды по глубине на разрезе $43,8^{\circ}\text{с.ш.}$:
а – 16.02.06; б – 01.07.06.

Далее с течением времени продолжается прогрев поверхностных вод и медленное опускание ХПС. К середине июня ХПС залегает в слое 30 – 100 м и в районе восточного циклонического круговорота наблюдается ядро более холодных вод. Поверхностные воды прогреты до температуры +20°C практически равномерно до глубин 10 м.

В начале июля в поверхностном слое (до глубины 10 м) происходит сильный прогрев воды до +25 – +26°C (см. рис. 7, б), а уже через пять дней в результате подъема глубинных вод наблюдается резкое понижение температуры воды до +22°C в центральной части и до +18°C в восточной части. К началу августа поверхностные воды вновь прогреваются до температуры +25°C, глубина залегания ХПС сохраняется на уровне 30 – 110 м. В последней декаде августа температура на поверхности увеличивается до +26°C, а в восточной части – до +27°C. В сентябре начинается понижение температуры поверхностных вод и к концу месяца температура в слое 0 – 20 м снижается до +22°C, и лишь в восточной части моря она равна +23°C. ХПС залегает на глубине 40 – 100 м и имеет однородную структуру.

Сравнение с данными наблюдений. Было выполнено сопоставление результатов моделирования полей температуры с натурными наблюдениями, полученными по материалам дрейфтерной съемки [13]. Рассматривались данные с дрейфтеров № 56092 (период съемки с 04.07.06 по 13.09.06) и № 56093 (период съемки с 05.07.06 по 26.09.06), траектория первого проходила вдоль струи ОЧТ, второго – в центральной части моря. Сравнение с модельными температурными профилями проведено по всей траектории движения буев. На рис. 8 представлены профили температуры, рассчитанные с помощью модели («модельная» температура), и профили температуры, полученные при измерениях («дрейфтерная» температура).

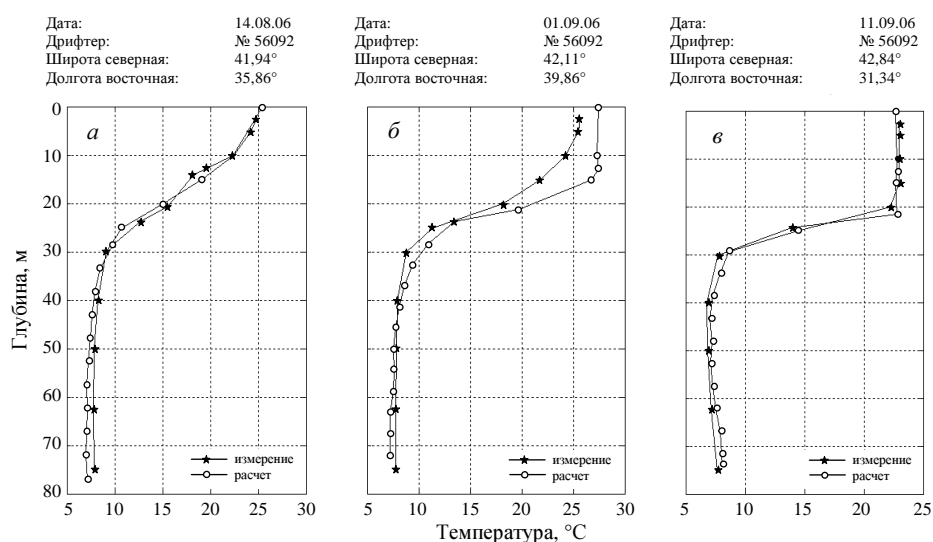


Рис. 8. Модельные (○) и натурные (★) профили температуры:
 а – 14.08.06; б – 01.09.06; в – 11.09.06.

Отметим, что в проведенных ранее экспериментах наибольшие отличия между «модельной» и «дрейфтерной» температурами наблюдались в точках

трассы, расположенных вблизи берега. Результаты же данного эксперимента показывают хорошее совпадение с измеренной температурой и в этих областях (см. рис. 8, *а*). Такая тенденция прослеживается для большинства точек, расположенных вблизи берега. Когда дрейфтер перемещается в зону Батумского антициклона, в верхнем 40-м слое наблюдаются максимальные различия между результатами численного эксперимента и натурными данными (см. рис. 8, *б*). Летом Батумский антициклон интенсифицируется и к концу сезона скорости на его периферии достигают 40 – 50 см/с, тогда как скорость ОЧТ в этот период составляет 30 – 35 см/с. Для центральной части моря, где скорости течений в верхнем 40-метровом слое в среднем не превышают 10 см/с, модельные и натурные данные практически одинаковы (см. рис. 8, *в*).

