

Моделирование циркуляции вод Азовского моря с учетом речного стока

© 2015 В.В. Фомин*, А.А. Полозок**, И.Н. Фомина**

* *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

E-mail: v.fomin@ukr.net

** *Севастопольское отделение Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова, Севастополь, Россия*

Поступила в редакцию 29.05.2014 г. После доработки 10.07.2014 г.

На основе численной бароклинной модели изучены особенности распространения речных вод в Азовском море и получены оценки скоростей стоковых течений. Показано, что стоковые течения представляют собой вдольбереговую струю циклонического направления, опоясывающую Азовское море и втекающую в Керченский пролив. Выполнено моделирование эволюции течений и термохалинной структуры вод Азовского моря в период интенсивного шторма, произошедшего в ноябре 2007 г. В качестве начальных полей использованы климатические распределения температуры и солёности. Установлено, 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; две локальные зоны распреснения у рукавов Кубани.

Ключевые слова: Азовское море, σ -координатная модель, бароклинная циркуляция, стоковые течения, поля солёности, вихревые структуры.

Введение. Вследствие мелководности Азовского моря определяющий вклад в его динамику вносят ветровые воздействия. При этом влияние градиентов плотности воды на циркуляцию вод имеет место лишь во фронтальных зонах вблизи устьев рек и проливов. Для расчета динамических процессов в Азовском море обычно используют баротропные модели.

В то же время существует ряд важных задач, где учет плотностной структуры вод принципиален. К их числу относят: моделирование распространения и трансформации речных вод в море и формирование фронтальных зон солёности; реакция термохалинной структуры вод на интенсивные атмосферные воздействия; расчет сценариев опреснения и осолонения вод.

В работе [1] изучались методические аспекты численного моделирования фронтальных зон в бассейнах простейшей формы. Настоящая статья является ее продолжением и ставит своей целью: исследование распространения речных вод Дона и Кубани по акватории Азовского моря; анализ отклика полей течений и солёности вод Азовского моря на реальную штормовую ситуацию, имевшую место в ноябре 2007 г.

Для решения указанных задач применяется численная гидродинамическая модель [1 – 4], в которой используются TVD-схемы [5]. Эти схемы имеют второй порядок аппроксимации и обладают свойством монотонности численного решения. Следует отметить, что указанное свойство разностных схем – необходимое условие для адекватного моделирования высокоградиентных полей течений, температуры и солёности морской воды.

Математическая постановка задачи и метод решения. Исходными являются 3-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) [3]:

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

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

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

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

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

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

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

где t – время; 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; искомые переменные: η – координата свободной поверхности моря; u_1, u_2 – зональная и меридиональная компоненты скорости течений; w – нормальная к поверхностям $\sigma = \text{const}$ компонента скорости течений; T, S, ρ – температура, соленость и плотность морской воды.

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, A_c и K_m, K_c – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и диффузии соответственно; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса; $\varepsilon_{\alpha\beta} = 0$ при $\alpha = \beta$; $\varepsilon_{12} = -1$; $\varepsilon_{21} = 1$.

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

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

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

здесь $\tau_\alpha^0 = (\tau_1^0, \tau_2^0)$ – проекции поверхностных касательных напряжений трения ветра; Q_T, Q_S – потоки тепла и солей через свободную поверхность бассейна; c_p – удельная теплоемкость воды. Компоненты τ_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:

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

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

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 солености. На жидких границах используются условия свободного прохождения (см. ниже). На замыкающих створах рек известны расходы воды Q_r , температура и соленость вытекающей воды T_r и S_r .

Детальное изложение численного алгоритма решения системы (1) – (5) приведено в [3]. 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 распределенных уровней. Интегрирование по времени выполнялось с шагом 2 мин. Расчетная область включала Азовское море, Керченский пролив и северо-восточный шельф Черного моря (рис. 1).

В качестве южной жидкой границы выбран широтный разрез м. Меганом – м. Утриш. Здесь ставились условия свободного прохождения для меридиональной компоненты скорости течений и условия «гладкого продолжения» для температуры и солености:

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

где \bar{u}_2 – осредненная по глубине меридиональная компонента скорости; c_f – фазовая скорость возмущений скорости вблизи границы, оцениваемая по известным с предыдущего шага по времени значениям u_2 . Расширение расчетной области на юг сделано для уменьшения влияния жидких границ на численное решение для Керченского пролива.

