

Моделирование гидрофизических полей Черного моря с высоким пространственным разрешением с использованием параметризации Меллора – Ямады для января – сентября 2006 года

В работе представлены результаты численного эксперимента по моделированию гидрофизических полей Черного моря с разрешением $1,64 \times 1,64$ км и с учетом реального атмосферного воздействия для января – сентября 2006 г. Коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной диффузии вычислялись на основе теории турбулентности Меллора – Ямады 2.5. Результаты эксперимента сравнивались с аналогичными данными, полученными с использованием параметризации Филандера – Пакановского. Показаны отличия в структуре черноморской циркуляции, а именно, узкие струйные течения в прибрежной зоне моря и мезомасштабные вихри в шельфовой и центральной частях моря. Их существование подтверждается спутниковыми данными. Сопоставление модельных профилей температуры с данными дрейферных съемок показало, что параметризация Меллора – Ямады приводит к более точному воспроизведению температурного режима в верхнем перемешанном слое моря.

Ключевые слова: численное моделирование, Черное море, параметризация Меллора – Ямады, мезомасштабная изменчивость.

Введение. Для качественного прогноза состояния Черного моря необходимо правильно воспроизводить основные физические механизмы формирования и эволюции гидрофизических полей. Важным элементом динамики Черного моря является верхний перемешанный слой, который обеспечивает перераспределение импульса движения, тепла и влаги от атмосферы в море. Ранее были проведены численные эксперименты с разрешением 1,64 км по обеим горизонтальным координатам [1, 2], в которых при аппроксимации турбулентного обмена по вертикали применялось приближение Филандера – Пакановского [3]. В качестве граничных полей использовались данные о реальных атмосферных условиях, изменчивость которых в отдельные периоды 2005 и 2006 гг. была значительной. Были получены мезомасштабные особенности в эволюции синоптических течений, Севастопольского и Батумского антициклонических вихрей, которые подтверждены данными наблюдений. В то же время для случая сильных ветров воспроизведенные течения в верхнем слое моря плохо соответствовали натурным измерениям.

В параметризации Меллора – Ямады [4] ветер и потоки плавучести учитываются непосредственно, что может обеспечить более правильное моделирование параметров верхнего перемешанного слоя и, следовательно, более точный прогноз гидрофизических полей Черного моря.

Целью данной работы является проведение численного прогностического эксперимента с высоким горизонтальным разрешением и реальными атмосферными полями, в котором расчет коэффициентов турбулентной вязкости

и диффузии по вертикали проводится на основе теории турбулентности Меллора – Ямады 2.5 [4]. Результаты эксперимента сравнивались с аналогичным расчетом [2], проведенным с использованием параметризации Филандера – Пакановского, и с данными наблюдений.

Постановка задачи. Для решения поставленной задачи использовалась трехмерная нелинейная термогидродинамическая модель МГИ НАН Украины с высоким горизонтальным разрешением. Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды [5] имеет вид:

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

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

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

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

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

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

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

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

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 [5]. Заметим, что уравнение (5) получено в предположении выполнения линеаризованного кинематического условия в виде

$$w = -\zeta_t + \frac{Pr - Ev}{\rho_1}.$$

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

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

Здесь использованы следующие обозначения: τ^x , τ^y – компоненты вектора касательного напряжения 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

$$\begin{aligned} u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0; \end{aligned} \quad (11)$$

для зональных участков границы

$$\begin{aligned} v = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (12)$$

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:

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

В условиях (13) – (15) введены следующие обозначения: u^p, v^p, v^n – 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:

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

В соответствии с теорией Меллора – Ямады основная система (1) – (8) дополняется уравнениями для определения кинетической энергии турбулентности e^2 и макромасштаба турбулентности l :

$$\frac{de^2}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^v \frac{\partial e^2}{\partial z} \right) + 2\nu_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \kappa^v \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2e^3}{B_1 l} - \nu^e \nabla^4 e^2, \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \frac{d(e^2 l)}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu^v \frac{\partial(e^2 l)}{\partial z} \right) + l E_1 \nu_v \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \\ + \frac{l E_3 g}{\rho_0} \kappa^v \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{e^3}{B_1} H - \nu^e \nabla^4 (e^2 l), \end{aligned} \quad (18)$$

$$\mu^v = l e S_e, \quad (19)$$

где H – эмпирическая функция и E_1, E_3 – эмпирические константы; $\nu^e = \nu_H$; $S_e = 0,2$. Для уравнений (17) – (19) ставятся следующие краевые и начальные условия:

$$e^2 = B_1^{2/3} \left[(\tau^x + \tau^y) / \rho_0^2 \right]^{1/2}, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = 0, \quad (20)$$

$$e^2 = 0, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = H(x, y), \quad (21)$$

$$e = e^0, \quad l = l^0 \quad \text{при } t = t^0. \quad (22)$$

Коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли вычисляются из следующих соотношений:

$$\nu_v = l e S_H, \quad \kappa^v = l e S_M, \quad (23)$$

где S_H, S_M – функции устойчивости, которые рассчитываются из эмпирических соотношений