Во временных рядах (см. рис. 9), построенных вдоль траектории движения буев на горизонтах 10 и 50 м для обоих дрейфтеров наблюдается большой разброс данных. Это обусловлено погрешностью измерений, когда в процессе съемки глубины расположения датчиков не фиксированы и могут отличаться от модельных горизонтов на ± 5 м. Причем, если для глубины 10 м в среднем разница достигает $+4^{\circ}\text{C}$, то на горизонте 50 м эта величина составляет $+1,5 - +2^{\circ}\text{C}$. Однако, несмотря на имеющиеся различия, модельные результаты воспроизводят общие тенденции повышения или понижения температуры вод.

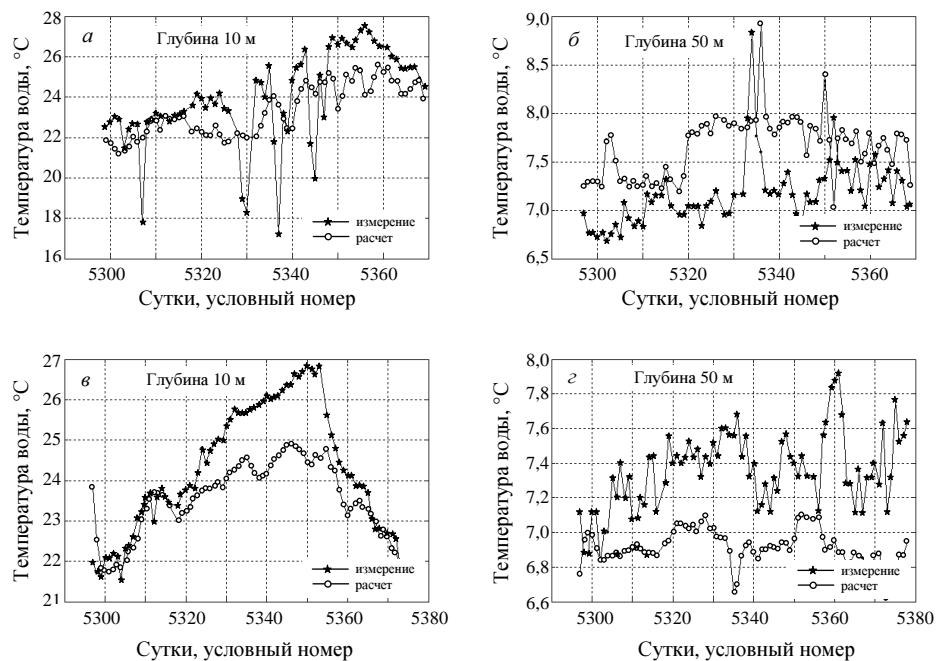


Рис. 9. Модельная и измеренная температура вдоль траектории движения дрейфтеров:
а, б – дрейфтер № 56092, период измерений 04.07.06 – 13.09.06;
в, г – дрейфтер № 56093, период измерений 05.07.06 – 26.09.06.

3.3. Соленость

Глубина 2,5 м. «Модельное» распределение солености в акватории Черного моря на горизонте 2,5 м иллюстрируется рис. 10.