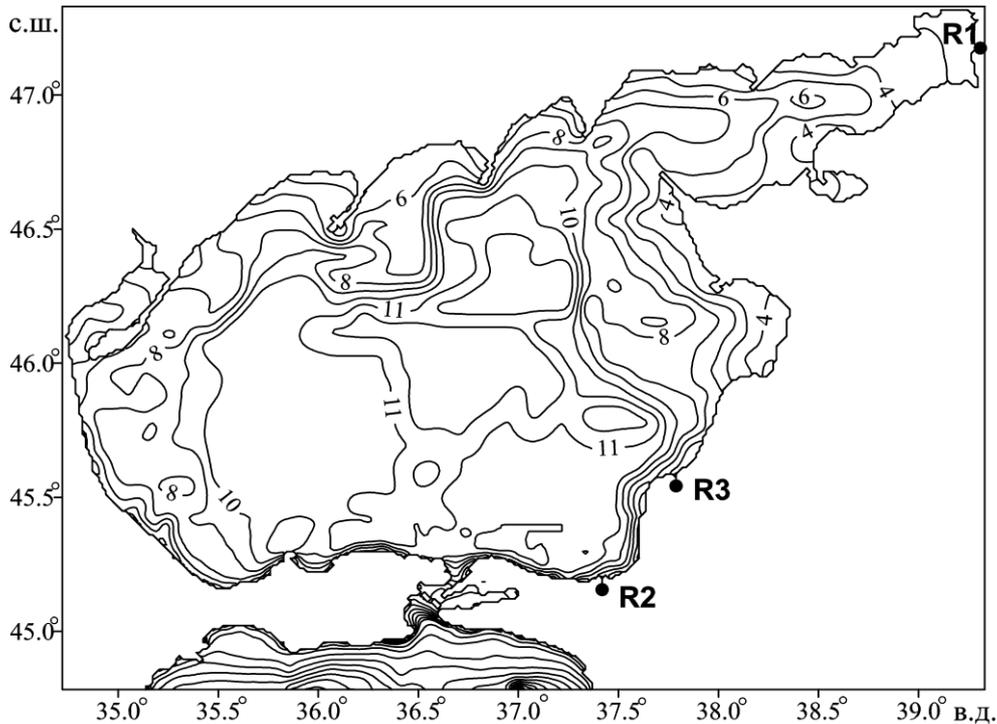


Рис. 1. Модельный рельеф дна (м) Азовского моря (положение речных русел: R1 – Дон, R2 – рукав Кубань, R3 – рукав Протока)

Ранее [3] применяемая модель верифицировалась по данным наблюдений уровня на морских гидрометеорологических станциях (ГМС). Использовались ежечасные измерения уровня самописцами на ГМС Геническ и Мариуполь, а также измерения по футштоку через каждые 6 ч на ГМС Бердянск и Мысовое. Результаты сопоставления модельных и натуральных данных приведены на рис. 2 – 5.

Как видно, модель достаточно адекватно описывает вариации уровня моря. Имеет место удовлетворительное воспроизведение фаз подъемов и спадов уровня. При этом среднеквадратические ошибки расчета уровня составляют ~7,5 см.

