Термогидродинамика океана

УДК 561.46:551.585.1

Д.В. Алексеев, В.А. Иванов, Е.В. Иванча, В.В. Фомин, Л.В. Черкесов

## Исследование полей концентрации взвеси на северо-западном шельфе Черного моря при взмучивании донных осадков движущимся циклоном

На основе численной сигма-координатной модели исследуются процессы взмучивания донных осадков, переноса — диффузии взвеси и ее повторной седиментации на северозападном шельфе Черного моря при прохождении циклона. Донные отложения предполагаются состоящими из частиц одного типа. Определены области наиболее интенсивного подъема взвеси, направления ее переноса потоками жидкости, а также вертикальные профили концентрации взвешенных донных осадков в ряде районов. В ходе исследования, в частности, установлено, что распределение взвешенного вещества на расстоянии 1 м от дна отражает положение действующих и переставших действовать очагов эрозии.

Введение. Северо-западный шельф Черного моря испытывает значительные антропогенные нагрузки. Загрязняющие вещества поступают с речными и промышленными стоками, с атмосферными выпадениями и в результате техногенных аварий в акватории моря. Одним из способов самоочищения водных экосистем является переход вредных примесей из водной среды в состав донных осадков [1, 2]. Тяжелые вещества непосредственно вовлекаются в процесс гравитационного осаждения, тогда как легкие предварительно адсорбируются частицами минеральной или органической взвеси. Однако, в свою очередь, донные осадки могут оказаться источником вторичного загрязнения морской среды. В мелководных областях с интенсивной динамикой вод, которая формируется, в частности, под воздействием атмосферных аномалий типа циклонов [3, 4], придонные сдвиговые напряжения приводят к взмучиванию отложений, в результате чего загрязняющие вещества снова переходят во взвешенное состояние.

В работах [5 – 7] рассматривается эрозия донных осадков мезомасштабными циклоническими и антициклоническими вихрями, а также меандрирующими вдольбереговыми и приливными течениями. Помимо этого представляет интерес определение положения областей подъема взвеси, направления ее переноса и вертикального распределения взвешенного вещества в случае, когда динамика вод формируется под действием перемещающегося циклона. В данной работе такие исследования проводятся для северозападного шельфа Черного моря на основе численной сигма-координатной гидродинамической модели [8], адаптированной к региональным условиям. При задании потоков эрозии и седиментации применяется аппроксимация, хорошо зарекомендовавшая себя при моделировании мутности В эстуариях [7, 9].

© Д.В. Алексеев, В.А. Иванов, Е.В. Иванча, В.В. Фомин, Л.В. Черкесов, 2007

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1

3

1. Математическая постановка задачи. Введем декартову систему координат с осями x, y, z, направленными соответственно на восток, север и вертикально вверх. Для описания динамики морской воды воспользуемся нелинейными уравнениями движения однородной несжимаемой жидкости в приближении гидростатики [10]:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0, \qquad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \qquad (4)$$

где {u, v, w} – компоненты скорости вдоль осей x, y, z; t – время;  $d/dt = \partial/\partial t + u \partial/\partial x + v \partial/\partial y + w \partial/\partial z$ ; f – параметр Кориолиса; p – давление;  $\rho = 1015 \text{ кг/M}^3$  – плотность воды; g – ускорение силы тяжести;  $A_M$  – коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, зависящий от горизонтального разрешения модели  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  и вычисляемый по формуле Смагоринского [11]:  $A_M = 0,1\Delta x \Delta y [(\partial u/\partial x)^2 + (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)^2/2 + (\partial v/\partial y)^2]^{1/2}$ ;  $K_M$  – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, который, в соответствии с теорией Мейлора — Ямады [10], является функцией кинетической энергии турбулентности и макромасштаба турбулентности.

Полагая, что взвешенные донные осадки состоят из способных к сцеплению частиц одного типа, запишем для их концентрации С уравнение переноса — диффузии [7, 9]

$$\frac{dC}{dt} - \frac{\partial(w_s C)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial C}{\partial z} \right).$$
(5)

Здесь  $w_s$  – скорость оседания взвеси, значения которой обычно лежат в пределах  $10^{-7} - 10^{-3}$  м/с [9];  $A_H$  и  $K_H$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии, в дальнейшем принимаемые постоянными.

