

В.В. Фомин¹, В.А. Иванов¹, И.Н. Фомина²

ЧИСЛЕННАЯ БАРОКЛИННАЯ МОДЕЛЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД АЗОВСКОГО МОРЯ

¹ *Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь*

² *Морское отделение Украинского научно-исследовательского
гидрометеорологического института, г. Севастополь*

Предложена 3-х мерная численная модель циркуляции вод Азовского моря, учитывающая термохалинные процессы. С использованием модели изучены особенности распространения речных вод в Азовском море и получены оценки скоростей стокowych течений. Исследована эволюция полей солёности, течений и уровня Азовского моря в период осенних штормов ноября 2007 г. Проведено сопоставление результатов моделирования с данными измерений на береговых станциях.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Азовское море, циркуляция, моделирование численное, термохалинная структура.*

Вследствие мелководности Азовского моря его динамика в значительной степени определяется ветровыми воздействиями. При этом влияние градиентов плотности вод на течения существенно сказывается лишь вблизи устьев рек. Этим объясняется тот факт, что для расчета течений Азовского моря обычно используются гидродинамические модели, не учитывающие изменения плотности воды. За последние годы построено несколько таких моделей для Азовского моря, включая нелинейные и 3-х мерные [1, 2]. Однако существует ряд задач, где учет плотностной структуры вод при моделировании является принципиальным. В первую очередь, это задачи связанные с предсказанием поведения экологической системы Азовского моря.

К их числу можно отнести:

- моделирование распространения и трансформации речных вод в море и формирования фронтальных зон солёности;
- исследование сценариев распреснения и осолонения вод;
- моделирование формирования термического режима моря;
- прогноз зон гипоксии.

Основными задачами данной работы является:

- построение численной модели циркуляции вод Азовского моря, учитывающей термохалинные процессы;
- моделирование распространения вод Дона и Кубани;
- воспроизведение отклика динамических полей Азовского моря на штормовые ситуации, имевшие место в ноябре 2007 г.

Исходные уравнения и граничные условия. В основу модели положены 3-х мерные σ -координатные уравнения термогидродинамики океана в

приближении Буссинеска и гидростатики вида (здесь и далее предполагается суммирование по повторяющимся индексам α и β от 1 до 2) [1]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Du_\alpha) + \Lambda u_\alpha + \varepsilon_{\alpha\beta} f Du_\beta + gD \frac{\partial \eta}{\partial x_\alpha} + DG_\alpha = \\ = \frac{\partial}{\partial x_\beta}(D\tau_{\alpha\beta}) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_m}{D} \frac{\partial u_\alpha}{\partial \sigma} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha}(Du_\alpha) + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(DT) + \Lambda T = \frac{\partial}{\partial x_\beta} \left(A_c \frac{\partial T}{\partial x_\beta} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_c}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(DS) + \Lambda S = \frac{\partial}{\partial x_\beta} \left(A_c \frac{\partial S}{\partial x_\beta} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_c}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right), \quad (4)$$

$$\rho = \rho(T, S), \quad (5)$$

$$G_\alpha = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_A}{\partial x_\alpha} + \frac{g}{\rho_0} \left(\frac{\partial}{\partial x_\alpha} D \int_\sigma^0 \rho d\sigma' + \sigma \frac{\partial D}{\partial x_\alpha} \rho \right),$$

$$\Lambda \varphi = \frac{\partial}{\partial x_\beta}(Du_\beta \varphi) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(w\varphi), \quad \tau_{\alpha\alpha} = 2A_m \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\alpha},$$

$$\tau_{\alpha\beta} = \tau_{\beta\alpha} = A_m \left(\frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} + \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} \right),$$

где горизонтальные оси координат (x_1, x_2) ориентированы соответственно на восток и север. Вертикальная безразмерная координата σ , изменяющаяся в пределах от -1 до 0 , направлена вертикально вверх. Искомыми переменными являются: η – координата свободной поверхности моря; u_1, u_2 – зональная и меридиональная компоненты скорости течений; w – нормальная к поверхностям $\sigma = const$ компонента скорости течений; T, S, ρ – температура, соленость и плотность морской воды; p – давление, нормированное на среднюю плотность воды ρ_0 .

Смысл других переменных системы (1) – (5) следующий: $D = h + \eta$ – динамическая глубина бассейна; h – рельеф дна; p_a – атмосферное давление; $\tau_{\alpha\beta}$ – компоненты тензора турбулентных напряжений; A_m, K_m, A_c, K_c – коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса; $\delta_{\alpha\beta}$ – символ Кронекера; $\varepsilon_{\alpha\beta} = 0$ при $\alpha = \beta$; $\varepsilon_{12} = -1, \varepsilon_{21} = 1$.