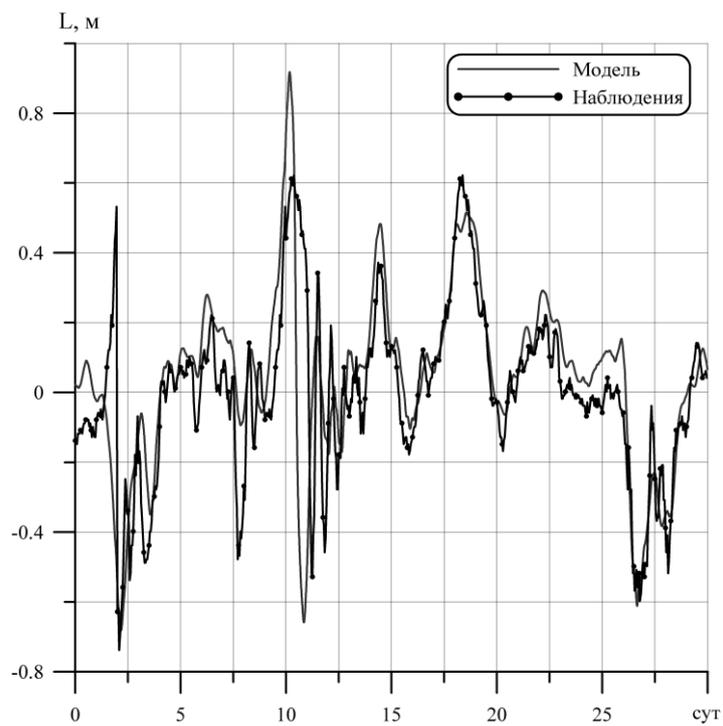


Рис. 2. Вариации уровня (м) Азовского моря на ГМС Геническ в ноябре 2007 г.

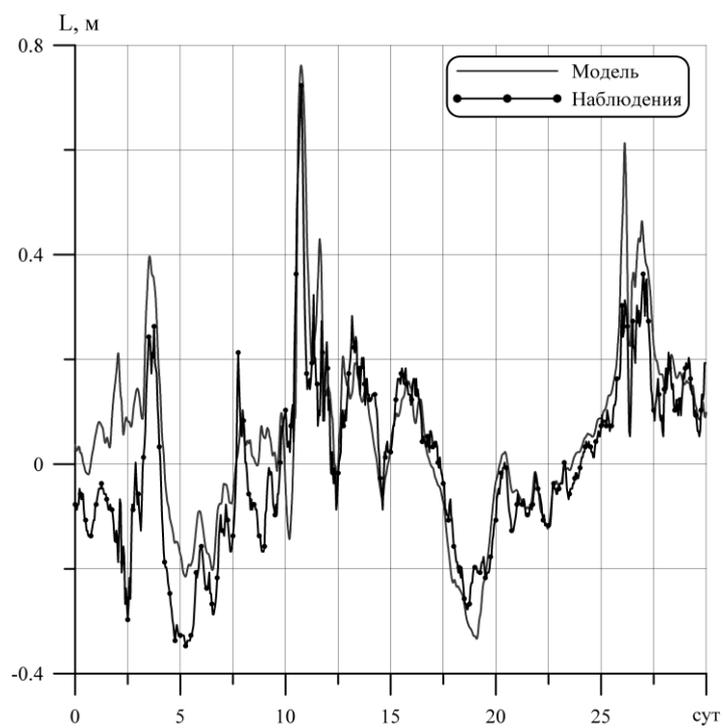


Рис. 3. Вариации уровня (м) Азовского моря на ГМС Мариуполь в ноябре 2007 г.

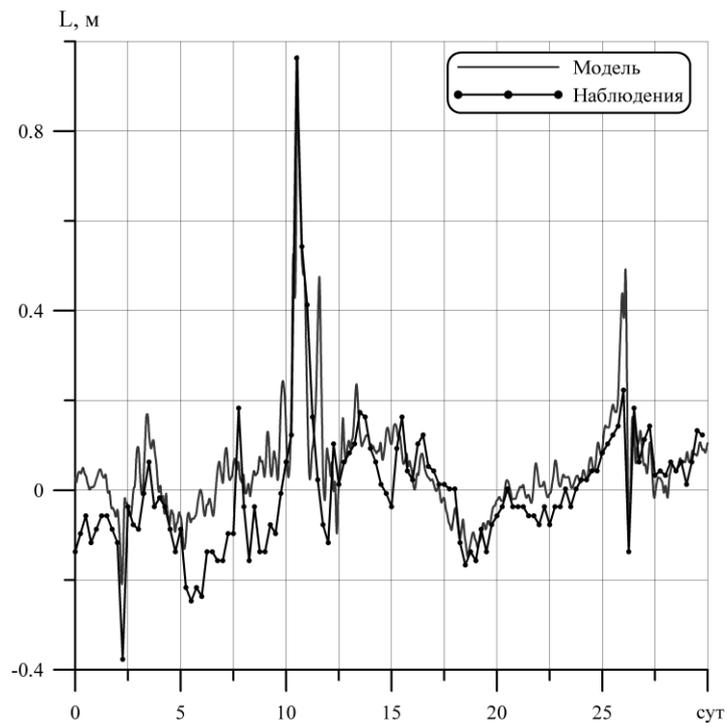


Рис. 4. Вариации уровня (м) Азовского моря на ГМС Бердянск в ноябре 2007 г.