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

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

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

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

Таким образом, решаются уравнения (1) – (8), (17) – (19), (23) с соответствующими краевыми (10) – (15), (20), (21) и начальными (16), (22) условиями.

Условия проведения эксперимента. В качестве начальных полей использовались поля температуры, солёности, уровня и скоростей течений, полученные в рамках проекта «Оперативная океанография» [6]. Начальный момент времени соответствовал 2 января 2006 г. Начальные условия (22) зада-

вались следующим образом: $e^0 = 10 \text{ см}^2/\text{с}^2$, $t^0 = 10 \text{ см}$. В условиях (9) параметр релаксации $\beta = 2/1728$.

Расчеты проводились на горизонтальной сетке $1,64 \times 1,64 \text{ км}$, по вертикали использовалось 27 горизонтов с глубинами 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 87,5; 100; 112,5; 150; 200 м; далее через каждые 100 м до 500 м; затем через 200 м до 1700 м; 2100 м. Шаг по времени равнялся 1,5 мин.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли брались следующими:

$$\nu_H = 10^{16} \text{ см}^4/\text{с}, \quad \kappa^H = 10^{16} \text{ см}^4/\text{с}.$$

Коэффициенты турбулентности по вертикали вычислялись в соответствии с параметризацией Меллора – Ямады 2.5 [4].

Для каждых суток на поверхности моря задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение, полученные по данным региональной атмосферной модели *ALADIN* [7]. Также для каждых суток проводилась процедура усвоения температуры поверхности моря (*SST*), которая была получена по данным спутника *NOAA*, принимаемым и обрабатываемым в МГИ НАН Украины [7]. В связи с отсутствием спутниковых данных для каждой точки расчетной области процедура ассимиляции проводилась следующим образом. После замены модельной поверхностной температуры T_0^m на спутниковую T^s решалось уравнение для невязки температуры δ^T :

$$\nabla^2 \delta^T = 0 \tag{24}$$

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

$$T_*^m = T_0^m + \delta^T. \tag{25}$$

Чтобы отфильтровать мелкомасштабные возмущения, возникающие в поле поверхностной температуры, решалось уравнение диффузии

$$(T_*^m)_t = -\kappa^H \nabla^4 T_*^m \tag{26}$$

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

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

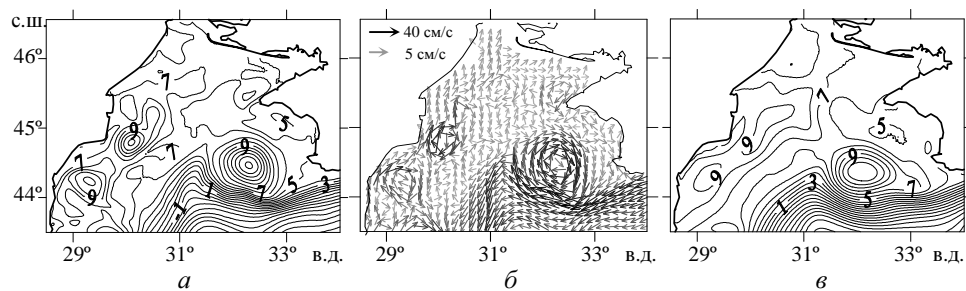
В условиях (13) – (15) для задания температуры, солёности и скорости в устьях рек и проливах использовались климатические данные [8]. В расчете задавалось, что в верхнебосфорском течении температура и солёность те же, что и в море. В нижнебосфорском потоке солёность принималась равной 35‰ и температура – 16° С, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря.

