

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

## Моделирование эволюции волновых полей в районе северо-западного шельфа Черного моря при прохождении циклона

С использованием  $\sigma$ -координатной модели исследуются волновые поля, генерируемые атмосферными возмущениями типа циклонов в районе северо-западного шельфа Черного моря. Задача решается в гидростатическом приближении с учетом нелинейности и турбулентной вязкости. Для повышения пространственного разрешения модели реализована процедура вложенных сеток. Показано, что воздействие циклона приводит к возникновению областей значительных сгонов и нагонов, форма и расположение которых отражают изменения ветровой ситуации. При этом вертикальная структура волновых течений вначале зависит только от положения атмосферного возмущения над акваторией моря и с течением времени начинает отражать особенности профиля дна.

**Введение.** Северо-западный шельф Черного моря (СЗШ) представляет собой динамически активную и интенсивно эксплуатируемую в экономическом аспекте зону Азово-Черноморского бассейна. Это приводит к необходимости широкого изучения особенностей динамики вод данного региона и ее зависимостей от разнообразных гидрометеорологических факторов, включая атмосферные образования типа циклонов. Исследование отклика водной среды на перемещение циклонов имеет важное прикладное значение, поскольку напрямую связано с задачей прогноза сгонно-нагонных процессов и получением оценок возможных экологических последствий реальных штормовых ситуаций на СЗШ.

Моделирование указанных процессов на основе уравнений теории мелкой воды в полных потоках выполнялось в [1, 2]. Как известно, такие модели дают только осредненные по глубине характеристики. Поэтому представляет интерес изучить пространственную структуру гидродинамических полей СЗШ на разных этапах движения циклона в рамках трехмерной гидродинамической задачи. Ниже дано описание математической модели и представлены результаты численных экспериментов по исследованию особенностей эволюции уровня моря и вертикальной структуры горизонтальных скоростей при прохождении циклонического образования. В целях упрощения задачи сток рек и стационарные течения в бассейне Черного моря не учитываются.

**1. Исходные уравнения и граничные условия.** Введем декартову систему координат. Оси  $x$ ,  $y$ ,  $z$  направим соответственно на восток, север и вертикально вверх. Исходными являются нелинейные уравнения движения однородной вязкой несжимаемой жидкости [3] в приближении гидростатики:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{11}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{12}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{21}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{22}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (2)$$

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

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

Горизонтальные компоненты тензора турбулентных напряжений Рейнольдса  $\tau_{ij}$  определяются через компоненты скорости по формулам:

$$\tau_{11} = 2A_M \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \tau_{12} = \tau_{21} = A_M \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad \tau_{22} = 2A_M \frac{\partial v}{\partial y}. \quad (5)$$

В (1) – (5) введены следующие обозначения:  $u, v, w$  — компоненты скорости по осям  $x, y, z$  соответственно;  $d/dt = u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$  — субстанциональная производная;  $p$  — давление;  $\rho$  — постоянная плотность воды;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $A_M$  — коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости;  $K_M$  — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости;  $f$  — параметр Кориолиса. Интегрирование уравнения (3) по вертикальной координате дает формулу для давления  $p = p_a + g\rho(\eta - z)$ , где  $p_a$  — атмосферное давление;  $\eta(x, y, t)$  — уровень моря.

На свободной поверхности ( $z = \eta(x, y, t)$ ) задаются кинематическое и динамическое условия:

$$w|_{z=\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad (6)$$

$$\rho K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=\eta} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}). \quad (7)$$

Компоненты тангенциального напряжения ветра  $\tau_{0x}, \tau_{0y}$  выражаются через плотность воздуха  $\rho_a$ , коэффициент поверхностного трения  $C_A$  и компоненты скорости ветра  $u_a, v_a$ :

$$(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a C_A (u_a^2 + v_a^2)^{1/2} (u_a, v_a). \quad (8)$$

Коэффициент трения полагается зависящим от модуля скорости ветра  $W$  [4]:  $C_A = k^2 (14,56 - 2 \ln W)^{-2}$ , где  $k = 0,4$  — постоянная Кармана.

На дне ( $z = -H(x, y)$ ) равна нулю нормальная составляющая скорости:

$$\left( w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \Big|_{z=-H} = 0. \quad (9)$$

Касательные напряжения у дна задаются в виде

$$\rho K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (10)$$

$$(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho C_D (u^2 + v^2)^{1/2} (u, v). \quad (11)$$

В (11)  $C_D$  — коэффициент донного трения, который находится по формуле [5]:  $C_D = k^2 \ln^{-2}(z_b / z_0)$ , где  $z_b$  — ближайшая ко дну точка расчетной сетки,  $z_0 = 0,001$  м — масштаб шероховатости, определяющийся свойствами донной поверхности.