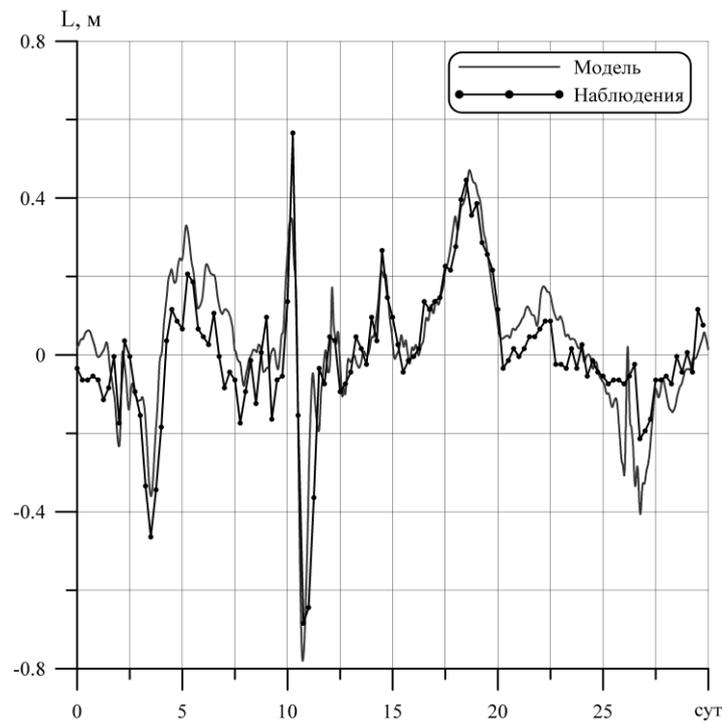


Рис. 5. Вариации уровня (м) Азовского моря на ГМС Мысовое в ноябре 2007 г.

Особенности распространения речных вод в Азовском море при штилевых условиях. Речной сток является одним из главных факторов, определяющих 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 посвящен ряд работ (см. [1, 7], а также обзор в статье [8]).

В общих чертах этот процесс можно охарактеризовать следующим образом. Поток речных вод на выходе из устья сначала распространяется в сторону моря, а затем под влиянием силы Кориолиса поворачивает вправо (в Северном полушарии) 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.

Для воспроизведения указанного механизма проведен численный эксперимент без учета атмосферных воздействий, т. е. принимались гипотетические условия полного штиля ($\tau_\alpha^0 = 0$) и нулевых потоков тепла и солей на границах бассейна. Единственным форсингом служил сток рек Q_r , при этом задавались только стоки Дона и Кубани (на них приходится ~98% всей впадающей в море пресной воды [2]).

Моделировалось распространение речных вод по акватории Азовского моря при штилевых условиях из одного рукава Дона (точка R1 на рис. 1) и двух рукавов Кубани – Кубань и Протока (точки R2 и R3 соответственно на рис. 1). В качестве Q_r взяты среднесуточные значения мгновенных расходов: $700\text{ м}^3/\text{с}$ – река Дон; $170\text{ м}^3/\text{с}$ – рукав Кубань; $170\text{ м}^3/\text{с}$ – рукав Протока. Соленость воды на замыкающих створах принималась равной 2‰.

Горизонтальная турбулентная вязкость и диффузия не учитывались ($A_m = A_c = 0$). Модельное 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. 6, а, б приведены поля солености вод Азовского моря на горизонте $z = -1$ м для характерных моментов времени 0 и 72 сут. Показано положение изолиний 13,5; 12; 10 и 8‰. Поля получены путем линейной интерполяции с σ -координатной сетки на z -координатную. 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.