На свободной поверхности ($\sigma = 0$) задаются условия:

$$w = 0, \quad \frac{K_m}{D} \frac{\partial u_\alpha}{\partial \sigma} = \frac{\tau_\alpha^0}{\rho_0} \text{ при } \sigma = 0, \quad (6)$$

$$\frac{K_c}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{Q_T}{\rho_0 c_p}, \quad \frac{K_c}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{Q_S}{\rho_0} \text{ при } \sigma = 0. \quad (7)$$

Здесь $t_\alpha^0 = (t_1^0, t_2^0)$ – проекции поверхностных касательных напряжений трения; Q_T, Q_S – потоки тепла и солей через поверхность бассейна; c_p – удельная теплоемкость воды. Компоненты t_α^0 определяются выражениями:

$$\tau_1^0 = \rho_a C_a |W| W_1, \quad \tau_2^0 = \rho_a C_a |W| W_2, \quad (8)$$

где ρ_a – плотность воздуха; C_a – коэффициент поверхностного трения; $|W|, W_1, W_2$ – модуль и компоненты скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря.

Граничные условия на дне ($\sigma = -1$) имеют вид:

$$w = 0, \quad \frac{K_m}{D} \frac{\partial u_\alpha}{\partial \sigma} = C_b |u| u_\alpha \text{ при } \sigma = -1, \quad (9)$$

$$\frac{K_c}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = 0, \quad \frac{K_c}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \text{ при } \sigma = -1, \quad (10)$$

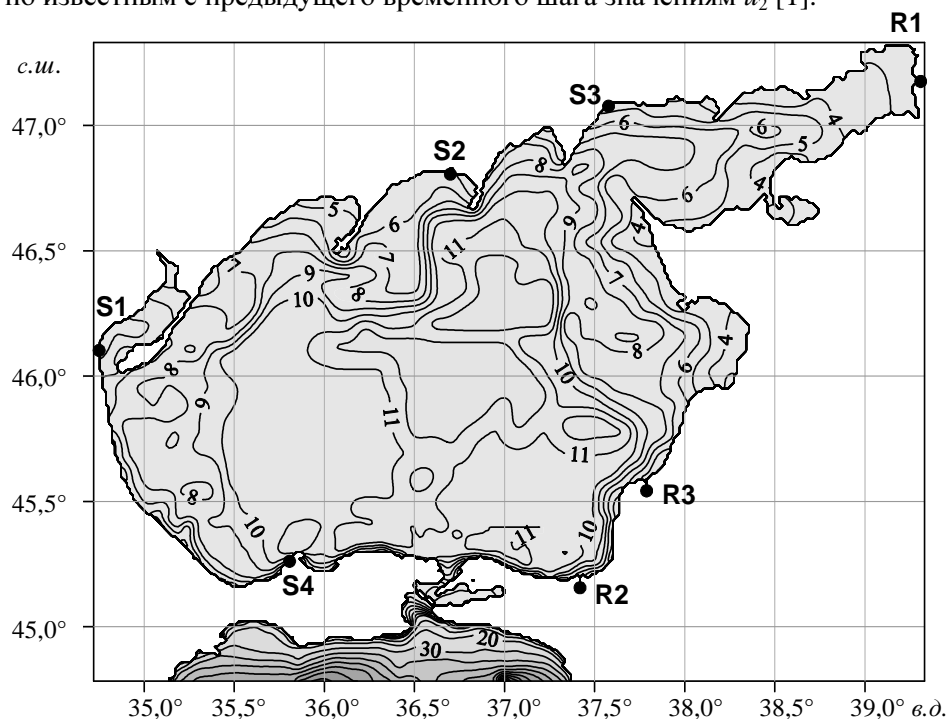
где $|u|$ – модуль горизонтальной скорости течений; $C_b = \kappa^2 / \ln(\delta z / z_b)^2$ – коэффициент придонного трения; $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана; δz – расстояние по вертикали от дна до точки, в которой определяется коэффициент трения; z_b – параметр шероховатости донной поверхности.

На твердых боковых границах задаются условия «прилипания» для горизонтальных компонент скорости и условия нулевых потоков для температуры и солёности. На жидких границах используются условия свободного прохождения (см. ниже). На замыкающих створах рек известны расходы (Q_r), температура и солёность вытекающей воды (T_r и S_r).

Численная реализация модели. Детальное изложение численного алгоритма решения системы (1) – (5) приведено в монографии [1]. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии (K_m и K_c) определяются на основе соотношений теории Меллора-Ямады [6]. Модель реализована на сетке с горизонтальным разрешением ~ 1400 м. По σ -координате использовалось 15 равномерно распределённых уровней. Интегрирование по времени выполнялось с шагом 2 мин. Расчетная область включала Азовское море, Керченский пролив и северо-восточный шельф Черного моря. В качестве южной жидкой границы выбран широтный разрез «мыс Меганом – мыс Утриш» (см. рис. 1). Здесь ставились условия свободного прохождения для меридиональной компоненты скорости течений и условия «гладкого продолжения» для температуры и солёности:

$$\bar{u}_2 = \sqrt{\frac{g}{h}} \eta, \frac{\partial u_2}{\partial t} + c_\phi \frac{\partial u_2}{\partial y} = 0, \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \frac{\partial S}{\partial y} = 0. \quad (11)$$

Здесь \bar{u}_2 – осредненная по глубине меридиональная компонента скорости; c_ϕ – фазовая скорость возмущений скорости вблизи границы, оцениваемая по известным с предыдущего временного шага значениям u_2 [1].