Схема расчета была следующей. В начальный момент времени t^0 в соответствии с (16), (22) задавались поля температуры, солёности, горизонтальных скоростей и уровня моря, кинетической энергии турбулентности и мак-

ромасштаба турбулентности, которые соответствовали 2 января 2006 г. Гидрофизические поля T , S , u , v , ζ , e^2 и l рассчитывались по уравнениям (1) – (8), (17) – (19), (23) с соответствующими краевыми (10) – (15), (20), (21) условиями. В момент ассимиляции данных по SST осуществлялась коррекция полей температуры, далее полученные поля принимались за начальные к следующему моменту времени, и вся процедура повторялась. Интегрирование уравнений модели проводилось до 29 сентября 2006 г.

Анализ результатов. В результате выполненного расчета были получены поля уровня, а также трехмерные поля скоростей течений, температуры и солёности. Ранее был проведен эксперимент, в котором коэффициенты турбулентности по вертикали вычислялись в соответствии с параметризацией Филандера – Пакановского [2] (эксперимент 1). В настоящей работе для расчета турбулентной вязкости и диффузии по вертикали использовалась теория Меллора – Ямады 2.5 (эксперимент 2). Отметим, что начальные и граничные поля, коэффициенты горизонтального турбулентного обмена и параметры численной схемы в обоих экспериментах идентичны. Результаты эксперимента 2 сравнивались с данными наблюдений и результатами эксперимента 1.

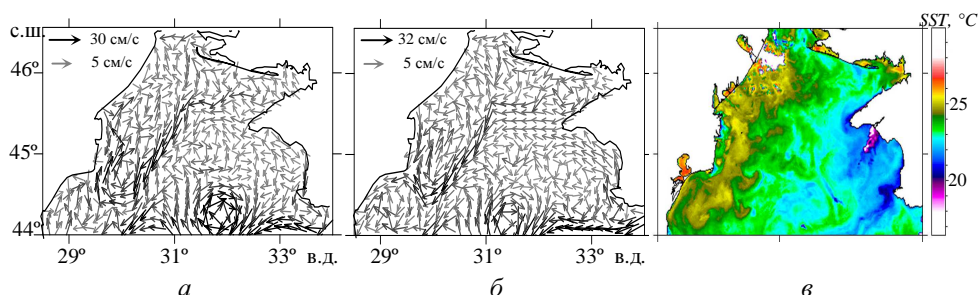
В проведенном численном эксперименте воспроизведены особенности циркуляции Черного моря, которые были получены и ранее [1, 2]: циклонические круговороты в районе Севастопольского и Батумского антициклонов, интенсивное вихреобразование вдоль Кавказского и Анатолийского побережий. Однако в настоящем эксперименте наблюдались отличия по сравнению с экспериментом 1 в основном на северо-западном шельфе (СЗШ) и в центральной части моря. Так, в районе СЗШ воспроизводились мезомасштабные вихри с диаметром до 15 км и временем жизни около 30 сут. Особенно интенсивные вихри образовывались в летний период, возвышение свободной поверхности в них достигало 11 – 12 см (рис. 1, *a*). В поле скорости (рис. 1, *б*) видно, что круговороты на СЗШ имели антициклоническую завихренность, скорости здесь достигали 20 – 25 см/с. В то время как в эксперименте 1 (рис. 1, *в*) вихри имели гораздо меньшую интенсивность и более короткое время жизни. Значительная мезомасштабная изменчивость в этом районе летом подтверждается и спутниковыми данными [9].



Р и с. 1. Поле уровня, см (*a*) и поле скорости на глубине 2,5 м (*б*), полученные в эксперименте 2, а также поле уровня (см), полученное в эксперименте 1 (*в*) для района СЗШ на 15.08.2006 г.

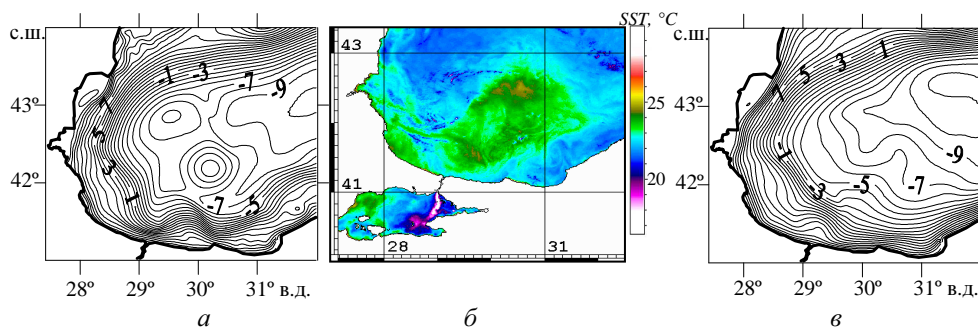
В последней декаде июня 2006 г. в районе СЗШ сформировалось узкое струйное течение, направленное на юго-запад (рис. 2, *a*). В эксперименте 1