Предполагается также, что бассейн ограничен цилиндрической боковой поверхностью с образующей, параллельной оси  $z$ , и на этой поверхности выполняется условие прилипания.

Для описания турбулентных процессов используется теория [6], в соответствии с которой коэффициент  $K_M$  есть функция кинетической энергии турбулентности и макромасштаба турбулентности. Коэффициент  $A_M$  является функцией горизонтальных градиентов скорости и вычисляется на основе выражения, предложенного в [7].

Перейдем в (1) – (11) от декартовой к  $\sigma$ -координатной системе по формулам:

$$x^* = x, \quad y^* = y, \quad \sigma = (z - \eta)/D, \quad t^* = t \quad (-1 \leq \sigma \leq 0), \quad (12)$$

где  $D = H + \eta$ . С учетом (12) уравнения (1), (2), (4) принимают вид (звездочки, соответствующие новым независимым переменным и новым искомым функциям  $\dot{\varphi}(x^*, y^*, \sigma, t^*)$ , для простоты записи здесь и далее опускаются):

$$\frac{\partial u D}{\partial t} + \Lambda u - f v D + \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right) + D F_X, \quad (13)$$

$$\frac{\partial v D}{\partial t} + \Lambda v + f u D + \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} + g D \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) + D F_Y, \quad (14)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial u D}{\partial x} + \frac{\partial v D}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0. \quad (15)$$

Для оператора переноса используется следующее обозначение:

$$\Lambda \varphi = \frac{\partial u D \varphi}{\partial x} + \frac{\partial v D \varphi}{\partial y} + \frac{\partial \omega \varphi}{\partial \sigma}. \quad (16)$$

Величина  $\omega$  в (15) связана с вертикальной скоростью в декартовой системе координат соотношением

$$\omega = w - \left( u \frac{\partial B}{\partial x} + v \frac{\partial B}{\partial y} \right) - (1 + \sigma) \frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad (17)$$

где  $B = \eta + \sigma D$ .

В рассматриваемой модели выражения  $D F_X$  и  $D F_Y$  берутся в упрощенном виде, предложенном в [8]:

$$D F_X = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2 A_M D \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M D \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right], \quad (18)$$

$$D F_Y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M D \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2 A_M D \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (19)$$

С учетом (17) граничные условия (6), (7), (9), (10) в новой системе координат следующие:

$$\omega|_{\sigma=0} = 0, \quad \left. \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right|_{\sigma=0} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (20)$$

$$\omega|_{\sigma=-1} = 0, \quad \left. \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) \right|_{\sigma=-1} = (\tau_{bx}, \tau_{by}). \quad (21)$$

**2. Численный алгоритм.** При наличии свободной поверхности численный алгоритм должен корректно описывать баротропные волны. Вследствие их больших фазовых скоростей возникают существенные ограничения на величину шага интегрирования по времени, что в целом может существенно снизить экономичность численного алгоритма. Для преодоления этих трудностей обычно используется представление гидродинамической задачи в виде двух систем уравнений, описывающих процессы разных временных масштабов [5, 8, 9]. Первая система описывает осредненные по глубине горизонтальные компоненты скорости ( $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ ) и уровень  $\eta$ , вторая — трехмерные отклонения скоростей от средних значений ( $u'$ ,  $v'$ ) и вертикальную скорость  $\omega$ .

Учитывая вышесказанное, введем операцию осреднения по глубине:

$$\bar{q} = D^{-1} \int_{-H}^{\eta} q(z) dz = \int_{-1}^0 q(D\sigma + \eta) d\sigma \quad (22)$$

и представим компоненты скорости в виде

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v'. \quad (23)$$

Применение формул (22), (23) к уравнениям (13) – (15) и учет граничных условий (20), (21) дают первую систему:

$$\frac{\partial \bar{u} D}{\partial t} + b\bar{u} - f\bar{v} D + \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\tau_{0x}}{\rho} - bu' + D\bar{F}_x - \overline{\Lambda u}, \quad (24)$$

$$\frac{\partial \bar{v} D}{\partial t} + b\bar{v} + f\bar{u} D + \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\tau_{0y}}{\rho} - bv' + D\bar{F}_y - \overline{\Lambda v}, \quad (25)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{u} D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v} D}{\partial y} = 0, \quad (26)$$

где

$$\overline{\Lambda \varphi} = \frac{\partial(\bar{u}\varphi)D}{\partial x} + \frac{\partial(\bar{v}\varphi)D}{\partial y}, \quad b = C_D [(\bar{u} + u')^2 + (\bar{v} + v')^2]^{1/2}, \quad (27)$$

$$D\bar{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2\bar{A}_M D \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \bar{A}_M D \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \right) \right], \quad (28)$$

$$D\bar{F}_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ \bar{A}_M D \left( \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2\bar{A}_M D \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right). \quad (29)$$