Р и с . 1 . Рельеф дна Азовского моря (м) и положение береговых станций: S1 – ГМС Геническ, S2 – ГМС Бердянск, S3 – ГМС Мариуполь, S4 – ГМС Мысовое. Положение речных русел: R1 – Дон, R2 – рукав Кубань, R3 – рукав Протока.

Особенности распространения речных вод в Азовском море. Речной сток является одним из основных факторов, определяющим термохалинную структуру вод Азовского моря. Поступление речного стока в море обычно приводит к формированию фронтальных зон солености в приустьевых районах. Исследованию распространения речных вод в морских бассейнах на основе моделирования и анализа натуральных данных посвящено ряд работ (см. [3, 4], а также обзор в [7]). В общих чертах этот процесс можно охарактеризовать следующим образом. Поток речных вод на выходе из устья, вначале распространяется в сторону моря, а затем под влиянием силы Кориолиса поворачивает вправо и распространяется вдоль берега в виде струйного течения. При этом вблизи устьев, обычно возникает характерная выпуклость (плюм), которая может включать вихревую структуру между основной струей течения и берегом.

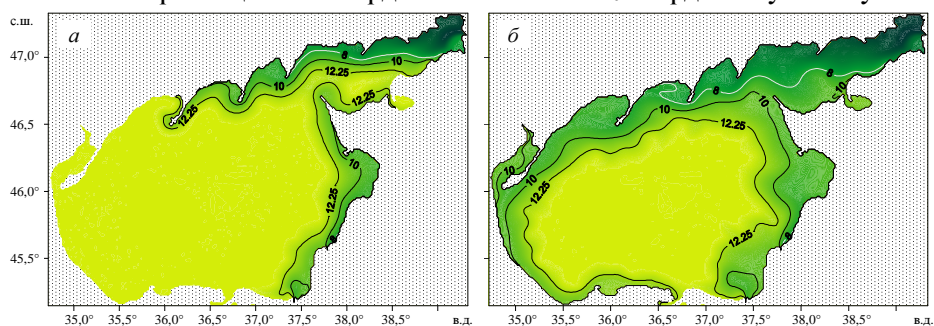
В численных экспериментах не учитывались внешние воздействия, т.е. принимались условия полного штиля ($\tau^D_\alpha = 0$) и нулевых потоков тепла и солей на границах бассейна. Учитывался только сток Дона и Кубани, поскольку на них приходится ~ 98 % всего впадающего в море пресного стока [2]. Дон моделировался одним рукавом (точка R1 на рис. 1), Кубань – двумя рукавами (точки R2 и R3 на рис. 1).

В качестве Q_r были взяты среднегодовое значения мгновенных расходов:

- Дон $Q_{r,1} = 700 \text{ м}^3/\text{с}$;
- рукав Кубань $Q_{r,2} = 170 \text{ м}^3/\text{с}$;
- рукав Протока $Q_{r,3} = 170 \text{ м}^3/\text{с}$.

Соленость воды на замыкающих створах принималась равной 2‰. При этом температура воды равнялась среднему по глубине значению в ближайшем к устью расчетном узле. Уравнение состояния (5) задавалось формулой ЮНЕСКО. Горизонтальная турбулентная вязкость и диффузия не учитывались ($A_m = A_c = 0$). Общее время интегрирования составляло 365 сут. В начальный момент времени температура и соленость воды задавались постоянными по всей акватории ($T = 14,7^\circ\text{C}$, $S = 13,7\text{‰}$).

На рис.2 показаны модельные поля солености вод Азовского моря на горизонте $z = -1 \text{ м}$ для характерных моментов времени. Поля получены путем линейной интерполяции с σ -координатной сетки на z -координатную сетку.



Р и с . 2 . Модельное распределение солености вод Азовского моря (‰) на горизонте $z = -1 \text{ м}$: а – после 110 суток интегрирования; б – после 285 суток интегрирования.

Показано положение изолиний 12,5; 10 и 8‰. Как видно, струя пресных вод Дона распространяется вдоль северного берега моря на запад, а струи из рукавов Кубань и Протока – вдоль восточного берега на север. Такой характер распространения речных вод соответствует, описанным выше, теоретическим представлениям. По мере движения струи опоясывают всю прибрежную зону моря. Толщина струй составляет 1 – 1,5 м. Воды Кубани движутся вдоль Должанской косы и поступают в Таганрогский залив, где со временем смешиваются с водами Дона, формируя общую струю. Со временем эта струя огибает северное побережье Керченского полуострова и проникает в Керченский пролив, а через него – в Черное море, распространяясь вдоль южного побережья Керченского полуострова на запад.