Предположение об однородности жидкости позволяет проинтегрировать уравнение (3) по вертикали от свободной поверхности  $\eta(x,y,t)$  до произвольного горизонта z:  $p = p_a + g\rho(\eta - z)$ . Считая радиус циклонического образования равным R, представим атмосферное давление  $p_a$  в виде

$$p_{a} = \begin{cases} -p_{0}\cos^{2}\left(\frac{\pi r}{2R}\right) + \widetilde{p}_{a}, \ r \leq R;\\ \widetilde{p}_{a}, \qquad r > R, \end{cases}$$
(6)

где  $\tilde{p}_a$  – фоновое значение давления,  $p_0$  – максимальное отклонение от  $\tilde{p}_a$  в атмосферном возмущении, r – расстояние от центра движущегося циклона до точки с координатами  $\{x, y\}$ .

На свободной поверхности ( $z = \eta(x,y,t)$ ) должны быть выполнены кинематическое и динамические условия:

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad \rho K_M \left\{ \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right\} = \rho_a C_A \left( W_x^2 + W_y^2 \right)^{1/2} \left\{ W_x, W_y \right\}, \quad (7)$$

а также условие отсутствия потока взвеси [7]:

$$-w_{s}C - K_{H}\frac{\partial C}{\partial z} = 0.$$
(8)

В (7)  $\rho_a = 1,2 \text{ кг/м}^3 - плотность воздуха; <math>\{W_x, W_y\}$  - компоненты вектора скорости ветра W;  $C_A = k^2 \{14,56 - \ln \left[ (W_x^2 + W_y^2) / W_0^2 \right] \}^{-2}$  - коэффициент поверхностного трения, рассчитываемый на основе соотношения, предложенного в [12], где  $W_0 = 1 \text{ м/c}$ , k = 0,4 - постоянная Кармана. В неподвижном циклоне ветер рассчитываем, умножая модуль вектора геоциклострофической скорости  $W_g$  на эмпирический коэффициент  $\mu = 0,7$  и учитывая, что направление ветра отклоняется от касательных к изобарам на угол  $\gamma = 20^\circ$  (угол втока) против часовой стрелки [13]. Считая, что барическое образование движется поступательно со скоростью **с**, получаем выражение для скорости приводного ветра:

$$\mathbf{W} = \mu W_g \, \hat{T}(90^\circ + \gamma) \frac{\mathbf{r}}{r} + \mathbf{c} \,, \quad W_g = -\frac{fr}{2} + \left[ \left( \frac{fr}{2} \right)^2 + \frac{(p_a)_r r}{\rho_a} \right]^{1/2} \,. \tag{9}$$

Здесь  $(p_{\alpha})_{r}$  – радиальный градиент атмосферного давления (6); вектор **r** направлен от центра циклона к точке, для которой вычисляется **W**;  $\hat{T}(\alpha) = \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix}$  – матрица поворота на угол  $\alpha$ .

На дне (z = -H(x,y)) равна нулю нормальная составляющая скорости, а касательные напряжения связаны со скоростью квадратичной зависимостью [10]:

$$w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = 0, \qquad \rho K_M \left\{ \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right\} = \rho C_D \left( u^2 + v^2 \right)^{1/2} \left\{ u, v \right\}.$$
(10)

В (10)  $C_D$  – коэффициент донного трения, который находится по формуле:  $C_D = k^2 [\ln(z_b / z_0)]^{-2}$ , где  $z_b$  – расстояние от дна,  $z_0 = 0,001$  м – масштаб шероховатости донной поверхности.

Поток взмученных осадков со дна определяется разностью потоков эрозии  $F_e$  и седиментации  $F_d$  [7]:

$$-w_s C - K_H \frac{\partial C}{\partial z} = F_e - F_d .$$
<sup>(11)</sup>

Следуя [7, 9], будем считать  $F_e$  и  $F_d$  функциями придонных сдвиговых напряжений  $\tau_b = \rho C_D (u^2 + v^2)$ . Чтобы учесть эффект истощения взмучиваемого вещества, введем величину запаса осадков, находящихся в данный момент времени на дне B(x, y, t). Седиментация и эрозия соответственно увеличивают и уменьшают этот запас:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = F_d - F_e. \tag{12}$$

Поток эрозии отличен от нуля, когда придонные сдвиговые напряжения превышают критическое значение  $\tau_{ce}$  и *B* не равно нулю:

$$F_{e} = \begin{cases} M_{0} \left( \frac{\tau_{b}}{\tau_{ce}} - 1 \right), & \text{если } \tau_{b} \ge \tau_{ce} \text{ и } B > 0; \\ 0 & \text{в других случаях,} \end{cases}$$
(13)

где  $M_0$  – коэффициент, характеризующий интенсивность взмучивания и изменяющийся в пределах  $10^{-6}$ – $10^{-2}$  кг/(м<sup>2</sup>·с) [9].