После вычитания (24) из (13), (25) — из (14) и (26) — из (15) получаем вторую систему уравнений для определения трехмерных компонент:

$$\frac{\partial u' D}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial u'}{\partial \sigma} \right) = f v' D - \frac{1}{\rho} (\tau_{0x} - \tau_{bx}) + D(F'_x - \bar{F}_x) - \Lambda u' + \overline{\Lambda u}, \quad (30)$$

$$\frac{\partial v' D}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \frac{K_M}{D} \frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) = -f u' D - \frac{1}{\rho} (\tau_{0y} - \tau_{by}) + D(F'_y - \bar{F}_y) - \Lambda v' + \overline{\Lambda v}, \quad (31)$$

$$\frac{\partial u' D}{\partial x} + \frac{\partial v' D}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0, \quad (32)$$

где

$$DF'_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M D \frac{\partial u'}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M D \left( \frac{\partial u'}{\partial y} + \frac{\partial v'}{\partial x} \right) \right], \quad (33)$$

$$DF'_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M D \left( \frac{\partial v'}{\partial x} + \frac{\partial u'}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M D \frac{\partial v'}{\partial y} \right) \quad (34)$$

с граничными условиями

$$\omega \Big|_{\sigma=0} = 0, \quad \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial u'}{\partial \sigma}, \frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) \Big|_{\sigma=0} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}) - \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial \sigma}, \frac{\partial \bar{v}}{\partial \sigma} \right) \Big|_{\sigma=0}, \quad (35)$$

$$\omega \Big|_{\sigma=-1} = 0, \quad \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial u'}{\partial \sigma}, \frac{\partial v'}{\partial \sigma} \right) \Big|_{\sigma=-1} = (\tau_{bx}, \tau_{by}) - \frac{\rho K_M}{D} \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial \sigma}, \frac{\partial \bar{v}}{\partial \sigma} \right) \Big|_{\sigma=-1}. \quad (36)$$

Численный алгоритм интегрирования систем (24) – (26) и (30) – (32) по времени базируется на применении двухслойных схем. Аппроксимация по пространственным координатам выполняется на разностной сетке  $S$ . Используются равномерные шаги по горизонтали  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  и переменный шаг по вертикальной координате. Для аппроксимации операторов переноса  $\Lambda$  применяется линейная комбинация схемы направленных разностей и схемы Лакса – Вендроффа (*TVD-схема*) [10].

Вначале на интервале времени  $\Delta t = t_{k+1} - t_k$  решается система (24) – (26) с дробным шагом  $\Delta t_1 = \Delta t / n$ , где  $n$  — целое число, выбираемое в соответствии с критерием устойчивости Куранта [8] для поверхностных волн. Все слагаемые в уравнениях (24) – (26), за исключением  $b\bar{u}$ ,  $b\bar{v}$ , берутся с предыдущего шага по времени.

Далее на том же интервале времени, но уже с шагом  $\Delta t$ , решаются уравнения (30), (31). Правые части данных уравнений считаются известными, что приводит к двум задачам диффузионного типа с граничными условиями второго рода. Эти задачи аппроксимируются по времени неявной схемой и сводятся к разностным уравнениям с трехдиагональной матрицей, которые решаются прогонкой. После их решения вычисляется вертикальная скорость из (32) и компоненты горизонтальной скорости по формулам (23).

В расчетах использовались две разностные сетки. На первой (пространственное разрешение  $(1/10)^\circ \times (1/16)^\circ$ ,  $\Delta x = \Delta y \approx 7$  км, количество узлов  $146 \times 105$ ) находились гидродинамические поля для всего Черноморского бассейна. На второй сетке (разрешение  $(1/50)^\circ \times (1/80)^\circ$ ,  $\Delta x = \Delta y \approx 1,4$  км, количество узлов  $211 \times 129$ ) выполнялись расчеты для северо-западной части моря, имеющей одну жидкую границу, параллельную оси  $x$  и проходящую по широте мыса Тарханкут. Данные, полученные на крупной сетке и соответствующие этой широте, использовались в качестве граничных условий при решении задачи на мелкой сетке. Количество расчетных уровней по вертикали  $m_0$  равнялось 15. Для более точного описания процессов в пограничных слоях расчетные уровни  $\sigma_m$  ( $m = 1; 2; \dots; 15$ ) вблизи дна и свободной поверхности сгущались. Использовалось следующее выражение:

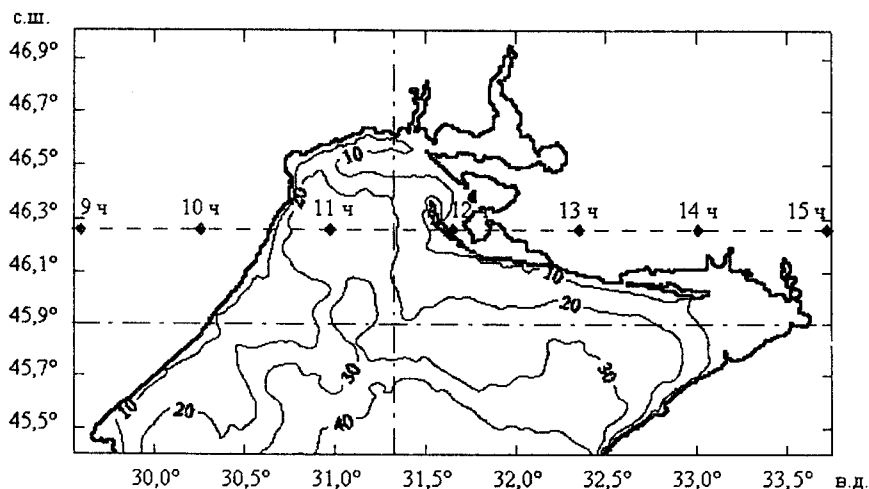
$$\sigma_m = -1 + (m-1)a_1 - (a_1 - a_2) \sin[2\pi a_1(m-1)] / \sin(2\pi a_1), \quad \text{где } a_1 = 1/(m_0 - 1),$$

$a_2 = 0,02$ . Интегрирование по времени проводилось при  $\Delta t_1 = 12$  с и  $\Delta t = 20\Delta t_1 = 4$  мин.

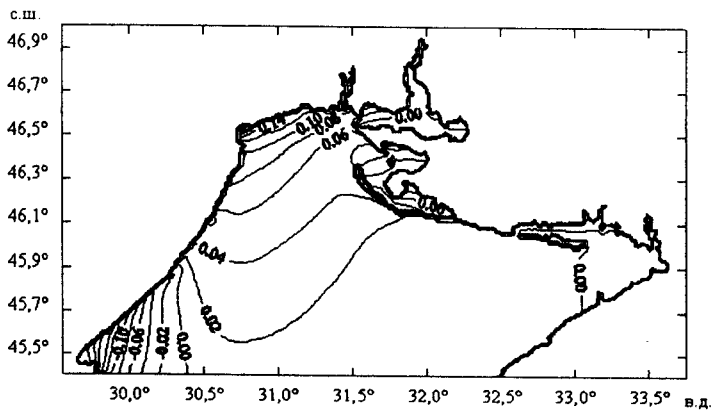
**3. Анализ результатов расчетов.** Расчеты выполнены для циклона, параметры которого определяются следующим образом:

$$W = W_0 \cos^2\left(\frac{\pi}{2}r\right), \quad \theta = \arctg\left(\frac{y - \hat{y}}{x - \hat{x}}\right) + \frac{\pi}{2}, \quad r^2 = \frac{(x - \hat{x})^2 + (y - \hat{y})^2}{R^2},$$

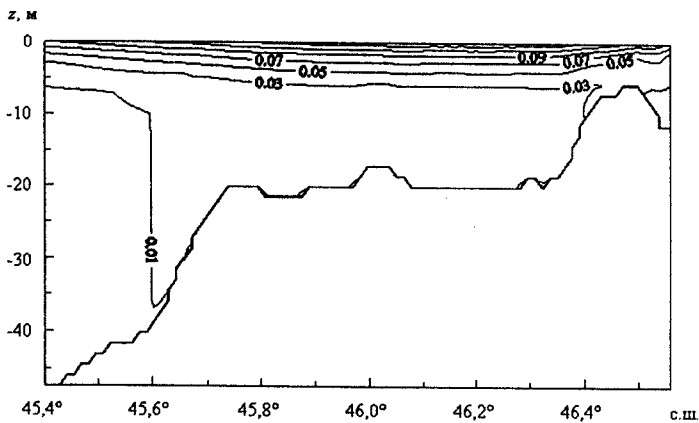
где  $W$ ,  $\theta$  — модуль и направление скорости ветра, отсчитываемое от положительного направления оси  $x$  против часовой стрелки;  $W_0$  — максимальное значение  $W$ ;  $\hat{x} = \hat{x}(t)$ ,  $\hat{y} = \hat{y}(t)$  — координаты центра циклона. Атмосферное возмущение имеет основание радиуса  $R = 300$  км [1]. Максимальная скорость ветра  $W_0$  составляет 25 м/с. В начальный момент времени  $t = 0$  (отсчет времени ведется от начала движения циклона) атмосферное возмущение находится за пределами моря и движения жидкости отсутствуют. По мере своего перемещения циклон пересекает СЗШ с запада на восток со скоростью 15 м/с (рис. 1). Здесь траектория движения центра атмосферного образования показана штриховой линией, на которой отмечены его положения в некоторые моменты времени. При  $t = 9$  ч над акваторией расположена передняя часть циклона и преобладающими являются ветры южных румбов. С 11 до 12 ч над северо-западной частью Черного моря находится центр возмущения, создавая характерное для циклона круговое поле ветра. В момент времени  $t = 14$  ч центр циклонического образования выходит на сушу и над центральной частью акватории преобладает северный ветер, а в Каркинитском заливе он имеет восточное направление. При  $t = 16$  ч ветровое поле циклона уже практически не оказывает влияния на поверхность моря, полностью затухая по всей акватории к 20 ч.