Представляет интерес рассмотреть основные особенности возникающих в море стоковых течений. Пример поля стоковых течений для $z = -1$ м и 245 суток интегрирования приведен на рис. 3. Как видно, стоковые течения представляют собой циклоническую вдольбереговую струю, опоясывающую море. Струя втекает в Керченский пролив, а через него – в Черное море вдоль южного побережья Керченского пролива на запад. Скорость течений в струе в среднем составляет 0,03 – 0,05 м/с. Интенсификация стоковых течений в струе происходит у мысов и вершин кос. Самые большие скорости стоковых течений (0,1 – 0,17 м/с) наблюдаются вблизи устьев рек.

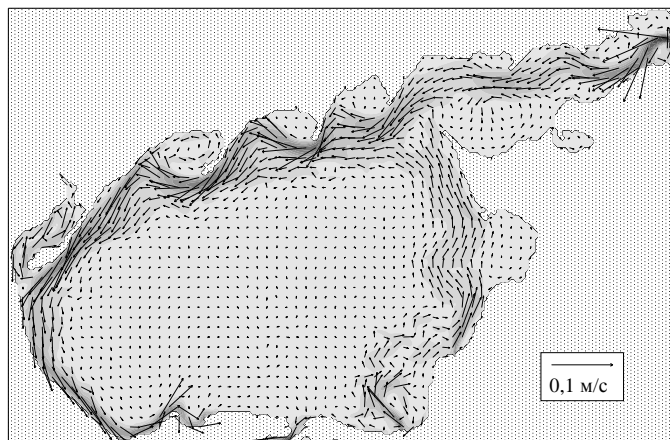


Рис. 3. Поле поверхностных стоковых течений Азовского моря после 245 суток интегрирования.

Сложность конфигурации береговой линии и рельефа дна приводит к меандрированию струи и образованию локальных вихревых структур. Так в вершине Таганрогского залива слева от основной струи формируется локальный циклонический вихрь. В приустьевом районе Кубани прослеживается плум в классическом виде – к струе рукава Кубань справа примыкает антициклонический вихрь. При подходе к косе Обиточной струя раздваивается, образуя в заливе меандр, в центре которого формируется замкнутый циклонический круговорот. Похожая картина раздваивания струи еще более отчетливо видна и в Утлюкском лимане.

Динамика вод Азовского моря в ноябре 2007 г. В качестве расчетного периода выбран ноябрь 2007 г. Это обусловлено тем, что 10 – 11 ноября произошел мощный шторм, приведший к катастрофе нескольких судов в Керченском проливе и аномальному подъему уровня Азовского моря в районе г. Бердянск [5].

Для оценки потоков тепла и солей в (7) применялся метод климатологического форсинга (*relaxation towards climatology*) [8], согласно которому:

$$Q_T = \rho_0 c_p \gamma_T (T_c - T), \quad Q_S = \rho_0 \gamma_S (S_c - S), \quad (12)$$

где γ_T , γ_S – заданные релаксационные константы; T_c , S_c – климатические значения температуры и солености на поверхности моря; T , S – значения температуры и солености с 1-го расчетного уровня модели.