Поток седиментации определяется концентрацией у дна  $C_b$  и отличен от нуля, когда придонные сдвиговые напряжения меньше критического значения  $\tau_{cd}$ :

$$F_{d} = \begin{cases} w_{s}C_{b} \left(1 - \frac{\tau_{b}}{\tau_{cd}}\right), & \tau_{b} < \tau_{cd}; \\ 0, & \tau_{b} > \tau_{cd}. \end{cases}$$
(14)

На боковых границах выполняются условия прилипания для скоростей и условие отсутствия потока примеси в направлении внешней нормали **n**:

$$\{u,v\} = 0, \qquad A_H \frac{\partial C}{\partial n} = 0.$$
 (15)

В начальный момент времени циклон находится за пределами акватории, движения жидкости отсутствуют, а свободная поверхность горизонтальна  $\{u, v, \eta\} = 0$ . Распределение запаса осадков на дне при этом предполагается горизонтально-однородным B(x, y, 0) = 0.3 кг/м<sup>2</sup> [7].

**2.** Метод решения. В исходных уравнениях (1), (2), (4), (5) и граничных условиях (7), (8), (10), (11) перейдем от декартовой к *о*-координатной системе по формулам:

$$x^{*} = x, \quad y^{*} = y, \quad \sigma = (z - \eta)/D, \quad t^{*} = t, \quad (-1 \le \sigma \le 0), \quad (16)$$

где  $D = H + \eta$ . С учетом (16) перепишем (1), (2), (4) и (5) следующим образом (звездочки, обозначающие новые независимые переменные и новые искомые функции, здесь и далее опускаются):

$$\frac{\partial(uD)}{\partial t} + \Lambda u - fvD + \frac{D}{\rho}\frac{\partial p_a}{\partial x} + gD\frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial u}{\partial\sigma}\right) + DF_X, \qquad (17)$$

$$\frac{\partial(\nu D)}{\partial t} + \Lambda \nu + fuD + \frac{D}{\rho}\frac{\partial p_a}{\partial y} + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial\nu}{\partial\sigma}\right) + DF_\gamma, \quad (18)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial (uD)}{\partial x} + \frac{\partial (vD)}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0, \qquad (19)$$

$$\frac{\partial(CD)}{\partial t} + \Lambda C - \frac{\partial(w_s C)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_H}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right) + DF_C \,. \tag{20}$$

Для оператора переноса используется обозначение

$$\Lambda \varphi = \frac{\partial (uD\varphi)}{\partial x} + \frac{\partial (vD\varphi)}{\partial y} + \frac{\partial (\omega\varphi)}{\partial \sigma}.$$
 (21)

Величина  $\omega$  в (19) определяется соотношением

$$\omega = w - u \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) - v \left( \sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) - \sigma \frac{\partial D}{\partial t} - \frac{\partial \eta}{\partial t} .$$
(22)

В рассматриваемой модели выражения  $DF_X$ ,  $DF_Y$  и  $DF_C$  берутся в виде, предложенном в [10]:

$$DF_{X} = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_{M}D\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_{M}D\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right) \right],$$
  
$$DF_{Y} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_{M}D\left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_{M}D\frac{\partial v}{\partial y} \right),$$
  
$$DF_{C} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_{H}D\frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_{H}D\frac{\partial C}{\partial y} \right).$$
  
(23)

С учетом (22) граничные условия (7), (8) и (10), (11) записываются так:

$$\omega = 0, \quad \frac{\rho K_M}{D} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right\} = \rho_a C_A \left( W_x^2 + W_y^2 \right)^{1/2} \left\{ W_x, W_y \right\}, \quad -w_s C - \frac{K_H}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = 0, \quad (24)$$

$$\omega = 0, \quad \frac{\rho K_M}{D} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right\} = \rho C_D \left( u^2 + v^2 \right)^{1/2} \left\{ u, v \right\}, \quad -w_s C - \frac{K_H}{D} \frac{\partial C}{\partial \sigma} = F_e - F_d. \tag{25}$$

Выполнение этих условий требуется соответственно при  $\sigma = 0$  и  $\sigma = -1$ .