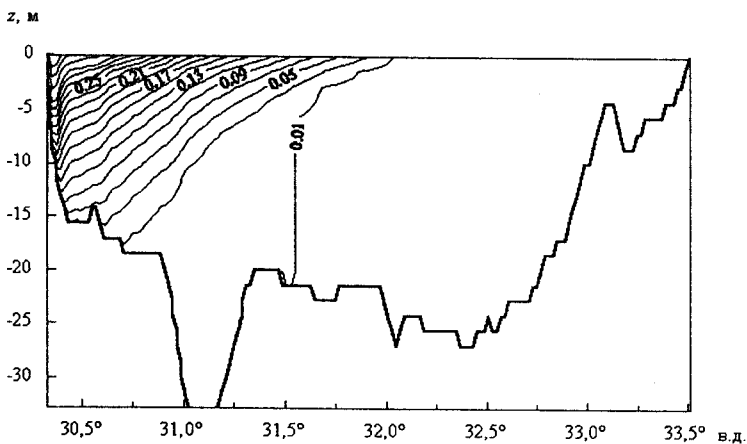
Р и с. 1. Северо-западный шельф Черного моря с изобатами (м), траектория движения циклона (штриховая линия) и расположение разрезов (штрихпунктирные линии)



а



б



в

Р и с. 2. Уровень моря (а) и распределение по вертикали модуля горизонтальной скорости (м/с) на меридиональном (б) и широтном (в) разрезах при  $t = 9$  ч



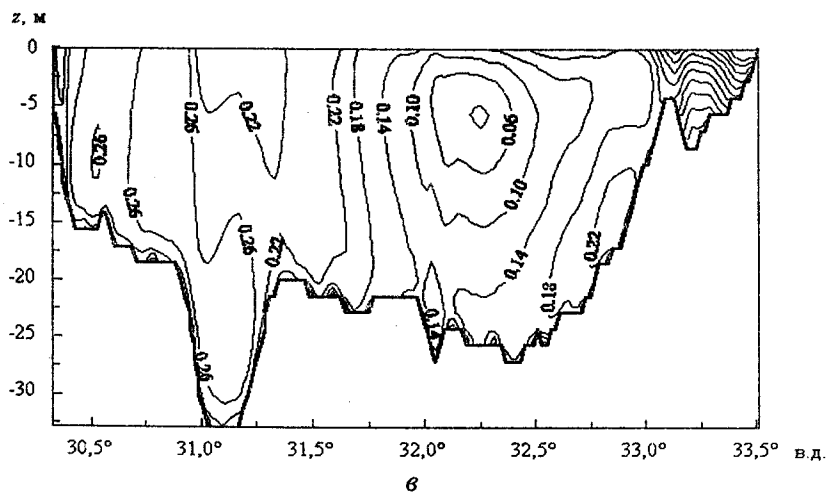
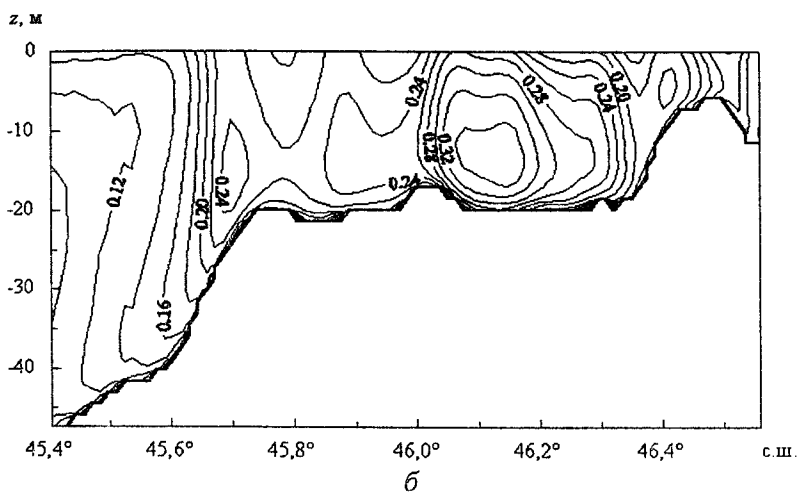
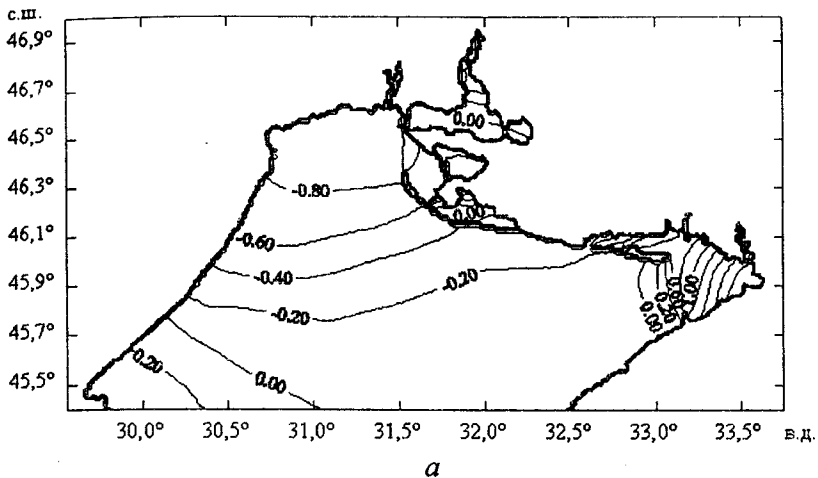
3.1. Исследуем вначале эволюцию с течением времени поля уровня моря. В соответствии с характером его изменений будем рассматривать три района СЗШ: открытую часть; Днепро-Бугский лиман, Егорлыцкий и Тендровский заливы; Каркинитский и Джарылгачский заливы.