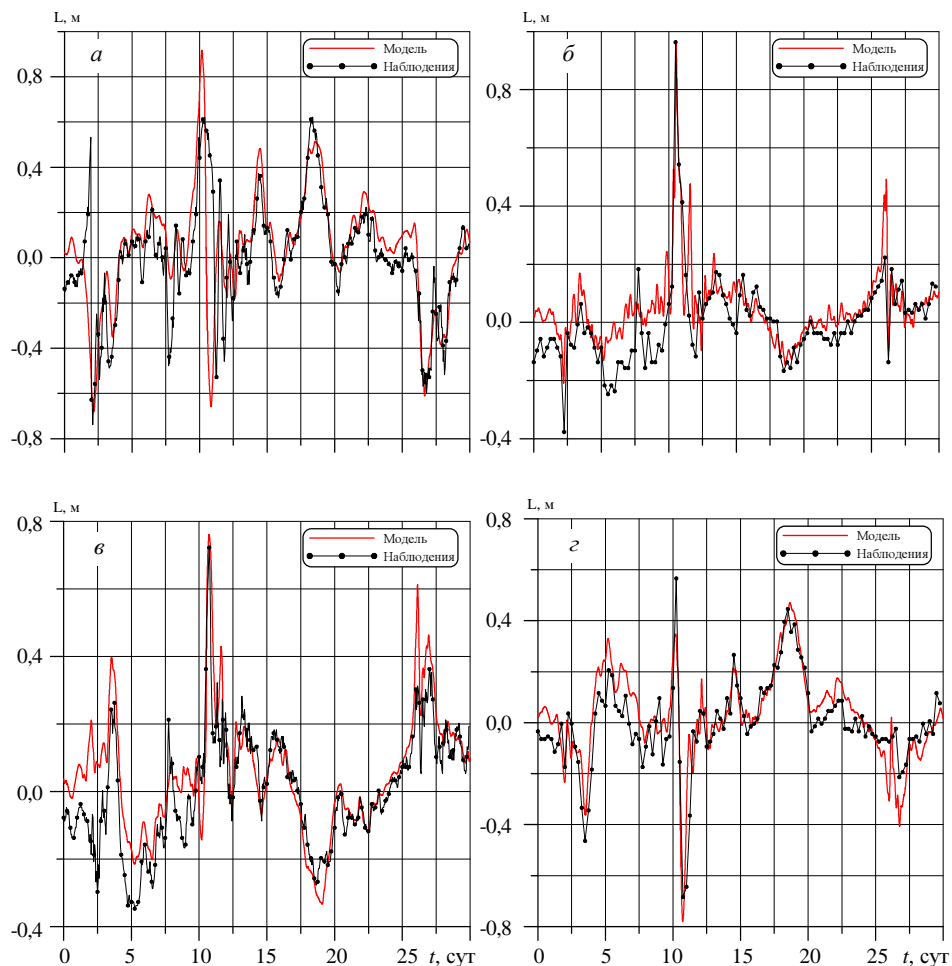
Моделирование выполнялось в два этапа. На первом (вспомогательном) этапе (период времени 30 суток) выполнялась инициализация численной модели. Начальные 3-х мерные распределения температуры и солености вод Азовского моря представляли собой результат интерполяции климатических величин, полученных из базы наблюдений Морского отделения УкрНИГМИ [2]. По горизонтали применялась интерполяция с весами, обратно пропорциональными расстоянию до узла с учетом радиуса корреляции [2], по вертикали использовалась сплайн-интерполяция. Скорости течений и уровень моря в начальный момент времени принимали нулевые значения. Вклад ветра и атмосферного давления на этом этапе не учитывался ($\tau_\alpha^0 = 0, p_\alpha = 0$). Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости A_m рассчитывался по формуле Смагоринского [1], а коэффициент горизонтальной диффузии температуры и солености $A_c = 0,2A_m$ [6].

Полученные после 30-ти суток интегрирования поля течений, уровня моря, температуры и солености принимались в качестве начальных условий для второго этапа. На этом этапе, длившемся с 1 по 30 ноября 2007 г., проводился учет влияния ветра и атмосферного давления. Поверхностные касательные напряжения и градиенты атмосферного давления рассчитывались с использованием результатов модели *SKIRON* (<http://forecast.uoa.gr>) за ноябрь 2007 г. Пространственное разрешение метеорологических полей над Азовским морем составляло 10 км, дискретность по времени 2 ч.

На обоих этапах учитывался климатологический форсинг и сток рек. Для расчета мгновенных расходов рек и полей T_c, S_c в (12) использовалась интерполяция по времени климатических данных за октябрь – ноябрь. По аналогии с работой [8], релаксационные константы в (12) принимали следующие значения: $\gamma_T = 2,315 \cdot 10^{-5}$ м/с, $\gamma_S = 2,315 \cdot 10^{-4}$ м/с.

Согласно результатам моделирования, в море периодически происходили интенсивные сгонно-нагонные колебания уровня, обусловленные усилением ветра. Колебания представляли собой чередующиеся во времени области подъема уровня у наветренных берегов и понижений уровня у подветренных берегов. В периоды относительного затишья в центральной части моря прослеживалось циклоническое смещение фазы колебаний, т.е. с течением времени происходило вращение областей подъема и опускания уровня вокруг центра бассейна против часовой стрелки по типу волны Кельвина в замкнутом бассейне. Как показано в [1], такой характер изменения фазы колебаний вызван влиянием силы Кориолиса.

Рис. 4 иллюстрирует временной ход уровня моря (L) на береговых гидрометеорологических станциях (ГМС) Геническ, Бердянск, Мариуполь и Мысовое (точки S1 – S4 на рис. 1) по данным численного моделирования. Видно, что колебания уровня в Геническе и Мариуполе находятся, как правило, в противофазе, что объясняется географическим положением этих пунктов (пункты находятся на противоположных концах бассейна). Изменения уровня на станции Бердянск, за исключением 11 ноября, существенно меньше, по сравнению с изменениями в первых двух пунктах, поскольку станция находится между ними.