Далее, поле горизонтальных скоростей представляется в виде суммы двух составляющих: средней по глубине компоненты и отклонения от нее. После этого уравнения движения (17) – (19) расщепляются на две системы. Из первой определяются осредненные горизонтальные скорости и уровень моря. Из второй – отклонения горизонтальных скоростей от их средних значений и вертикальная скорость.

Численный алгоритм решения указанных систем по времени базируется на применении двухслойных схем. Вначале на интервале времени  $\Delta t = 4$  мин решается система для осредненных скоростей и уровня с дробным шагом  $\Delta t_1 = \Delta t/N$ , где N = 20 выбрано в соответствии с критерием устойчивости Куранта для баротропных волн. Затем на том же интервале времени, но с шагом  $\Delta t$ , решаются уравнения для отклонений горизонтальных скоростей от их средних значений, а далее определяется вертикальная скорость из уравнения неразрывности. Операторы переноса аппроксимируются с помощью схемы Superbee [14], относящейся к классу TVD-схем.

Уравнение переноса — диффузии (20) решается методом расщепления с шагом  $\Delta t$ . При расщеплении отдельно выделяется задача трехмерного переноса и горизонтальной диффузии и одномерная задача диффузии по вертикальной координате. Решение последней задачи выполняется методом прогонки с учетом граничных условий (24), (25).

С целью повышения пространственного разрешения в модели реализована процедура вложенных сеток. На первом этапе определяются гидродинамические поля и поле концентрации взвеси на грубой сетке (разрешение  $\Delta x = 7,8$  км,  $\Delta y = 7,0$  км) для всего бассейна Черного моря. На втором этапе проводится расчет на более мелкой сетке (разрешение  $\Delta x = 1,6$  км,  $\Delta y = 1,4$  км) только для северо-западной части моря, имеющей одну жидкую границу, параллельную оси x и проходящую по широте м. Тарханкут. Начальные условия, условия на свободной поверхности, на дне и на твердых боковых границах те же, что и на первом этапе. А в качестве условий на жидкой границе используются интерполированные на мелкую сетку данные расчетов на крупной сетке, полученные для каждого расчетного момента времени и соответствующие широте жидкой границы. При этом количество уровней по вертикали  $m_0$  в обоих случаях равнялось 25. Для лучшего разрешения по вертикали вблизи дна и свободной поверхности эти уровни сгущались с помощью соотношения

$$\sigma_m = -1 + (m-1)a_1 - (a_1 - a_2)\sin[2\pi a_1(m-1)]/\sin(2\pi a_1)$$

где  $a_1 = 1/(m_0 - 1)$ ;  $a_2 = 0,02$ ; m = 1; 2;...;  $m_0$ .

3. Анализ результатов расчетов. При проведении численных экспериментов значения критических напряжений для эрозии  $\tau_{ce} = 0,13$  H/м<sup>2</sup> и седиментации  $\tau_{cd} = 0,1 \text{ H/m}^2$  брались из работы [7]. Коэффициент  $M_0$ , характеризующий интенсивность взмучивания донных осадков, принимался равным 10<sup>-5</sup> кг/(м<sup>2</sup>·с), что обеспечивало согласование по порядку величин полученных результатов с данными измерений концентрации взвеси в северозападной части Черного моря в 25-м и 41-м рейсах НИС «Профессор Водяницкий» и в 18-м рейсе НИС «Профессор Колесников» [15]. Особую проблему представлял подбор значений скорости оседания w, и коэффициента вертикальной диффузии К<sub>н</sub>. Предварительное численное интегрирование уравнения (5) с граничными условиями (8), (11), выполненное в предположении горизонтальной однородности полей скорости и концентрации взвеси, а также при отсутствии вертикального адвективного переноса, показало, что адекватного описания распределения мутности с глубиной удается достичь, если  $K_H > w_s \max\{D\Delta\sigma\}$ , где  $\Delta\sigma$  – расстояние между соседними  $\sigma$ -уровнями. Чтобы удовлетворить полученному условию, в использовались расчетах  $K_H = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $w_s = 10^{-5} \text{ м/c}$ . Выбранные значения  $w_s$  и коэффициента  $M_0$  соответствуют пелито-алевритовым осадкам с типичным размером частиц в несколько микрометров [5]. Коэффициент горизонтальной диффузии А<sub>Н</sub> полагался равным 10 м<sup>2</sup>/с.

Атмосферное возмущение имело радиус R = 500 км, перепад давления между центром и периферией  $p_0 = 15$  гПа, скорость перемещения c = 5 м/с, что соответствует типичным параметрам циклонов, наблюдаемых в Черноморском регионе. Рассмотрим случай, когда барическое образование пересекает акваторию моря с запада на восток в широтном направлении (рис. 1).