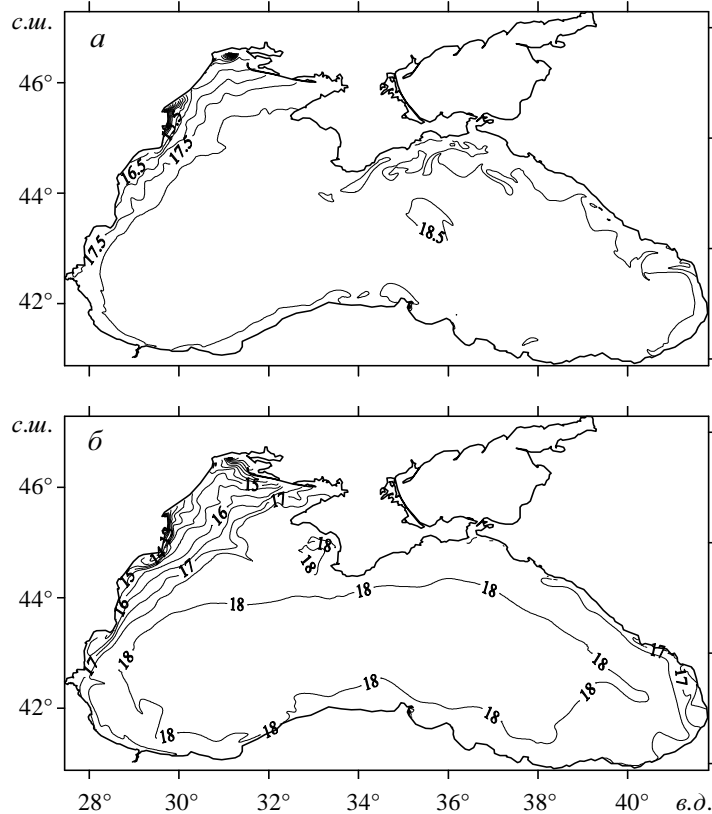


Рис. 10. Поле солености (в ‰) на горизонте 2,5 м:
а – 26.02.06; б – 06.07.06.

На верхнем горизонте в начале года воды с соленостью 18,0 – 18,4‰ занимают всю центральную часть моря. В северо-западной части сосредоточены более пресные воды, имеющие соленость менее 17‰, что обусловлено стоком рек. В течение зимы размер этой области уменьшается, а площадь области, занятой водами с соленостью более 18‰ соответственно растет. С конца января по апрель в восточной части моря наблюдается область вод повышенной солености, которая изменяется от 18,50 до 18,75‰ (см. рис. 10, а). Весной, с повышением стока рек, происходит увеличение размера области пресных вод на СЗШ, ее распространение вдоль западного побережья на юг, а также появляется область пониженной солености в восточной части моря. К началу мая воды с соленостью ниже 16‰ достигают побережья Болгарии. В течение мая-июня площадь области, занятой водами с соленостью более 18‰ уменьшается, сосредотачиваясь внутри ОЧТ. По периферии ОЧТ воды имеют соленость около 17,5‰. На СЗШ соленость вод составляет от 15 до 16‰. С конца июля размер области вод с соленостью более 18‰ начинает медленно увеличиваться (см. рис. 10, б). В августе-сентябре более пресные воды опять сосредотачиваются в районе СЗШ, а воды с соленостью 18,0 – 18,4‰ занимают всю центральную

часть моря. В целом структура поля солёности отражает общий характер циркуляции в центральной части моря.

Глубина 20 м. Структура поля солёности черноморской воды на горизонте 20 м иллюстрируется рис. 11.

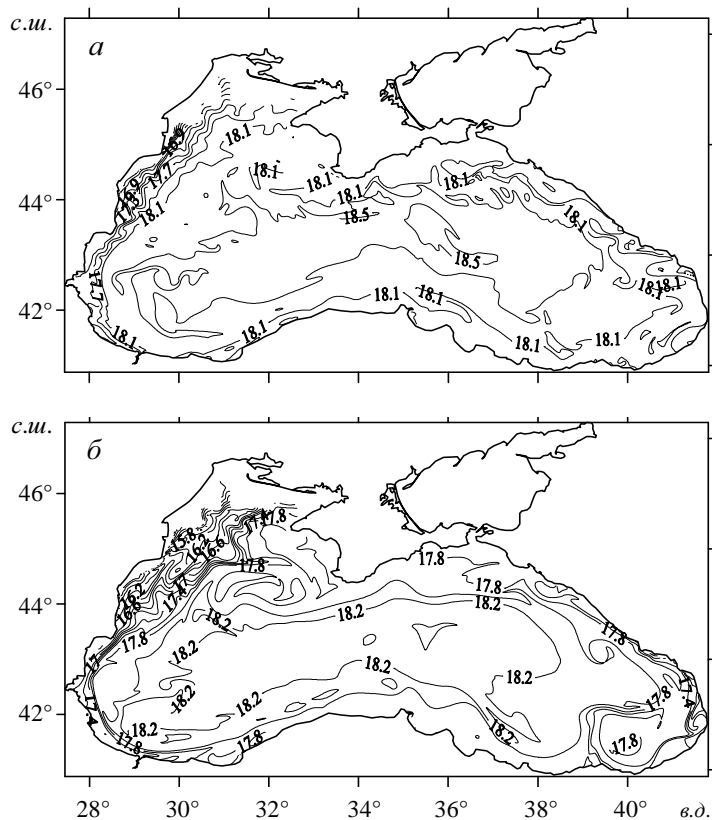


Рис. 11. Поле солёности (в ‰) на горизонте 20 м:
а – 26.02.06; б – 16.06.06.