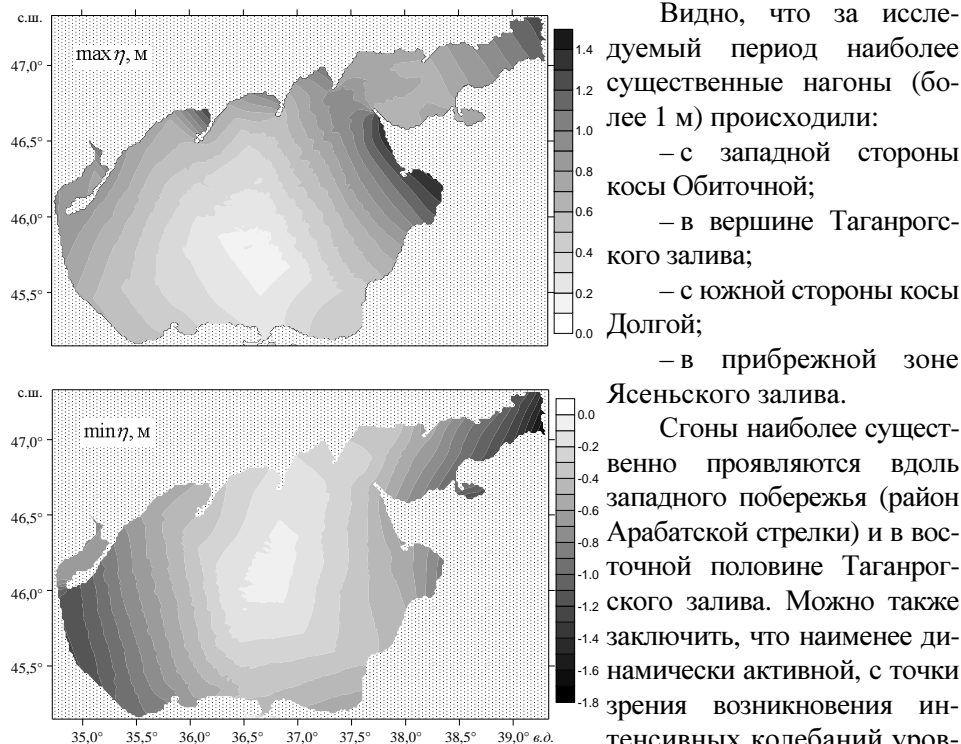


Р и с . 4 . Уровень Азовского моря (м), измеренный в ноябре 2007 г. на ГМС: *а* – Геническ; *б* – Бердянск; *в* – Мариуполь; *г* – Мысовое.

Результаты моделирования уровня моря сопоставлялись с данными натурных наблюдений. Эти ряды представляли собой: ежечасные измерения уровня самописцами на станциях Геническ и Мариуполь, а также измерения по флуштуру через каждые 6 ч на станциях Бердянск и Мысовое. Как видно (см. рис. 4), модель достаточно адекватно описывает вариации уровня моря на береговых станциях. Наблюдается удовлетворительное воспроизведение фаз подъемов и спадов уровня. Хорошо воспроизведен также и особо опасный подъем уровня в Бердянске 11 ноября. В первую декаду ноября ошибка воспроизведения уровня больше, по сравнению с двумя другими декадами, что связано с использованием нулевых начальных условий для уровня.

Представляет практический интерес выделение тех участков акватории Азовского моря, где сгонно-нагонные процессы наиболее интенсивны. На рис. 5 показано пространственное распределение экстремумов уровня моря для ноября 2007 г. (рис. 5, *а* – изолинии максимальных подъемов уровня; рис. 5, *б* –

изолинии максимальных опусканий уровня). Поля построены путем выбора в каждом узле сетки абсолютных максимумов и минимумов уровня за месячный период.



Р и с . 5. Пространственное распределение экстремов уровня Азовского моря (м) для ноября 2007 г: *а* – максимальные подъемы; *б* – максимальные опускания.

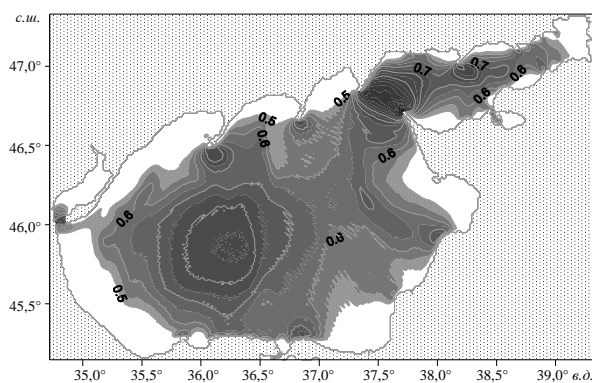
Видно, что за исследуемый период наиболее существенные нагоны (более 1 м) происходили: – с западной стороны косы Обиточной; – в вершине Таганрогского залива; – с южной стороны косы Долгой; – в прибрежной зоне Ясеньского залива. Стоны наиболее существенно проявляются вдоль западного побережья (район Арабатской стрелки) и в восточной половине Таганрогского залива. Можно также заключить, что наименее динамически активной, с точки зрения возникновения интенсивных колебаний уровня, является центральная часть моря. Это вполне понятно, поскольку через центр моря проходят узловые линии.