Р и с. 1. Батиметрия (м) северо-западного шельфа Черного моря, траектория движения центра циклона (штриховая линия) и его положения в некоторые моменты времени, а также места расположения станций № 1-3 (римскими цифрами обозначены: І – Одесский залив, ІІ – Днепро-Бугский лиман, ІІІ – Тендровская коса, ІV – о. Джарылгач, V – Каркинитский залив, VI – Бакальская банка)

Траектория движения центра циклона показана штриховой линией, на которой отмечены его положения в некоторые моменты времени.

Пространственная локализация максимумов концентрации взвеси связана прежде всего с районами взмучивания донных осадков. Положение этих районов меняется в процессе перемещения атмосферного образования и определяется как интенсивностью нестационарных течений, так и их взаимодействием с особенностями морфометрии дна. За время нахождения циклона над акваторией северо-западного шельфа дважды (в 35 – 40 и 55 – 60 ч) происходит смена преобладающих направлений ветра. В эти временные интервалы имеет место уменьшение скоростей течений, и существующие области взмучивания постепенно исчезают. По мере установления нового направления ветра скорости возрастают и возникают новые области эрозии донных осадков, но уже в иных местах шельфа.

На этапе вхождения циклона на акваторию моря наиболее интенсивные течения, обусловленные юго-западными ветрами, возникают вдоль западного побережья. Здесь к 20 ч после начала движения барического образования придонные сдвиговые напряжения начинают превышать критическое для эрозии значение, но протяженные области взмучивания образуются только к 25 ч. Они располагаются у западного побережья южнее 46,2°с.ш. С течением времени данные области расширяются на восток, а их мористые границы к 30 ч практически повторяют контуры изобаты 20 м (рис. 2, *a*). На расстоянии 1 м от дна горизонтальное распределение взвешенного вещества с концентрацией более 0,1 г/м<sup>3</sup> соответствует конфигурации и положению районов эрозии (рис. 2, *б*). При этом мутность воды увеличивается по мере приближения к мелководью, и концентрация взвеси достигает максимальных значений порядка 100 г/м<sup>3</sup> в узкой вдольбереговой полосе, в которой запас донных отложений полностью истощается. Имеющий место перенос взвешенных донных осадков течениями на северо-восток вдоль западного побережья не оказывает влияния на ситуацию севернее 46,2°с.ш., где мутность по всей глубине остается равной нулю. На свободной поверхности области с концентрацией 0,1 г/м<sup>3</sup> и более пока не прослеживаются.



**Р и с. 2**. Поля придонных напряжений (a) и концентрации взвеси ( $r/m^3$ ) на расстоянии 1 м от дна (б) в момент времени t = 30 ч

К 35 ч юго-западные ветры передней части циклона с наибольшей силой воздействуют на акваторию Каркинитского залива, вызывая там усиление ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1 11

северо-восточных течений. У западного побережья потоки морской воды постепенно ослабевают и отклоняются к востоку, вследствие чего области интенсивной эрозии здесь существенно уменьшаются и к 40 ч полностью исчезают. Новые области взмучивания появляются сначала у западной оконечности Тендровской косы, а затем и у о. Джарылгач (рис. 3, *a*). К 45 ч во всей акватории северо-западного шельфа устанавливается циклоническая циркуляция. Поле мутности на расстоянии 1 м от дна отражает положение как новых областей эрозии, так и областей, в которых процесс эрозии к этому времени прекратился (рис. 3,  $\delta$ ). В последнем случае концентрация взвеси значительно уменьшается по сравнению с 30 ч и не превышает 65 г/м<sup>3</sup>. У западного побережья вертикальные потоки донных осадков с концентрацией 0,1–1 г/м<sup>3</sup> достигают свободной поверхности, образуя на ней локальные пятна (рис. 3,  $\epsilon$ ).

К 50 ч над акваторией моря уже перемещается тыловая часть циклона с преобладающими северо-западными ветрами, однако основные черты циклонической циркуляции сохраняются до 55 ч. При этом возле о. Джарылгач прекращается донная эрозия, область взмучивания в районе Тендровской косы существенно уменьшается в размерах и вновь образуются два локальных очага подъема донных осадков у западного побережья северо-западного шельфа Черного моря. В последнем районе адвективный перенос в придонном слое проявляется в вытягивании с течением времени на юго-восток области с содержанием взвеси более 0,1 г/м<sup>3</sup>.