В открытой части СЗШ заметное влияние циклона на уровень моря начинает проявляться при  $t \geq 9$  ч (рис. 2, а). На юго-западе возникает область понижения уровня (0,1 м), обусловленная воздействием дующего от берега западного ветра. Напротив, в северной части образуется подъем (0,15 м), вызванный южным ветром. Дальнейшее продвижение циклона ( $11 \text{ ч} \leq t \leq 12 \text{ ч}$ ) приводит к расширению в восточном направлении области минимумов (рис. 3, а). Понижения уровня у юго-западного побережья достигают 0,5 м, а наиболее существенные подъемы в северной части акватории составляют 0,7 м. При  $t > 12$  ч центр циклона достигает восточного побережья и акватория СЗШ оказывается под влиянием его тыловой части. Это приводит к тому, что на севере начинают преобладать северные и северо-восточные ветры, а в центре акватории и в районе Каркинитского залива — западные и юго-западные. Такая смена ветрового режима приводит к перестройке поля уровня. Теперь начинают образовываться области понижения на севере акватории и повышения — на юге и юго-востоке.

Днепро-Бугский лиман, а также Егорлыцкий и Тендровский заливы имеют размеры, много меньшие диаметра циклона, и к тому же они достаточно сильно изолированы от открытой части СЗШ. Поэтому реакция уровня на прохождение циклона здесь во многом напоминает реакцию уровня в замкнутых бассейнах на действие однородного по пространству ветра [9]. Под действием ветра происходит понижение у подветренных берегов и повышение — у наветренных. Поле уровня при этом по виду напоминает одноузловую сейшу. Ориентация изолиний почти перпендикулярна локальному направлению ветра. При  $11 \text{ ч} \leq t \leq 12 \text{ ч}$  размах колебаний в этих областях максимален и достигает 2 м.

Наиболее существенные колебания в Каркинитском заливе возникают между 14 и 16 ч (рис. 4, а). Максимальные нагоны в вершине залива превышают 1 м. Заметно усиление колебаний в районе Бакальской банки (глубина 3 м), которая расположена между узкой восточной и широкой западной частями залива.

3.2. Перейдем теперь к анализу изменений с течением времени распределения модуля горизонтальной скорости ( $|U| = \sqrt{u^2 + v^2}$ ) по глубине на двух вертикальных разрезах (штрихпунктирные линии на рис. 1). Первый, параллельный траектории движения циклона, проходит вдоль  $45,90^\circ$  с.ш. от западного берега рассматриваемой акватории до восточного. Здесь преобладают глубины 20 – 25 м. Однако между  $31,00$  и  $31,20^\circ$  в.д. имеет место резкое опускание дна до 33 м, а между  $32,50$  и  $33,10^\circ$  в.д. — подъем до 3 м (Бакальская банка). Второй разрез перпендикулярен траектории циклона и пересекает северо-западную часть Черного моря по  $31,33^\circ$  в.д. При удалении от его южной границы глубина быстро уменьшается от 50 до 20 м, мало изменяется в центральной области, а над поднятием дна у северной границы (Одесская банка) составляет 7 м.