Здесь в начале интегрирования воды с солёностью 18,0 – 18,2‰ сосредоточены в центральной части моря, более пресные воды ($15,2 < S < 17,6‰$) – вдоль всего западного побережья. В восточной части наблюдается область повышенной солёности более 18,4‰. В течение января-февраля ширина полосы пресных вод уменьшается, а зона вод повышенной солёности увеличивается в размере и делится на две части, расположенные в центре моря (см. рис. 11, а). В течение апреля-мая область распресненных вод на СЗШ увеличивается и наблюдается перенос менее солёных вод вдоль западного материкового склона на юг. В восточной части моря также формируется зона пресной воды, обусловленная стоком рек. В конце мая происходит уменьшение размера области повышенной солёности и к середине июня она практически исчезает. В июне-июле менее солёные воды с СЗШ переносятся ОЧТ на юг и к началу августа наблюдаются уже в районе г. Эрегли. Также в это время увеличивается ширина полосы распресненных вод вдоль побережья Кавказа. Зона с солёностью вод 18,0 – 18,2‰ занимает всю центральную часть моря (см. рис. 11, б). К середине сентября здесь вновь формируются

две области вод повышенной солености (более 18,4‰). К концу месяца площадь одной из них уменьшается, а другой – увеличивается. Минимальная соленость на СЗШ также увеличивается до 15,8‰.

Глубина 50 м. На горизонте 50 м соленость черноморской воды распределена следующим образом. В начале года центральную часть занимает область вод, имеющих соленость 18,4 – 18,6‰. Менее соленые воды (соленость которых не превышает 18‰) сосредоточены на юго-востоке моря. Также узкая полоска пресной воды, поступающей с СЗШ, наблюдается у западного побережья. В январе усиливается подъем холодных вод с нижележащих горизонтов и увеличивается размер области повышенной солености. В течение февраля-марта циркуляция в этом районе ослабевает, и зона повышенной солености к концу марта уже не прослеживается. Также в этот период уменьшаются и практически исчезают области с соленостью менее 18‰ в восточной и западной частях моря. В начале мая наблюдаются поступление распресненных вод с СЗШ и формирование области менее соленых вод в районе Батумского антициклона. В течение мая-июня эти процессы усиливаются. В середине июня область вод пониженной солености (менее 18‰) формируется возле юго-восточного побережья Крыма. В августе-сентябре площадь области, оконтуренной изопикной 18,4‰, уменьшается, и она вытягивается в направлении с востока на запад. В это же время увеличивается размер областей, имеющих соленость менее 18‰. Они наблюдаются по всей периферии бассейна, а также в районах Севастопольского и Батумского антициклонов.

Глубина 100 м. Поле солености на горизонте 100 м отражает структуру крупномасштабной циркуляции в области постоянного галоклина. Зимой центральную часть моря занимают воды, имеющие соленость более 20‰. Здесь же наблюдаются две зоны повышенной солености (более 20,4‰). По периферии расположены менее соленые воды. Минимальную соленость 18,8‰ имеют воды в районе Севастопольского антициклона. В феврале в районе Севастопольского и Батумского антициклонов в результате сильного перемешивания формируются области пониженной солености (менее 18,4‰), размер которых увеличиваются к концу марта. В апреле воды с соленостью более 20‰ занимают практически всю западную часть моря на горизонте 100 м. Минимальная соленость наблюдается в вихревых структурах по периметру бассейна. В течение мая-июня общая структура поля солености сохраняется. Области пониженной солености меняют свое местоположение, отражая формирование областей завихренности вдоль материкового склона на горизонте 100 м. В июле область повышенной солености перемещается из восточной в центральную часть. В западной части моря подъема более плотных вод не наблюдается. В августе-сентябре область повышенной солености уменьшается в размере, практически исчезая к концу месяца, также уменьшается площадь вод с соленостью более 20‰. Минимальная соленость 18,6‰ наблюдается в районе Севастопольского и Батумского антициклонов.