После 60 ч формируется антициклоническая циркуляция, существующая до момента ухода атмосферного возмущения с северо-западного шельфа. На данном этапе образуются самые обширные за все время исследования области эрозии (рис. 4, *a*). Прежде всего это происходит в центральной части акватории с глубинами 20 – 40 м, а также в районе Одессы и в Днепро-Бугском лимане. Затем интенсивный переход донных отложений в водную среду прослеживается с юга вдоль Тендровской косы, охватывает Бакальскую банку и узкую восточную часть Каркинитского залива. Распределение взвешенного вещества на расстоянии 1 м от дна становится менее локализованным (рис. 4, б). Сначала объединяются области мутности у Тендровской косы и в центральной части акватории. далее к ним присоединяются области у северного побережья Каркинитского залива и в его восточной части, а позднее – и у западного побережья шельфа. Таким образом, локализованными остаются подъемы взвеси вблизи Одессы и в Днепро-Бугском лимане. В западном регионе процесс эрозии уже не имеет места. Локальные пятна, связанные с выходом мутной воды на поверхность, здесь теперь сливаются в одно. На поверхности у Тендровской косы и о. Джарылгач проявляются следы очагов эрозии, действовавших между 40 и 45 ч (рис. 4, в). Помимо этого становятся заметными области мутности над Одесской и Бакальской банками и в Днепро-Бугском лимане, тогда как поверхность центральной части шельфа остается пока свободной от взвеси.



Рис. 3. Поля придонных напряжений (*a*), концентрации взвеси ( $r/m^3$ ) на расстоянии 1 м от дна (б) и на поверхности (*в*) в момент времени t = 45 ч



Рис. 4. Поля придонных напряжений (*a*), концентрации взвеси ( $r/m^3$ ) на расстоянии 1 м от дна (*б*) и на поверхности (*в*) в момент времени t = 70 ч

Сокращение площадей районов эрозии, а также ее интенсивности начинается после 70 ч. Следует отметить, что запас донных отложений в центре всех крупных областей взмучивания полностью истощается. На данном этапе перемещения циклона существенным оказывается адвективный перенос. Вдоль западного побережья потоки взвеси направлены на северо-восток, в центральной части акватории – на север, у северного побережья – на восток, в Каркинитском заливе – вдоль Тендровской косы. Однако вынос донных осадков за пределы существующих областей мутности невелик и обнаруживается только в непосредственной близости от них. Более заметно перераспределение взвеси внутри данных областей. Следствием этого является вытягивание изолиний концентрации в направлении движения потоков.

После 80 ч очаги эрозии исчезают, а величины придонных сдвиговых напряжений становятся меньше критического значения для седиментации. По мере ухода циклона и ослабления течений изменения пространственного распределения взвеси начинают определяться преимущественно процессами турбулентной диффузии и осаждения. За счет горизонтальной диффузии площади областей, содержащих взмученное вещество, расширяются, а его концентрация уменьшается (рис. 5, а). Благодаря вертикальной диффузии на свободной поверхности к 200 – 250 ч появляются следы самого глубоководного из очагов эрозии в центральной части акватории (рис. 5, б). Процесс седиментации приводит к новому распределению запаса осадков на дне (рис. 5, в). Размеры областей, где он за счет эрозии существенно истощен, постепенно уменьшаются. Вблизи участков границ этих областей, через которые осуществлялся вынос взмученного вещества водными потоками, запас начинает превышать первоначальное значение 0,3 кг/м<sup>2</sup>. Так, в центральной части акватории это происходит севернее района взмучивания, вблизи Одессы – восточнее, у Тендровской косы и о. Джарылгач – юго-восточнее. У западного побережья увеличение запаса донных отложений прослеживается на северо-востоке, а также у выдающихся на юго-восток участков границ областей эрозии.

С целью получения более детального представления о распределении взвешенных донных осадков в толще воды рассмотрим изменение с течением времени вертикальных профилей концентрации на трех станциях (рис. 1). В месте расположения первой из них у западного побережья придонные сдвиговые напряжения только между 25 и 30 ч превышают критическое для эрозии значение. Станция №2 у Тендровской косы сначала (с 35 до 40 ч) попадает на периферию области взмучивания, а с 60 до 80 ч – в центр вновь образовавшегося очага. В узкой части Каркинитского залива у станции №3 течения не обладают интенсивностью, достаточной для эрозии. Однако через этот район проходят потоки, переносящие взвесь вдоль южного берега о. Джарылгач на этапе выхода циклона с акватории северо-западного шельфа.