Со временем струи распресненных вод опоясывают всю прибрежную зону моря. Толщина струй составляет 1 – 1,5 м. Воды Кубани движутся вдоль Должанской косы и поступают в Таганрогский залив, где происходит их смешение с водами Дона и формируется общая струя. Далее эта струя огибает северное побережье Крыма и проникает в Керченский пролив.

Представляет интерес рассмотреть основные особенности возникающих в море стоковых течений. Пример поля стоковых течений для $z = -1$ и 245 сут интегрирования приведен на рис. 6, в.

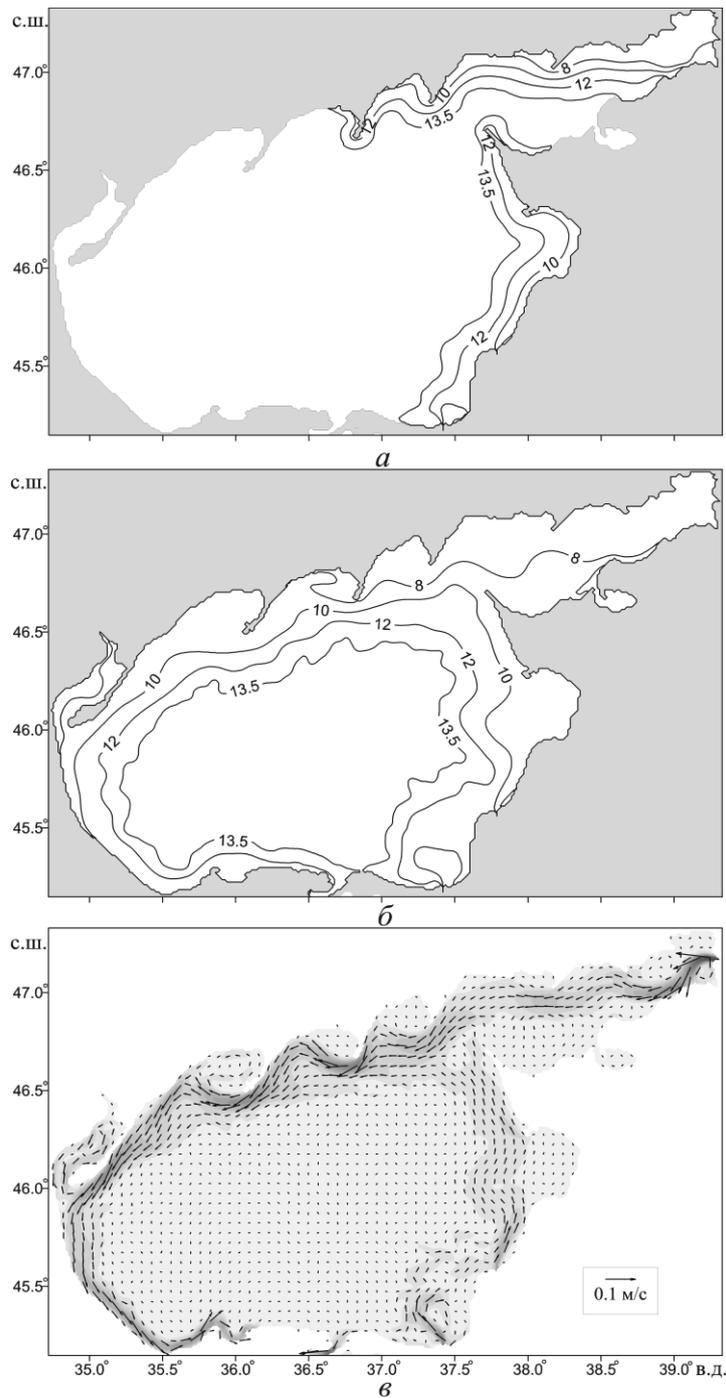


Рис. 6. Поля солёности, ‰ (*a, б*) и скорости течений, м/с (*в*) в поверхностном слое Азовского моря: *a* – $t = 0$ сут; *б* – $t = 72$ сут; *в* – $t = 245$ сут

Видно, что стоковые течения представляют собой циклоническую вдоль-береговую струю, опоясывающую море и втекающую в Керченский пролив.