Соленость на разрезе вдоль параллели 43,8°с.ш. Структура поля солености вод моря на разрезе 43,8°с.ш. показана на рис. 12. В начале года соленость по глубине распределена следующим образом. До глубин 40 м в западной части моря и вдоль восточного материкового склона наблюдаются несколько пятен с соленостью от 18,0 до 18,2‰.

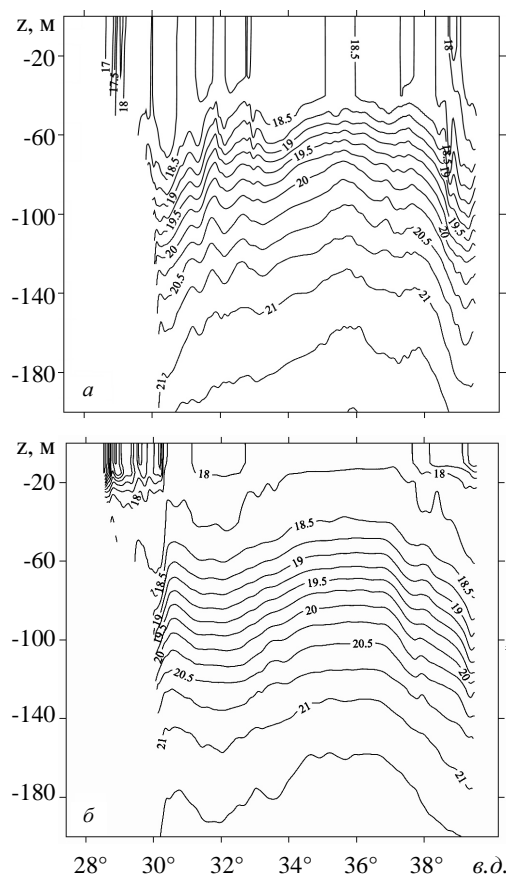


Рис. 12. Поле солёности (в ‰) на разрезе по параллели 43,8°с.ш:
a – 11.02.06; *б* – 16.06.06.

Вдоль западного материкового склона солёность понижена за счет речного стока. В восточной части моря наблюдается подъем вод с солёностью 18,2 – 18,5‰. Начиная с глубин 50 – 60 м, солёность равномерно увеличивается с глубиной. В восточной части изопикнические поверхности приподняты. После 100 м (солёность воды более 20‰), толщина слоев постоянной солёности увеличивается. В январе-марте в восточной части наблюдается подъем вод с солёностью 18,75‰ с глубин 40 – 50 м. Области пониженной солёности у восточных и западных берегов моря минимальны (см. рис. 12, *a*). В связи с весенним прогревом размер областей пониженной солёности вдоль западного материкового склона увеличивается, что обусловлено повышенным стоком рек. В мае-июне солёность в этом районе понижается до 15,5‰. В восточной части минимальная солёность составляет 17,5‰. В районе восточного циклонического круговорота изопикны приподняты, от поверхности до глубины 40 м воды имеют солёность 18,5‰. Летом области пониженной солёности вдоль западного и восточного склонов уменьшаются. В центральной части моря солёность равна 18‰, незначительно понижаясь к берегам (см. рис. 12, *б*).

Во второй половине августа и в сентябре наблюдается интенсификация течений в центральной и восточной частях и на поверхность поднимаются

воды с соленостью 18,5‰ с глубин около 60 м. Зона пониженной солености (около 17‰) вблизи западного берега минимальна и прослеживается до глубин 30 м.

Заключение. В работе выполнен численный прогностический эксперимент по моделированию гидрофизических полей Черного моря с горизонтальным разрешением $1,64 \times 1,64$ км в период январь-сентябрь 2006 г. с использованием реального атмосферного воздействия. Вертикальный турбулентный обмен параметризуется с помощью теории Меллора-Ямады 2.5. Получены трехмерные поля скоростей течений, температуры, солености и поле уровня на каждые сутки расчетного периода.

В поле уровня воспроизводятся вихри диаметром 10 – 20 км. Особенно интенсивное вихреобразование наблюдается весной у побережья Кавказа, летом на северо-западном шельфе и вдоль Анатолийского побережья. Также сильная мезомасштабная изменчивость прослеживается внутри основного циклонического круговорота. Анализ карт поля уровня и течений на верхнем расчетном горизонте (2,5 м) показал, что Севастопольский и Батумский антициклоны в фазы своей наибольшей интенсивности сопровождаются вихрями, имеющими циклоническую завихренность.