подобная структура в данном районе не возникала. Скорость струи составила порядка 30 см/с, тогда как скорость окружающих вод не превышала 6 – 8 см/с. Течение существовало 10 сут (рис. 2, б). В поле SST [9] в это время наблюдалась зона повышенной температуры возле юго-западного побережья (рис. 2, в), что косвенно свидетельствует о присутствии течения, препятствовавшего горизонтальному перемешиванию. Далее со временем в результате меандрирования струи в этой области сформировалось несколько интенсивных вихрей (рис. 1, а), просуществовавших до сентября.



Р и с. 2. Поля скорости на глубине 2,5 м для 22.06.2006 г. (а) и 02.07.2006 г. (б), полученные в эксперименте 2, а также поле SST (°C) на 24.06.2006 г. по данным спутника NOAA (в) для района СЗШ

В летний сезон значительные отличия по сравнению с экспериментом 1 наблюдаются внутри основного циклонического круговорота. Особенно это касается структуры поля уровня в юго-западной части моря. Так, в эксперименте 2 в течение всего лета моделируется антициклонический вихрь (рис. 3, а), диаметр которого менялся от 20 до 30 км. Возвышение уровня в нем колебалось от –3 до –4 см, тогда как в близлежащих водах эта величина составляла –7 ... –8 см. Сопоставление с картами SST (рис. 3, б) подтверждает существование этого вихря. Отметим, что в эксперименте 1 такой вихрь не воспроизводился (рис. 3, в).

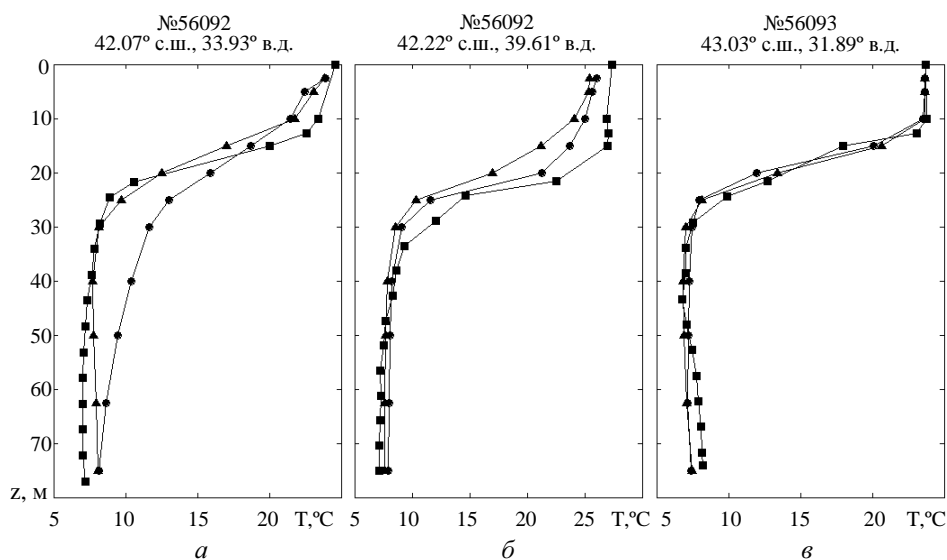


Р и с. 3. Поле уровня (см), полученное в эксперименте 2 (а), и поле SST (°C) по данным спутника NOAA (б), а также поле уровня (см), полученное в эксперименте 1 (в) для юго-западной части моря на 08.07.2006 г.