Р и с. 4. Уровень моря (а) и распределение по вертикали модуля горизонтальной скорости (м/с) на меридиональном (б) и широтном (в) разрезах при  $t = 15$  ч

Пока возмущения в водной среде не достигли дна, распределение модуля горизонтальной скорости по вертикали определяется преимущественно положением циклона над акваторией и продолжительностью его воздействия на свободную поверхность. В меридиональных направлениях изолинии скорости почти параллельны оси  $y$ . По мере перемещения атмосферного образования глубина их залегания увеличивается, что указывает на проникновение движения в нижние слои жидкости. На широтном разрезе изолинии горизонтальной скорости близки к прямым, составляющим одинаковый угол с осью  $x$ .

Влияние профиля дна вначале становится заметным на западе, поскольку именно там возмущения, создаваемые циклоном, раньше достигают дна. Над районами резкого изменения глубины изолинии скорости искривляются и приобретают почти вертикальные участки, что является показателем увеличения горизонтальных градиентов.

На меридиональном разрезе области горизонтальных градиентов начинают проявляться примерно в 9 ч. Рассмотрим подробно динамическую ситуацию, соответствующую данному моменту времени (рис. 2, б). Модуль горизонтальной скорости достигает максимальных значений (0,14 м/с) в приповерхностном слое. Там изолинии еще остаются практически параллельными оси  $y$ . Ниже величины  $|U|$  уменьшаются, а линии равных значений 0,01 и 0,02 – 0,04 м/с почти отвесно приближаются ко дну соответственно у южного и северного районов резкого перепада глубин. Вдоль широтного разреза (рис. 2, в) воздействие циклонического образования на поверхности моря прослеживается уже до 32,00° в.д., в то время как на глубине 10 м волновые возмущения едва достигли 31,50° в.д. Движения с максимальными значениями модуля вектора горизонтальной скорости (до 0,44 м/с) сосредоточены на западе в поверхностном слое. Что касается вертикального распределения, то из ряда параллельных друг другу изолиний выделяются те, которые соответствуют значениям 0,01 – 0,03 м/с. Они проходят в непосредственной близости от самого глубокого участка и в силу этого отклоняются от общего направления в сторону дна.

К 11 ч уже вся акватория охвачена движением. На обоих разрезах над поднятиями дна изолинии значительно сближаются и несколько заглубляются. Таким образом, скорость жидкости над поднятием больше, чем на соответствующем горизонте за его пределами. Над самой глубокой частью широтного разреза изолинии, наоборот, отдаляются друг от друга и выгибаются в сторону свободной поверхности.

Поскольку передача энергии от атмосферного образования водной среде еще продолжается, величины горизонтальной скорости увеличиваются и достигают наибольших значений за все время перемещения циклона в 12 – 13 ч. Основные черты ее пространственного распределения при этом остаются неизменными (рис. 3, б, в). В северной части меридионального разреза перед Одесской банкой изолинии из придонной области сильно выгибаются вверх. В результате этого вблизи свободной поверхности возникают большие вертикальные градиенты  $|U|$ , а в основной толще воды горизонтальная скорость меняется слабо.

К 15 ч центр циклона достигает восточного побережья СЗШ и выходит на сушу. Преобладающие до этого над акваторией южные и юго-западные

ветры сменяются на северные и северо-восточные. На плоскостях разрезов выделяются области, ограниченные замкнутыми изолиниями, и участки с большими горизонтальными градиентами, где изолинии расположены практически вертикально (рис. 4, б, в). При этом в целом величины модуля вектора горизонтальной скорости становятся меньше (до 0,35 м/с), а области максимумов  $|U|$  смещаются от поверхности в глубь жидкости, где их положение согласуется с участками резкого изменения профиля дна.

На меридиональном разрезе величины горизонтальной скорости нарастают в направлении с юга на север, изолинии при этом сначала расположены вертикально, что говорит о равенстве значений  $|U|$  от свободной поверхности до дна. После 45,70° с.ш. изолинии в толще жидкости становятся замкнутыми, то есть происходит локализация областей с определенными скоростными режимами. На данном разрезе наиболее существенные пространственные размеры такая область имеет в районе 46,10° с.ш., перед Одесской банкой.

На широтном разрезе зоны больших и малых скоростей сменяют друг друга. Так,  $|U|$  достигает 0,20 м/с у западного и 0,50 м/с — у восточного берегов, а между ними убывает до 0,02 м/с на 32,25° в.д.