По сравнению с проведенными ранее прогностическими расчетами можно выделить следующие особенности мезомасштабной динамики вод, полученные впервые:

- вихри и струйные течения на СЗШ;
- долгоживущий циклонический вихрь (около 3 мес.) в юго-западной части моря;
- формирование в осенний период в области Батумского антициклона вихрей синоптического масштаба и различного знака завихренности.

Наличие таких структур подтверждается спутниковыми данными.

В полях температуры и солености воспроизводятся такие известные особенности, как:

- два механизма формирования ХПС (зимняя конвекция и поступление холодных вод с северо-западного шельфа);
- весенние прогрев и распреснение шельфовых вод за счет стока рек, подъем более соленых вод в центральной части моря.

Сопоставление модельных профилей температуры с данными дрейферных измерений показало, что в верхнем 100-метровом слое модельная температура близка к реальной, особенно в областях, где скорость течений не превышает 40 см/с. Следует отметить хорошее совпадение расчетных и натурных данных в точках, близких к берегу.

Таким образом, анализ результатов расчета показал, что увеличение горизонтального разрешения позволяет воспроизводить динамику вод моря на синоптических и мезомасштабах с большей точностью. Использование параметризации Меллора-Ямады 2.5 для описания турбулентных процессов по вертикали обеспечивает более правильное моделирование параметров верхнего перемешанного слоя и соответственно более точный прогноз гидрофизических полей Черного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демьшев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 3. – С. 12-27.
2. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке С. // В кн.: Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН. – 1992. – С. 163-231.
3. Демьшев С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – №1. – С. 36-47.
4. Демьшев С.Г., Довгая С.В., Маркова Н.В. Численный эксперимент по моделированию гидрофизических полей Черного моря в январе-сентябре 2006 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – вып. 19. – С. 355-369.
5. Демьшев С.Г., Дымова О.А. Результаты прогностического расчета гидрофизических полей Черного моря с высоким пространственным разрешением // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2010. – вып. 22. – С. 22-30.
6. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – vol. 20. – P. 851-875.
7. Arakawa A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow // Journal of Comput. Phys. – 1966. – № 1. – P. 119-143.
8. Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. Введение в оперативную океанографию Черного моря. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. – 382 с.
9. Дорофеев В.Л., Коротаев Г. К., Ратнер Ю.Б. Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2006. – С. 150-158.
10. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеоиздат. – 1991. – 428 с.
11. Kubryakov A.A. and Stanichny S.V. Mean Dynamic Topography of the Black Sea, computed from altimetry, drifter measurements and hydrology data // Ocean Sci. – 2011. vol. 7. – P. 745-753. doi:10.5194/os-7-745-2011, 2011.
12. Морской портал НКАУ. [Электронный ресурс]. <http://dvs.net.ua> (Последнее обращение 10.10.2011).
13. Толстошеев А.П., Коротаев Г.К., Лунев Е.Г. Термопрофилирующий дрейфующий буй // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2005. – вып. 11. – С. 143-154.

Материал поступил в редакцию 09.11.2011 г.

После переработки 14.12.2011 г.

АНОТАЦІЯ У роботі представлений аналіз результатів моделювання гідрофізичних полів Чорного моря з розділенням $1,64 \times 1,64$ км в період січень-вересень 2006 р. з використанням реальної атмосферної дії. Вертикальний турбулентний обмін імпульсом та вертикальна турбулентна дифузія тепла та солі параметризуються на основі теорії Меллора-Ямади 2.5. Результати експерименту порівнювалися з доступними натурними даними. Показано, що представлена вдосконалена модель циркуляції Чорного моря дозволяє відтворити мезомасштабну мінливість, яка підтверджується даними спостережень, а також дозволяє точніше описати температурний режим у верхньому 100-метровому шарі моря.

ABSTRACT The analysis of modeling results of the Black Sea hydrophysical fields with 1,64 km resolution are presented in this work. The numerical experiment was carried out for the period January-September 2006 with the real atmospheric forcing. The coefficients of the vertical turbulent exchange and vertical diffusion were calculated on the base of Mellor-Yamada theory 2.5. The experiment results were compared with available in-situ data. It is shown that the presented improved model of the Black Sea circulation allows to reproduce mesoscale variability which confirmed by in-situ data and also to describe a temperature rate in the upper 100-meters layer of the sea more exactly.