

УДК 561.46

© В. В. Фомин¹, Е. М. Лемешко², Д. И. Лазоренко¹

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь

²Черноморский гидрофизический полигон РАН, Крым, пгт. Кацивели
fomin.dntmm@gmail.com

МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ НАВОДНЕНИЙ В ДЕЛЬТЕ РЕКИ КУБАНЬ

Статья поступила в редакцию 25.11.2017, после доработки 25.01.2018.

С использованием совместной численной модели ADCIRC+SWAN исследован механизм наводнений в дельте реки Кубань, вызванных подъемом уровня Азовского моря вследствие атмосферных воздействий. Численная модель реализована на неструктурированной расчетной сетке высокого пространственного разрешения, включающей дельту Кубани, Азовское море и Керченский пролив. В качестве атмосферного форсинга использовались: однородный по пространству ветер разных градаций скорости и направления; модельный циклон, перемещающийся по зональной траектории через центр Азовского моря с разной скоростью. Установлено, что процесс затопления дельты Кубани имеет две характерные особенности: наиболее опасным для затопления дельты является ветер северо-западного направления; интенсивное затопление дельты происходит лишь при скоростях нагонного ветра превышающих 20 м/с. Скорость перемещения циклона оказывает существенное влияние на площадь затопления дельты Кубани. Более медленные циклоны вызывают более значительные подъемы уровня воды на морской границе дельты, что приводит к ее более интенсивному затоплению. При скоростях перемещения циклона 7 м/с и менее затопляется более трети территории дельты. Показано, что для возникновения наводнений в дельте Кубани необходим более сильный ветер по сравнению с дельтой Дона.

Ключевые слова: Азовское море, дельта Кубани, штормовые нагоны, морские наводнения, численное моделирование, неструктурированные сетки, ADCIRC+SWAN.

V. V. Fomin¹, E. M. Lemeshko², D. I. Lazorenko¹

¹Marine Hydrophysical Institute RAS, Crimea, Sevastopol

²Black Sea Hydrophysical Polygon RAS, Crimea, Katsiveli

MODELING OF MARINE INUNDATIONS IN THE KUBAN RIVER DELTA

Received 25.11.2017, in final form 25.01.2018.

The flooding mechanism in the Kuban River Delta, caused by the rise of the level of the Sea of Azov due to atmospheric impact, was investigated with the use of the tightly-coupling numerical model ADCIRC+SWAN. The aforesaid model is implemented on an unstructured mesh with high spatial resolution, including the Kuban Delta, the Sea of Azov, and the Kerch Strait. As an atmospheric forcing, the following items were used – wind of different gradations of speed and direction, uniform in space; a single cyclone moving along a zonal trajectory through the center of the Azov Sea at different speeds. It is established that the flooding of the Kuban Delta has two characteristic features: the north-west wind is the most dangerous one for flooding the delta; the intensive delta flooding occurs only at a wind speed exceeding 20 m/s. The cyclone translation speed has a significant impact on the flooding area of the Kuban Delta. The slower cyclones cause more significant water level rise at the delta sea boundary, which leads to its more intensive flooding. At cyclone translation speeds of 7 m/s and less, more than a third of the delta area is flooded. It is shown that the floods in the Kuban Delta shall be caused by a stronger wind in comparison with the Don Delta.

Key words: Sea of Azov, Kuban Delta, storm surges, marine floods, numerical modeling, unstructured mesh, ADCIRC+SWAN.

Ссылка для цитирования: Фомин В. В., Лемешко Е. М., Лазоренко Д. И. Моделирование морских наводнений в дельте реки Кубань // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11, № 1. С. 52—62.

For citation: Fomin V. V., Lemeshko E. M., Lazorenko D. I. Modeling of marine inundations in the Kuban river delta. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Gidrofizika*. 2018, 11, 1, 52—62.

DOI: 10.7868/S2073667318010069

Исследование морских наводнений, вызванных подъемом уровня моря вследствие атмосферных воздействий, актуально для мелководных морских акваторий и низменных участков дельт рек. Морские наводнения приводят к разрушению прибрежной инфраструктуры, размыву берегов, затоплению и заболачиванию побережий, ухудшению плодородия почв, затруднению хозяйственного использования территорий. Изучение морских наводнений имеет важное значение и для побережья Азовского моря [1, 2], где таким наводнениям подвержены дельты рек Дон и Кубань. В работах [3—5] выполнено численное моделирование штормовых нагонов и ветрового волнения в Таганрогском заливе и проанализированы механизмы затопления дельты Дона. Показано, что наиболее интенсивное затопление дельты Дона возникает при юго-западном направлении ветра. Процесс затопления дельты начинается при скоростях ветра не менее 15 м/с, а учет взаимодействия штормового нагона и ветрового волнения дает заметное приращение площади затопления дельты.