Средняя скорость течений в струе составляет 0,03 – 0,05 м/с. Усиление стоковых течений происходит у мысов и вершин кос. Самые большие скорости стоковых течений (0,1 – 0,17 м/с) возникают вблизи устьев рек.

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 плюм 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 в Утлюкском лимане.

Таким образом, результаты проведенного численного эксперимента показывают, что характер распространения речных вод в Азовском море согласуется с известными теоретическими представлениями. Можно предположить, что при штилевых условиях или при слабых ветрах будет возникать механизм, обеспечивающий поступление более пресных вод из Азовского моря в Черное и их распространение вдоль побережья Крыма в западном направлении.

Динамика вод Азовского моря в ноябре 2007 г. Второй численный эксперимент выполнялся с целью воспроизведения отклика динамических полей Азовского моря на реальную штормовую ситуацию. В качестве расчетного периода выбран ноябрь 2007 г. Это обусловлено тем, что 10 – 11 ноября в Азово-Черноморском бассейне произошел мощный шторм, приведший к катастрофе, в которой пострадали несколько судов в Керченском проливе, и к экстремальному подъему уровня Азовского моря в районе г. Бердянска.

Для оценки потоков тепла и солей в выражениях (7) применялся метод климатологического форсинга (*relaxation towards climatology*) [9], согласно которому

$$Q_T = \rho_0 c_p \gamma_T (T_{cl} - T), \quad Q_S = \rho_0 \gamma_S (S_{cl} - S), \quad (12)$$

где γ_T, γ_S – заданные релаксационные константы; T_{cl}, S_{cl} – климатические значения температуры и солености на поверхности моря; T, S – значения температуры и солености на 1-м по вертикали σ -уровне.

Моделирование проводилось в два этапа. На первом (вспомогательном) этапе (период времени 30 сут) выполнялась инициализация численной модели. Начальные 3-мерные распределения температуры и солености вод Азовского моря получены путем интерполяции климатических полей из базы данных наблюдений Морского отделения Украинского гидрометеорологического института. По горизонтали применялась интерполяция с весами, обратно пропорциональными расстоянию до узла с учетом радиуса корреляции [2]. По вертикальной координате использовалась линейная интерполяция с контролем монотонности профилей температуры и солености. Для скорости течений и уровня моря в начальный момент времени принимались 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 [3], а коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии температуры и солёности $A_c = 0,2A_m$ [6].

Полученные после 30 сут интегрирования поля течений, уровня моря, температуры и солёности 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 трения ветра и градиенты атмосферного давления рассчитывались на основе данных мезомасштабной модели *SKIRON* (<http://forecast.uoa.gr>) за ноябрь 2007 г. Пространственное разрешение метеорологических полей над Азовским морем составляло 10 км, а дискретность по времени – 2 ч.

На обоих этапах моделирования учитывались климатологический форсинг и сток рек. Для расчета мгновенных расходов рек и полей T_{cl} , S_{cl} в выражениях (12) использовалась интерполяция по времени климатических данных за октябрь – ноябрь. По аналогии с работой [9], 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 численного моделирования в море периодически происходили интенсивные сгонно-нагонные колебания уровня, обусловленные усилением ветра. Эти колебания представляли собой чередующиеся во времени области подъема уровня у наветренных берегов и понижений уровня – у подветренных. 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 работе [3], такой характер изменения фазы колебаний вызван влиянием силы Кориолиса.

За моделируемый период наиболее значительные нагоны (более 1 м) возникали: с западной стороны косы Обиточной; в вершине Таганрогского залива; с южной стороны косы Долгой; в прибрежной зоне Ясеньского залива. Сгоны наиболее отчетливо проявлялись вдоль западного побережья моря (район Арабатской стрелки) и в восточной половине Таганрогского залива.

Как показал анализ результатов моделирования течений, в период с 1 по 30 ноября 2007 г. происходила их эпизодическая интенсификация, обусловленная усилением ветра в периоды штормов. При ослаблении ветра уменьшался относительный вклад дрейфовой компоненты и возрастала роль компенсационных течений.

Существенная изменчивость поля ветра по скорости и направлению способствовала постоянной перестройке циркуляции. Это препятствовало формированию каких-либо долгоживущих вихревых структур и противотечений, подобных возникающим в море при стационарных ветровых условиях [2, 3].