По мере ухода циклона с акватории моря максимальные значения  $|U|$  уменьшаются и к 19 ч не превосходят 0,20 м/с. С течением времени изолинии на разрезах остаются преимущественно вертикальными, замкнутых линий становится гораздо меньше. Области наибольших значений  $|U|$  вновь смещаются из толщи жидкости в приповерхностный слой, но их привязка к местам со сложным рельефом дна не изменяется.

**Заключение.** Результаты проведенного выше численного моделирования позволяют сделать следующие выводы:

— перемещение над северо-западным шельфом Черного моря западного циклона (скорость движения 15 м/с, скорость ветра в центре 25 м/с) сопровождается возникновением областей значительных подъемов и опусканий уровня моря с амплитудами 0,5 – 0,7 м в открытой части акватории и 1,5 – 2 м — в заливах и эстуариях;

— вид и расположение указанных областей определяются положением циклона. Воздействие на акваторию СЗШ его передней или центральной частей приводит к понижению уровня на юге и в центре и к повышению — на севере. Когда над СЗШ располагается тыловая часть циклона, на юге и в центре региона возникает подъем уровня, а на севере — опускание. При этом в Каркинитском заливе возникают существенные локальные изменения уровня, связанные с поднятием дна (Бакальская банка), играющим роль барьера между узкой восточной и широкой западной частями залива;

— на начальном этапе перемещения циклона ( $t < 9$  ч, отсчет времени ведется с момента захода циклонического образования на акваторию моря) распределение модуля горизонтальной скорости по вертикали вдоль меридионального разреза (31,33° в.д.) практически одинаково на всем его протя-

жении. На широтном разрезе ( $45,90^\circ$  с.ш.) прослеживается уменьшение глубины проникновения волновых возмущений с запада на восток;

— на следующих этапах воздействия атмосферного образования на водную среду ( $9 \text{ ч} < t < 13 \text{ ч}$ ) над районами резкого изменения профиля дна возникают области больших горизонтальных градиентов скорости. Над поднятиями дна имеют место движения с большими скоростями, а над опусканиями — с меньшими, чем на тех же горизонтах вне неровностей дна;

— на этапе выхода циклонического возмущения с экватории моря ( $t > 13 \text{ ч}$ ) над неоднородностями дна происходит локализация областей, каждой из которых присущи свои особенности изменения скорости с течением времени.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Коновалов А.В., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* Математическое моделирование сгонно-нагонных колебаний в Черном море // Доповіді НАН України. — 1999. — № 5. — С. 137 – 141.
2. *Еремеев В.Н., Коновалов А.В., Черкесов Л.В.* Моделирование длинных баротропных волн в Черном море, вызываемых движущимися барическими возмущениями // Океанология. — 1996. — 36, № 2. — С. 218 – 225.
3. *Черкесов Л.В.* Основы динамики несжимаемой жидкости. — Киев: Наук. думка, 1984. — 168 с.
4. *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. — 16. — P. 144 – 150.
5. *Blumberg A.F.* A primer for ECOMSED. Version 1.3. — Mahwah, New Jersey: HydroQual, Inc. — 2002. — 188 p.
6. *Burchard H.* Applied turbulence modeling in marine waters. Lecture Notes in Earth Sciences. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2002. — 100. — 215 p.
7. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with primitive equations, I. The basic experiment // Mon. Weath. Rev. — 1963. — 91. — P. 99 – 164.
8. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of three-dimensional coastal ocean circulation model in three-dimensional coast ocean models // Coas. and Estuar. Sci. — 1987. — 4. — P. 1 – 16.
9. *Фомин В.В.* Численная модель циркуляции вод Азовского моря // Труды УкрНИГМИ. — 2002. — Вып. 249. — С. 246 – 255.
10. *Sweby P. K.* High resolution schemes using flux limiters for hyperbolic conservation laws // Soc. Industr. Appl. Math., J. Numer. Analys. — 1984. — 21. — P. 995 – 1011.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
Морское отделение Украинского научно-исследовательского  
гидрометеорологического института,  
Севастополь

Материал поступил  
в редакцию 04.09.03

**ABSTRACT** Wave fields generated by the atmospheric disturbances of a cyclone type on the Black Sea northwestern shelf are studied using the  $\sigma$ -coordinate model. The problem is solved in the hydrostatic approximation with regard to non-linearity and turbulent viscosity. To improve the model space resolution, the procedure of the enclosed grids is realized. The cyclone effect is shown to result in arising of the areas of significant storm surges whose shapes and locations reflect the wind situation. In the beginning the vertical structure of the wave currents depends only on the atmospheric disturbance location above the sea water area and with time starts to reflect the bottom profile peculiarities.