Представляет интерес исследование механизмов затопления и для дельты Кубани. Следует отметить, что моделирование морских наводнений для этого района является практически более сложной задачей по сравнению с моделированием морских наводнений в дельте Дона. Прежде всего, это связано с большой площадью дельты Кубани и наличием внутренних водоемов. Морские наводнения в районе дельты Кубани возникают реже стоковых и заторных наводнений, однако их последствия могут быть катастрофическими. Стоковые наводнения связаны с очень большим расходом воды в реке и ее дельтовых рукавах. Заторные наводнения вызваны значительным сопротивлением, которое оказывают заторы на водный поток в реке и рукавах. Последнее катастрофическое наводнение в дельте Кубани, вызванное сильным штормовым нагоном в юго-восточной части Азовского моря, произошло в октябре 1969 г. Его последствия подробно описаны в работе [6].

Численная модель. Для исследования морских наводнений в дельты реки Кубань используется совместная численная модель ADCIRC + SWAN [7], которая объединяет две модели: Advanced Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries (ADCIRC) [8, 9] и Simulation Waves Nearshore (SWAN) [10, 11]. Обе модели широко применяются для расчета штормовых нагонов и ветрового волнения соответственно.

Исходные уравнения модели ADCIRC для осредненных по глубине характеристик имеют вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g \frac{\partial}{\partial x} \left[\eta + \frac{P_A}{g\rho_0} \right] + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_0 H} + \frac{M_x - D_x}{H}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g \frac{\partial}{\partial y} \left[\eta + \frac{P_A}{g\rho_0} \right] + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_0 H} + \frac{M_y - D_y}{H}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial J_x}{\partial x} + \frac{\partial J_y}{\partial y} - Q_x \frac{\partial \tau_0}{\partial x} - Q_y \frac{\partial \tau_0}{\partial y} = 0, \quad (3)$$

$$\tau_{sx} = \tau_{sx,wind} + \tau_{sx,wave}, \quad \tau_{sy} = \tau_{sy,wind} + \tau_{sy,wave}, \quad (4)$$

$$\tau_{bx} = \rho_0 C_d U \sqrt{U^2 + V^2}, \quad \tau_{sy,wind} = \rho_a C_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}, \quad (5)$$

$$\tau_{bx} = \rho_0 C_d U \sqrt{U^2 + V^2}, \quad \tau_{by} = \rho_0 C_d V \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (6)$$

$$J_x = -Q_x \frac{\partial U}{\partial x} - Q_y \frac{\partial U}{\partial y} + fQ_y - \frac{g}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial x} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_A}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_0} + (M_x - D_x) + \tau_0 Q_x + U \frac{\partial \eta}{\partial t} - gH \frac{\partial \eta}{\partial x},$$

$$J_y = -Q_x \frac{\partial V}{\partial x} - Q_y \frac{\partial V}{\partial y} - fQ_x - \frac{g}{2} \frac{\partial \eta^2}{\partial y} - \frac{H}{\rho_0} \frac{\partial P_A}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_0} + (M_y - D_y) + \tau_0 Q_y + V \frac{\partial \eta}{\partial t} - gH \frac{\partial \eta}{\partial y},$$

где x, y, t — горизонтальные координаты и время; U, V — средние по глубине компоненты вектора скорости течений по осям x и y соответственно; $H = h + \eta$ — полная (динамическая) глубина бассейна; h — рельеф дна и суши; η — отклонение свободной поверхности моря от невозмущенного состояния; $Q_x = UH, Q_y = VH$ — компоненты вектора полных потоков; f — параметр Кориолиса; g — ускорение силы тяжести; P_A — атмосферное давление; ρ_0 — средняя плотность морской воды; $M_x = A_h \Delta Q_x, M_y = A_h \Delta Q_y$ — компоненты горизонтальной турбулентной вязкости, A_h — коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, Δ — оператор Лапласа по переменным x, y ; D_x, D_y — слагаемые, полученные

в результате дифференциальных преобразований исходной системы уравнений [13]; τ_{bx}, τ_{by} — компоненты напряжений донного трения; $(\tau_{sx, wind}, \tau_{sy, wind})$ и $(\tau_{sx, wave}, \tau_{sy, wave})$ — компоненты напряжений трения, обусловленные ветром и волнами соответственно; ρ_a — плотность воздуха; W_x, W_y — компоненты вектора скорости ветра; $C_a = 0.001 \left(0.75 + 0.067 \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \right)$ — коэффициент поверхностного трения; $C_d = gn^2 / H^{1/3}$ — коэффициент донного трения, n — параметр шероховатости Маннинга.