После начала взмучивания вертикальные профили концентрации на станциях  $N_2$  и 2 характеризуются возрастанием значений от нулевых до максимальных в тонком придонном слое воды. С течением времени толщина этого слоя на указанных станциях увеличивается до 2 – 3 м, а мутность у дна достигает 60 и 1,5 г/м<sup>3</sup> соответственно (кривые *1* на рис. 6, *а* и *б*).



Р и с. 5. Поля концентрации взвеси ( $r/m^3$ ) на расстоянии 1 м от дна (a), на поверхности (b) и запас осадков на дне (b) в момент времени t = 250 ч



Р и с. 6. Вертикальные профили концентрации взвеси: a – на станции № 1 (кривые 1, 2, 3 соответствуют 30, 55, 120 ч), 6 - № 2 (кривые 1, 2, 3 соответствуют 45, 70, 140 ч), e - № 3 (кривые 1, 2, 3 соответствуют 80, 90, 140 ч)

ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2007, № 1

17

После ослабления течений продолжающийся подъем взвеси и начавшийся процесс седиментации приводят к более плавному нарастанию концентрации с глубиной и уменьшению ее максимальных величин. Между 50 и 55 ч на станции №1, за счет поступления взвешенного вещества из возникшей в непосредственной близости области эрозии, значение мутности у дна увеличивается с 16 до 32 г/м<sup>3</sup> (кривая 2 на рис. 6, *a*). На станции №2 повторное нарастание концентрации вблизи дна до 140 г/м<sup>3</sup> связано с началом второго этапа эрозии. При этом вертикальные профили распределения взвеси снова характеризуются наличием придонных участков резкого увеличения значений. Интенсивное взмучивание на станции №2 приводит к истощению запаса отложений за 5 ч, в результате чего концентрация у дна уменьшается до 27 г/м<sup>3</sup> (кривая 2 на рис. 6, б). На станцию №3 заметное поступление взвешенного вещества начинается после 75 ч. До 80 ч это происходит в приповерхностном слое, что обусловливает образование соответствующего максимума 1,3 г/м<sup>3</sup> на вертикальном профиле концентрации (кривая 1 на рис. 6, в). К 85 ч рост содержания взвешенных донных осадков имеет место уже во всей толще воды (кривая 2 на рис. 6, в).

По мере ослабления влияния адвективного переноса совместный эффект осаждения и диффузии приводит к тому, что с течением времени вертикальные профили распределения взвеси на всех станциях характеризуются близким к линейному возрастанием мутности с глубиной. При этом на станциях №1 и 2 еще до 120 - 140 ч продолжается увеличение концентрации на поверхности до 6 и 4 г/м<sup>3</sup> соответственно, тогда как на дне она уменьшается до 17 и 15 г/м<sup>3</sup> (кривые 3 на рис. 6, *а* и *б*). На станции №3 мутность растет по всей глубине до 140 ч, достигая 2 г/м<sup>3</sup> на поверхности и 4 г/м<sup>3</sup> на дне (кривая 3 на рис. 6, *в*).

Заключение. Сформулируем кратко основные результаты работы. Перемещение циклона с запада на восток над акваторией северо-западного шельфа Черного моря сопровождается последовательным возникновением и исчезновением областей донной эрозии. Под влиянием передней части атмосферного возмущения такие области образуются у западного побережья на глубинах до 20 м. Действие центральной части циклона вызывает эрозию у западной оконечности Тендровской косы и у о. Джарылгач. На этапе выхода барического образования с северо-западного шельфа обширные области взмучивания возникают в центральной части акватории с глубинами 20 — 40 м, в районе Одессы, в Днепро-Бугском лимане, вдоль Тендровской косы и в восточной части Каркинитского залива.

Распределение взвеси на расстоянии 1 м от дна отражает положение действующих и переставших действовать областей эрозии. Влияние нестационарных течений приводит к перераспределению взмученного вещества, что проявляется в вытягивании изолиний концентрации в направлении переноса, а у западного побережья – в образовании выдающегося на юго-восток участка с содержанием взвешенных донных осадков более 0,1 г/м<sup>3</sup>.

Свободной поверхности взвесь достигает со значительным запаздыванием по времени, и запаздывание тем существеннее, чем в более глубоководных районах происходит эрозия. Так, у западного побережья потоки донных осадков с концентрацией выше 0,1 г/м<sup>3</sup> выходят на поверхность через 25 ч после начала взмучивания, а в центральной части акватории – более чем через 100 ч.