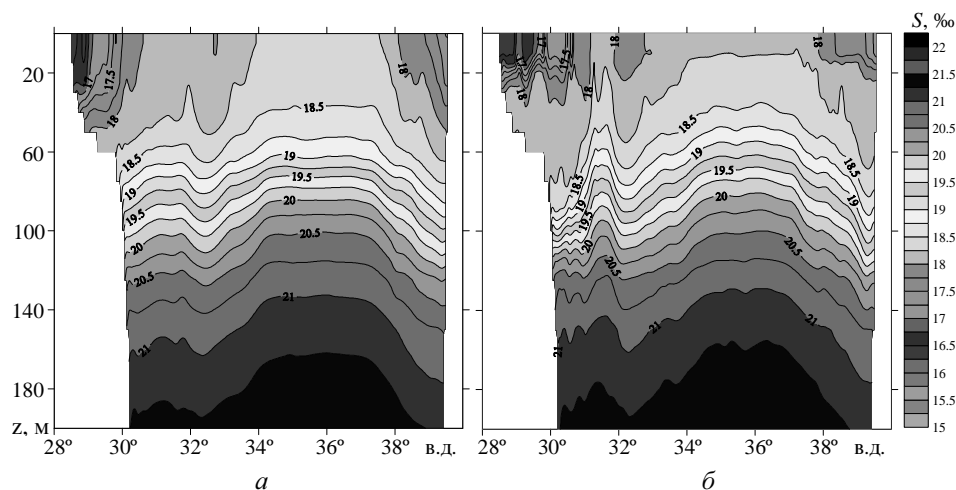
Анализ поля скорости для всего моря показал, что при наличии сильных ветров (более 8 м/с) величины скоростей течений в верхнем расчетном слое в среднем уменьшаются на 20% в эксперименте 2 по сравнению с экспериментом 1. Для слабых ветров скорости течений практически одинаковы в обоих экспериментах. С середины весны и до конца сентября 2006 г. структура Основного Черноморского течения по глубине прослеживается до горизонта 550 м. При изучении изменения скорости в верхнем 500-метровом слое была выявлена следующая особенность. На глубине ниже 100 м скорости течений в эксперименте 2 больше, чем в эксперименте 1. Разница составляет от 5 до 10 см/с в разных районах моря.

В работе также было проведено сравнение модельной температуры, рассчитанной в эксперименте 2, с результатами эксперимента 1 и данными натурных наблюдений, полученными по материалам дрейфтерной съемки [10]. На рис. 4 представлены измеренные и рассчитанные в экспериментах 1 и 2 вертикальные профили температуры. Натурные данные получены с использованием двух дрейфтеров № 56092 (04.07.06 – 13.09.06) и № 56093 (05.07.06 – 26.09.06); траектория первого проходила вдоль струи Основного Черноморского течения, второго – в центральной части моря. Из рис. 4 видно, что для юго-западной части моря (рис. 4, а) модельный профиль температуры эксперимента 2 лучше соответствует данным наблюдений, чем эксперимента 1. Следует отметить, что такая тенденция прослеживается для большинства точек, расположенных близко к берегу. Когда же дрейфтер перемещается в зону Батумского антициклона, в верхнем 40-метровом слое наблюдаются максимальные различия между результатами экспериментов 1, 2 и натурными данными (рис. 4, б). Летом Батумский антициклон интенсифицируется, и к концу сезона скорости здесь достигают 40 – 50 см/с, тогда как скорость Основного Черноморского течения в этот период составляет 30 – 35 см/с. Для центральной части моря, где скорости течений в верхнем слое в среднем не превышают 10 см/с, модельные данные для обоих экспериментов практически не отличаются от наблюдавшихся в верхнем 40-метровом слое (рис. 4, в).

Анализ поля солёности показал количественное соответствие результатов двух расчетов. Качественное распределение солёности по пространству воспроизводит основные черты, характерные для Черного моря. В верхнем 100-метровом слое более солёные воды расположены в центральной части бассейна, менее солёные – по периферии, что соответствует циклоническому характеру циркуляции. В районах с антициклонической завихренностью происходит опускание вод. Зимой четко прослеживается интенсификация зимней конвекции, когда на поверхность поднимаются более солёные воды с глубин 50 – 60 м. Весной наблюдается увеличение площади, занимаемой пресными водами в районе СЗШ, обусловленное стоком речных вод. На широтном разрезе 43,8° с.ш. отмечаются некоторые различия в распределении солёности по глубине. Например, летом в эксперименте 1 изолинии солёности более сглажены (рис. 5, а), тогда как в эксперименте 2 заметно более сильное опускание вод вдоль западного материкового склона (рис. 5, б). В целом для обоих расчетов в течение периода интегрирования глубина залегания изолиний солёности ниже 100 м в центральной части моря практически не изменялась.



Р и с. 4. Вертикальные профили температуры, полученные в экспериментах 1 (●) и 2 (▲) и измеренные с использованием дрейфтеров № 56092 и № 56093 (■): а – юго-западная часть моря, б – область Батумского антициклона, в – центральная часть моря



Р и с. 5. Поля солёности на широтном разрезе 43,8° с.ш., полученные в эксперименте 1 (а) и эксперименте 2 (б) для 06.06.2006 г.