Общая тенденция – интенсификация течений у оконечностей кос и в узостях. Наиболее динамически активный район – западная часть Таганрогского залива, что обусловлено возникновением здесь сильных реверсивных течений во время резкой смены направления ветра. Обращает на себя внимание локальный топографический эффект – усиление течений над банкой Железинской.

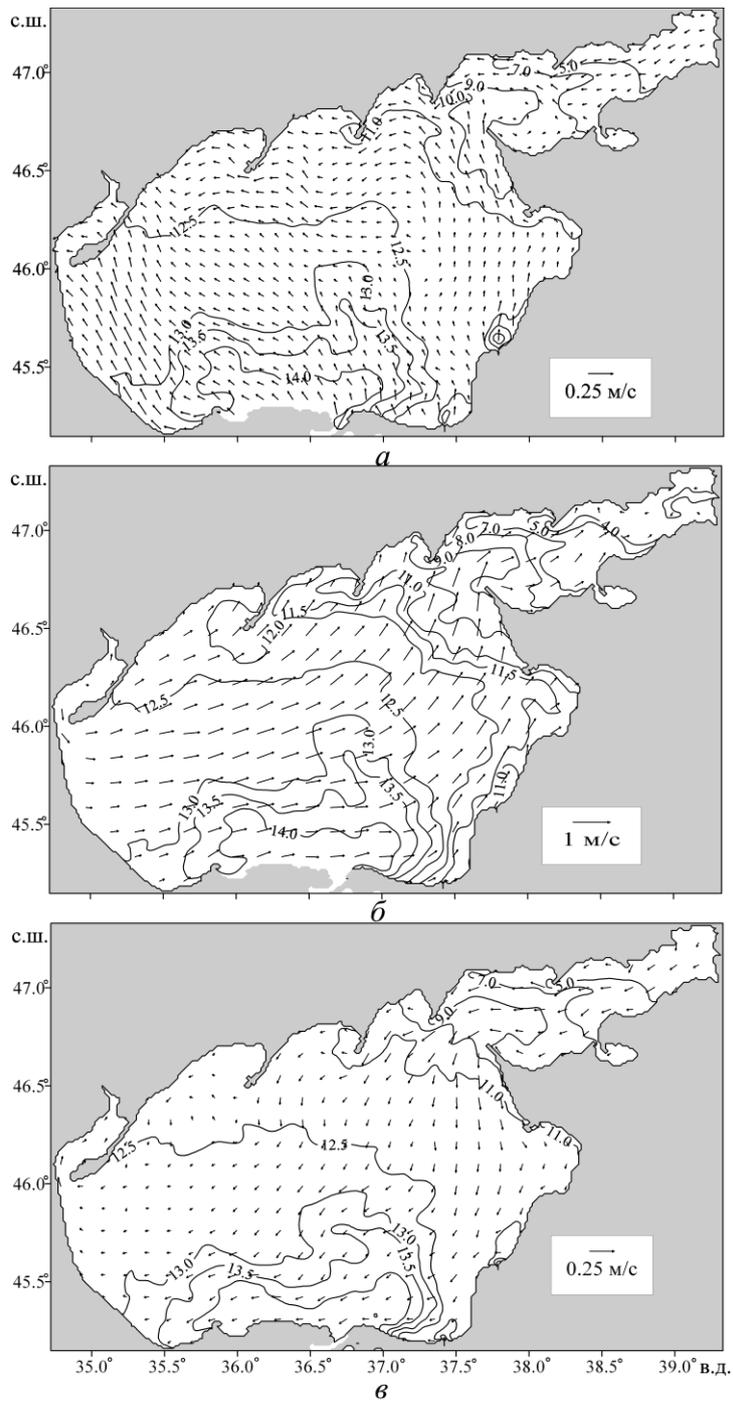


Рис. 7. Поля солёности (‰) и скорости течений (м/с) в поверхностном слое Азовского моря: *а* – 10 ноября 2007 г., 12:00 GMT; *б* – 11 ноября 2007 г., 12:00 GMT; *в* – 17 ноября 2007 г., 12:00 GMT

Поля солёности и скорости 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. Как видно, распределение солёности в центральной части моря наиболее однородно. Выделяются несколько районов с повышенными градиентами солёности: фронтальная зона в Таганрогском заливе, обусловленная стоком Дона; зона вод повышенной солёности 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 периоды штормов происходит существенное уменьшение размеров плюмов у рукавов Кубани (вплоть до их полного исчезновения). В периоды 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. Как показал анализ вертикальной структуры полей температуры и солёности, через 1,5 – 2 сут после начала действия штормового ветра происходит повсеместное полное вертикальное перемешивание водных масс.