В центрах всех основных областей эрозии запас донных отложений полностью исчерпывается. Его частичное, а местами и полное, восстановление осуществляется за счет седиментации после ухода циклона. На периферии участков интенсивного взмучивания в направлении движения преобладающих потоков взвеси запас осевшего вещества в отдельных случаях превосходит свое первоначальное значение. Для большинства районов преобладающим являлся перенос взвешенных донных осадков в антициклоническом направлении, хотя у западного побережья существенным был и циклонический перенос.

В процессе эрозии у дна на вертикальных профилях распределения взвеси возникают участки с резким нарастанием концентрации. Там, где поступление взвешенных осадков обусловлено только переносом и диффузией, максимумы мутности могут иметь место у поверхности или в толще воды. После прекращения эрозии и переноса все профили с течением времени характеризуются близким к линейному нарастанием концентрации с глубиной.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Цыбань А.В., Мошаров С.А. Биогенная седиментация и ее роль в переносе и депонировании загрязняющих веществ в морских экосистемах // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 11. – С. 63–71.
- Русаков В.Ю., Шимкус К.М., Зернова В.В. и др. Количественный и вещественный состав осаждающегося материала на северо-востоке Черного моря // Океанология. – 2003. – <u>43</u>, №3. – С. 459–468.
- 3. Иванов В.А., Коновалов А.В., Манилюк Ю.В. и др. Математическое моделирование сгонно-нагонных колебаний в Черном море // Метеорология и гидрология. – 1999. – №1. – С. 56–63.
- 4. Иванов В.А., Коновалов А.В., Черкесов Л.В. Влияние циклонов на изменение уровенной поверхности Азовского и Черного морей // Там же. 2003. №4. С. 73–80.
- 5. Шапиро Г.И., Акивис Т.М., Пыхов Н.В. и др. Перенос мелкодисперсного осадочного материала мезомасштабными течениями в шельфово-склоновой зоне моря // Океанология. 2000. <u>40</u>, №3. С. 333–339.
- 6. Анцыферов С.М., Акивис Т.М. Модель транспорта наносов, взвешенных приливным течением в береговой зоне моря // Там же. 2002. <u>42</u>, №4. С. 502–510.
- 7. Burchard H., Bolding K., Villareal M. R. Three-dimensional modeling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary // Ocean Dynamics. 2004. <u>54</u>, №2. P. 250–265.
- Алексеев Д.В., Иванча Е.В., Иванов В.А. и др. Моделирование эволюции волновых полей в районе северо-западного шельфа Черного моря при прохождении циклона // Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №1. – С. 42–54.
- Yang Zh., Hamrick I.M. Variational inverse parameter estimation in a cohesive sediment transport model: An adjoint approach // J. Geophys. Res. 2003. <u>108</u>, №C2. P. 37-1–37-10.
- Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model in Three-Dimensional Coast Ocean Models // Coas. Estuar. Sci. – 1987. – 4. – P. 1–16.
- Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations. I. The basic experiment // Mon. Wea. Rev. 1963. 91. P. 99-164.
- Hsu S.A. A mechanism for the increase of wind stress coefficient with wind speed over water surface: A parametric model // J. Phys. Oceanogr. - 1986. - <u>16</u>. - P. 144-150.
- 13. Григоркина Р.Г., Фукс В.Р. Воздействие тайфунов на океан. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 244 с.

- Sweby P. K. High resolution schemes using flux limiters for hyperbolic conservation laws // J. Numer. Anal. - 1984. - <u>21</u>. - P. 995-1011.
- Кукушкин А.С., Агафонов Е.А., Бурлакова З.П. и др. Изменчивость прозрачности и содержание взвешенного вещества в поверхностном слое северо-западной части Черного моря // Океанология. – 2004. – <u>44</u>, №6. – С. 870–881.

Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института, Севастополь Материал поступил в редакцию 12.07.05 После доработки 23.09.05

ABSTRACT Processes of bottom sediment roiling, transport — diffusion of suspension and its secondary sedimentation on the Black Sea northwestern shelf during a cyclone are studied based on the numerical sigma-coordinate model. Bottom sediments are assumed to consist of the particles of one type. The regions of the most intensive suspension roiling, directions of its transport by fluid flows and also the vertical profiles of concentration of suspended bottom sediments in a number of regions are determined. The investigation reveals that distribution on the suspended matter at a distance of 1 m from the bottom reflects the position of active and inactive erosion centers.