Как показал анализ результатов моделирования циркуляции, в период с 1 по 30 ноября 2007 г. возникла ее эпизодическая интенсификация, обусловленная усилением ветра в период штормов. При ослаблении ветра уменьшался относительный вклад дрейфовой компоненты и возрастала роль компенсационных течений. Существенная изменчивость поля ветра по скорости и по направлениям способствовала постоянной перестройке структуры циркуляции, что препятствовало формированию каких-либо «долгоживущих» вихревых структур и противотечений, подобных тем, которые возникают в море при стационарных ветровых условиях [2].

Рис. 6 дает представление о пространственном распределении максимума модуля скорости поверхностных течений для ноября 2007 г. Изолинии скорости даны через 0,05 м/с, начиная с 0,5 м/с. Для построения поля проводился выбор в каждом узле сетки абсолютного максимума скорости на горизонте $z = -1$ м.

Общей тенденцией является интенсификация течений в районе вершин кос и в устьях. Наиболее динамически активный район – западная часть

Таганрогского залива, что обусловлено возникновением здесь сильных реверсивных течений в период штормовой деятельности. Обращает на себя внимание обширная область интенсификации в западной части глубоководной котловины. Также прослеживается локальный топографический эффект – усиление течений над банкой Железинской.



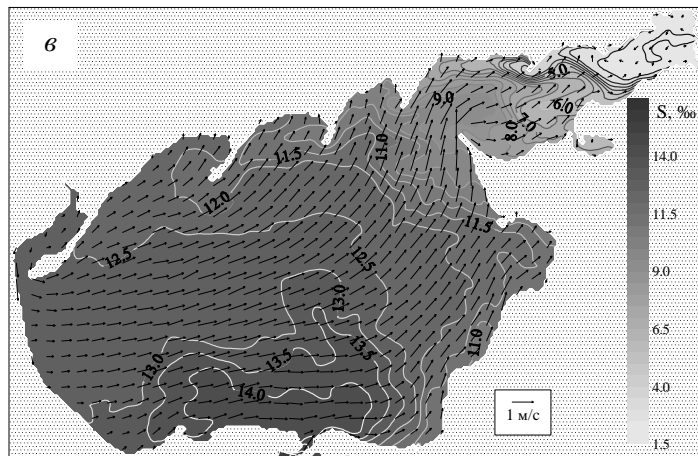
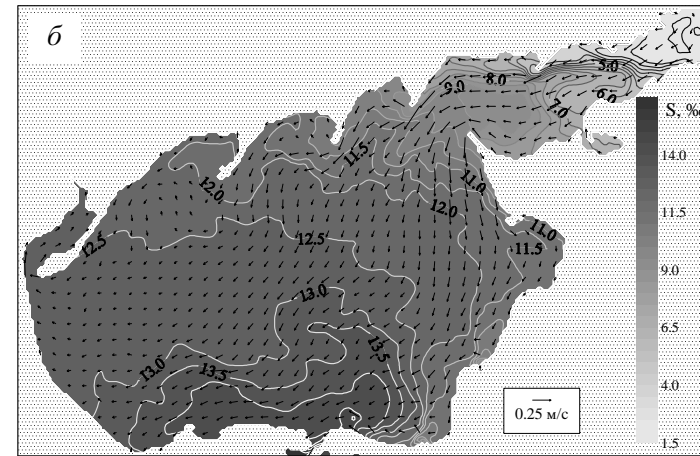
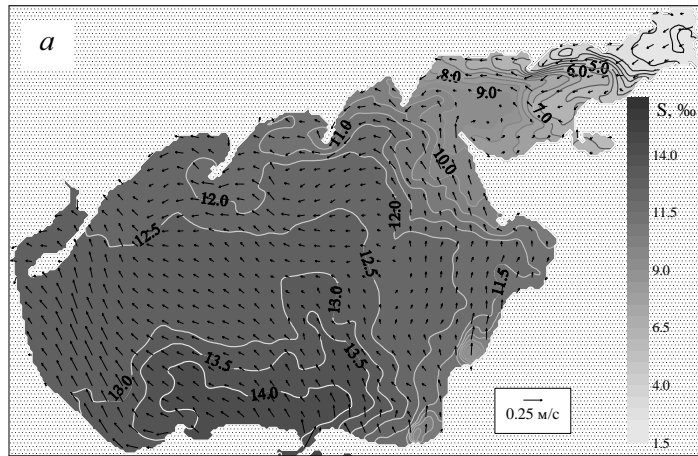
Р и с . 6 . Пространственное распределение абсолютных максимумов скорости течений Азовского моря (м/с) на горизонте $z = -1$ м для ноября 2007 г. Изолинии даны через 0,05 м/с.