Заключение. Проведено моделирование распространения вод Дона и Кубани в Азовском море без учета внешних воздействий. Установлено, что стоковые течения представляют собой вдольбереговую струю циклонического направления, опоясывающую Азовское море. Скорость течений в струе составляет 0,03 – 0,05 м/с. 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 возникновению локальных вихревых образований.

Выполнено численное моделирование эволюции течений и термохалинной структуры вод Азовского моря в условиях интенсивных ветровых воздействий. В качестве начальных полей использованы климатические распределения температуры и солёности вод Азовского моря, в качестве форсинга – результаты численного моделирования атмосферных полей за ноябрь 2007 г.

Показано, что наиболее динамически активными районами являются: фронтальная зона в Таганрогском заливе, обусловленная стоком Дона; зона вод повышенной солёности в южной части моря, связанная с проникновением черноморских вод через Керченский пролив при ветрах южных румбов; две локальные зоны распреснения у рукавов Кубани. В период штормов 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 сут после начала действия штормового ветра происходит полное вертикальное перемешивание водных масс.

Исследование выполнено при поддержке проекта «Разработка методов и создание экспериментального образца биотехнической системы мониторинга

шельфовых зон морей Западной Арктики и Юга России, в том числе в районе Крымского полуострова, на основе спутниковых и контактных данных» (шифр 2014-14-579-0115-020, RFMEFI60714X0059).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фомин В.В. Применение TVD-схем для численного моделирования фронтальных зон солености в мелком море // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 2. – С. 59 – 68.
2. Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н. и др. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 1. Азовское море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 401 с.
3. Иванов В.А., Фомин В.В. Математическое моделирование динамических процессов в зоне море – суша. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – 363 с.
4. Фомин В.В. Численная модель циркуляции вод Азовского моря // Науч. тр. Укр. научно-исслед. гидрометеорол. ин-та. – 2002. – № 249. – С. 246 – 255.
5. Harten A. On a class of high resolution total-variation-stable finite-difference schemes. – Society for Industrial and Applied Mathematics // J. Numer. Anal. – 1984. – 21, № 1. – P. 1 – 23.
6. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimen. Coast Ocean Models. – 1987. – 4. – P. 1 – 16.
7. 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.
8. Fong D.A., Geyer W.R. The alongshore transport of freshwater in a surface-trapped river plume // J. Phys. Oceanogr. – 2002. – 32, № 3. – P. 957 – 972.
9. Jankowski A. Application of the σ -coordinate baroclinic model to the Baltic Sea // Oceanologia. – 2002. – № 44 (1). – P. 59 – 80.

Simulation of the Azov Sea water circulation taking into account river flow

V.V. Fomin*, A.A. Polozok, I.N. Fomina****

* *Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia*
e-mail: v.fomin@ukr.net

** *Sevastopol Branch of the Zubov State Oceanographic Institute, Sevastopol, Russia*

Features of river water distribution in the Sea of Azov are studied and the estimates of river flows' velocities are obtained based on the numerical baroclinic model. It is shown that river flows represent an alongshore cyclonic-directed stream encircling the Sea of Azov and flowing to the Kerch Strait. Evolution of the Azov Sea currents and thermohaline structure is modeled for the period of the intense storm in November, 2007. Climatic temperature and salinity distributions are used as the initial fields. The following areas are found to be the most dynamically active: the frontal zone in the Taganrog Bay (due to the Don flowing); the salt water zone in the southern part of the Azov Sea (related to penetration of the Black Sea waters); two local zones of seawater freshening nearby the Kuban' branches.

Keywords: Sea of Azov, σ -coordinate model, baroclinic circulation, river flows, salinity fields, vortex structures.