З а к л ю ч е н и е. В результате численного прогностического эксперимента получена временная и пространственная изменчивость гидрофизических полей в Черном море за период январь – сентябрь 2006 г. Анализ показал, что использование в модели теории Меллора – Ямады для вычисления коэффициентов вертикального турбулентного обмена импульсом и вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли позволяет улучшить описание мезомасштабной изменчивости вод. На СЗШ получены вихри и течения, существование которых подтверждается спутниковыми наблюдениями. Для цен-

тральной части моря также воспроизводятся наблюдаемые мезомасштабные вихри с различным знаком завихренности. В поле горизонтальной скорости при наличии сильных ветров величины скоростей течений в верхнем расчетном слое в среднем уменьшаются на 20% при использовании параметризации Меллора – Ямады. Структура Основного Черноморского течения по глубине прослеживается до горизонта 550 м.

Преимущества применения параметризации Меллора – Ямады наблюдаются также и при расчете полей температуры. Сопоставление модельных профилей температуры с данными наблюдений показало, что в верхнем 40-метровом слое модельная температура близка к реальной, особенно в областях, где скорость течений не превышает 35 – 40 см/с. Следует отметить значительное улучшение качества рассчитанных данных для точек, близких к берегу.

В поле солёности воспроизводятся характерное для Черного моря распределение солёности по пространству, зимнее перемешивание вод и распределяющее влияние речного стока. Области подъема более соленых глубинных вод и опускания вод пониженной солёности соответствуют циклоническому и антициклоническому характеру движения. Влияние способа параметризации вертикального обмена на распределение солёности по глубине проявляется в том, что вблизи материкового склона распресненные поверхностные воды в эксперименте 2 проникают глубже, чем в эксперименте 1. Для центральной части моря в течение периода интегрирования глубина залегания изолиний солёности ниже 100 м практически не изменялась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демьшев С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 1. – С. 36 – 47.
2. 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: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып. 22. – С. 22 – 30.
3. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanogr. – 1981. – 11, № 11. – P. 1443 – 1451.
4. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – 20, № 4. – P. 851 – 875.
5. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.
6. Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. Введение в оперативную океанографию Черного моря // Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. – 382 с.
7. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б. Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – С. 150 – 158.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 428 с.

9. *Морской портал НКАУ* <http://dvs.net.ua>.
10. Толстошеев А.П., Коротаев Г.К., Лунев Е.Г. Термопрофилирующий дрейфующий буй // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – Вып. 11. – С. 143 – 154.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: olgadym@yahoo.com

Материал поступил
в редакцию 10.06.11
После доработки 27.09.11

АНОТАЦІЯ В роботі представлені результати чисельного експерименту з моделювання гідрофізичних полів Чорного моря з розділенням 1,64×1,64 км та врахуванням реальної атмосферної дії для січня – вересня 2006 р. Коефіцієнти вертикального турбулентного обміну імпульсом та вертикальної дифузії обчислювалися на основі теорії турбулентності Меллора – Ямади 2.5. Результати експерименту порівнювалися з аналогічними даними, отриманими з використанням параметризації Філандера – Пакановського. Показані відмінності в структурі чорноморської циркуляції, а саме, вузькі струминні течії в прибережній зоні моря та мезомасштабні вихори в шельфовій та центральній частинах моря. Їх існування підтверджується супутниковими даними. Зіставлення модельних профілів температури з даними зйомок дрейфтерів показало, що параметризація Меллора – Ямади призводить до точнішого відтворення температурного режиму у верхньому перемішаному шарі моря.

Ключові слова: чисельне моделювання, Чорне море, параметризація Меллора – Ямади, мезомасштабна мінливість.

ABSTRACT Results of the numerical experiment on modeling the Black Sea hydrophysical fields (January – September, 2006) with 1.64×1.64 km resolution and with account for real atmospheric forcing are represented. The coefficients of vertical turbulent momentum exchange and vertical diffusion are calculated based on the Mellor – Yamada 2.5 theory of turbulence. The experiment results are compared with the similar data obtained from application of the Philander – Pakanowski parameterization. Differences in the structure of the Black Sea circulation are shown, i.e. narrow jet currents in the coastal zone, and mesoscale eddies in the shelf and central parts of the sea whose existence is confirmed by satellite data. Comparison of the model temperature profiles with the drifter data shows that application of the Mellor – Yamada parameterization provides more accurate reproduction of temperature behavior in the upper mixed layer.

Keywords: numerical modeling, Black Sea, Mellor – Yamada parameterization, mesoscale variability.