Поля солёности и течений Азовского моря в поверхностном слое (на горизонте $z = -1$ м) для трех характерных моментов времени (за день до шторма 11 ноября, в период шторма и через неделю после шторма) приведены на рис. 7. Поле солёности в центральной части моря наиболее однородно. Выделяются следующие районы с повышенными градиентами солёности:

- фронтальная зона в Таганрогском заливе, обусловленная стоком Дона;
- зона солёных вод в южной части моря, связанная с проникновением черноморских вод через Керченский пролив при ветрах южных румбов;
- две локальные зоны распресненных вод у рукавов Кубани.

При сильных ветрах происходят горизонтальные смещения фронтальных зон солёности. Так, во фронтальной зоне Таганрогского залива вариации солёности достигают 2 – 3‰. Напротив, в глубоководной котловине моря эти вариации не превышают 0,2‰. В период штормов происходит существенное уменьшение размеров плюмов в районе Кубани (до их полного исчезновения). В период относительного затишья плюмы начинают вновь проявляться. В целом, тенденции изменения солёности в конкретных районах моря определяются, тем, является ли действующий ветер сгонным или нагонным по отношению к рассматриваемому району. Через 1,5 – 2 суток после начала действия штормового ветра происходит повсеместное практически полное вертикальное перемешивание водных масс.

Заключение. Разработана численная модель циркуляции вод Азовского моря, учитывающая термохалинные процессы. На ее основе проведены численные эксперименты по моделированию распространения вод Дона и Кубани без учета внешних воздействий. Показано, что стоковые течения представляют собой циклоническую вдольбереговую струю, опоясывающую море. Струя вод вытекает в Керченский пролив, а через него – в Черное море, распространяясь вдоль южного побережья Керченского полуострова на запад. Скорость течений в струе составляет 0,03 – 0,05 м/с.



Р и с . 7 . Поле солёности и течений Азовского моря в поверхностном слое: а – 10 ноября 2007 г. 12:00 GMT; б – 11 ноября 2007 г. 12:00 GMT; в – 17 ноября 2007 г. 12:00 GMT.

Интенсификация стоковых течений происходит у мысов и вершин кос. Максимальные скорости стоковых течений (0,1 – 0,17 м/с) наблюдаются вблизи устьев рек. Сложность конфигурации береговой линии и неоднородности рельефа дна приводят к меандрированию струи стоковых течений и образованию локальных вихревых структур.

Выполнено численное моделирование эволюция течений, уровня и термохалинной структуры вод Азовского моря в условиях осенних штормов. В качестве начальных полей использованы климатические распределения температуры и солёности Азовского моря за октябрь [2], а в качестве форсинга – результаты численного моделирования атмосферных полей за 1 – 30 ноября 2007 г.

Показано, что наиболее динамически активными районами являются: фронтальная зона в Таганрогском заливе, обусловленная стоком Дона; зона солёных вод в южной части моря, связанная с проникновением черноморских вод через Керченский пролив при ветрах южных румбов; две локальные зоны распреснённых вод у рукавов Кубани. Вариации солёности во фронтальной зоне Таганрогского залива достигают 2 – 3 ‰. Напротив, в глубоководной котловине моря эти вариации не превышают 0,2 ‰. Через 1,5 – 2 суток после начала действия штормового ветра происходит полное вертикальное перемешивание водных масс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Фомин В.В.* Математическое моделирование динамических процессов в зоне море-суша. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2008. – 363 с.
2. *Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б.* Гидрометеорологические условия морей Украины. Т.1. Азовское море. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2009. – 401 с.
3. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С.30-40.
4. *Фомин В.В.* Применение TVD-схем для численного моделирования фронтальных зон солёности в мелком море // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 2. – С. 59-68.
5. *Сайт МНС України.* [Электронный ресурс]. <http://www.mns.gov.ua>. (Последнее обращение 23.11.2011).
6. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of three dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coast Ocean Models. – 1987. – vol. 4. – P. 1-16.
7. *Fong D.A., Geyer W.R.* The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // J. Phys. Oceanogr. – 2002. – vol. 32. – P. 957-972.
8. *Jankowski A.* Application of the σ -coordinate baroclinic model to the Baltic Sea // Oceanologia. – 2002. – 44 (1). – С. 59-80.

Материал поступил в редакцию 25.11.2011 г.

АНОТАЦІЯ Запропоновано 3-х мірна чисельна модель циркуляції вод Азовського моря, що враховує термохалінних процеси. З використанням моделі вивчено особливості поширення річкових вод в Азовському морі і отримані оцінки швидкостей стічних течій. Досліджено еволюцію полів солоності, течій і рівня Азовського моря в період осінніх штормів листопада 2007 року. Проведено зіставлення результатів моделювання з даними вимірів на берегових станціях.

ABSTRACT Proposed 3-dimensional numerical model of water circulation of the Azov Sea, which takes into account thermohaline processes. Using the model studied features of distribution of river waters in the Azov Sea and the rates of runoff flows. The evolution of the fields of salinity, currents and the level of the Azov Sea in the period of autumn storms in November 2007. A comparison of simulation results with measurements at coastal stations.