Уравнение неразрывности (3) представлено в виде обобщенного волнового уравнения [9, 12], где τ_0 — неотрицательный параметр, влияющий на фазовые характеристики и устойчивость численного алгоритма. Построенный с использованием (3) численный алгоритм решения системы (1)–(6) эффективно подавляет коротковолновый шум без использования искусственной вязкости и без искажения характеристик длинноволнового участка спектра. Волновое уравнение (3) получается следующим образом. Исходное уравнение неразрывности записывается в эквивалентном виде

$$\frac{\partial G}{\partial t} + \tau_0 G = 0, \quad (7)$$

где $G = \partial \eta / \partial t + \partial Q_x / \partial x + \partial Q_y / \partial y$. Уравнение (7) можно записать следующим образом:

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + \tau_0 \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial Q_y}{\partial t} \right) + \tau_0 \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right) = 0. \quad (8)$$

Выражения для производных $\partial Q_x / \partial t$ и $\partial Q_y / \partial t$ находятся из уравнений (1), (2), умноженных на H . Далее после некоторых дифференциальных преобразований уравнение (8) приводится к виду (3).

В модели SWAN используется концепция частотно-углового спектра $E(x, y, t, \phi, \sigma)$, где ϕ, σ — угловая и частотная переменные. Эволюционное уравнение для определения спектральной плотности волнового действия $N = E / \sigma$ имеет вид

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(c_x + U)N] + \frac{\partial}{\partial y} [(c_y + V)N] + \frac{\partial}{\partial \phi} (c_\phi N) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (c_\sigma N) = \frac{G}{\sigma}, \quad (9)$$

где $c_x, c_y, c_\phi, c_\sigma$ — компоненты скорости переноса волновой энергии, определяемые на основе метода геометрической оптики [10]. Правая часть уравнения (9) описывает источники и стоки волновой энергии, а также ее перераспределение между спектральными гармониками [10].

В уравнение (9) входит скорость ветра, скорость течений и динамическая глубина моря из ADCIRC. В свою очередь, в уравнения модели ADCIRC включены волновые напряжения $(\tau_{sx, wave}, \tau_{sy, wave})$ из SWAN в виде:

$$\tau_{sx, waves} = -\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}, \quad \tau_{sy, waves} = -\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial S_{yy}}{\partial y},$$

где S_{xx}, S_{xy}, S_{yy} — компоненты тензора радиационных напряжений [7].

Для параметризации донного трения в SWAN применяется метод Гранта—Мадсена [13]. При этом масштаб шероховатости дна k_N согласован с донным трением в модели ADCIRC с помощью соотношения [14]:

$$k_N = 30H \exp \left[- \left(1 + 0.4 \frac{H^{1/6}}{n\sqrt{g}} \right) \right].$$

Программные коды ADCIRC и SWAN выполняются последовательно на одной и той же сетке, используют один и тот же набор процессоров. В обеих моделях применяется интерфейс передачи сообщений Message Passing Interface (MPI), что дает возможность использовать параллельные вычисления.

Численные эксперименты и обсуждение результатов. Для численного моделирования полей течений, уровня моря и ветровых волн использовалась неструктурированная расчетная сетка из 179 500 узлов, включающая дельту Кубани, Азовское море и Керченский пролив. Границы расчетной области показаны на рис. 1. Для построения сетки использовались крупномасштабные навигационные карты и данные топографии суши NASA. Морская и речная границы дельты Кубани определялись на основе данных сервиса Google Earth. На южной жидкой границе Керченского пролива ставилось условие свободного прохождения. Поскольку в настоящей работе исследовались только морские наводнения,



Рис. 1. Граница расчетной области.

Fig. 1. Boundary of the computation area.

то речной сток не учитывался. Фрагмент расчетной сетки, включающий исследуемый район, показан на рис. 2. Выбор восточной граница этого района определялся с учетом карты из работы [6], показывающей границы зон затопления дельты Кубани в период катастрофического нагона 28—29 октября 1969 г., а также на основании результатов предварительных численных экспериментов.

Шаги интегрирования по времени в ADCIRC и SWAN составляли 1 и 600 с соответственно. Столь малый шаг интегрирования в модели ADCIRC обусловлен малыми размерами расчетных ячеек в районе дельты и необходимостью моделирования процессов затопления-осушения. В модели ADCIRC

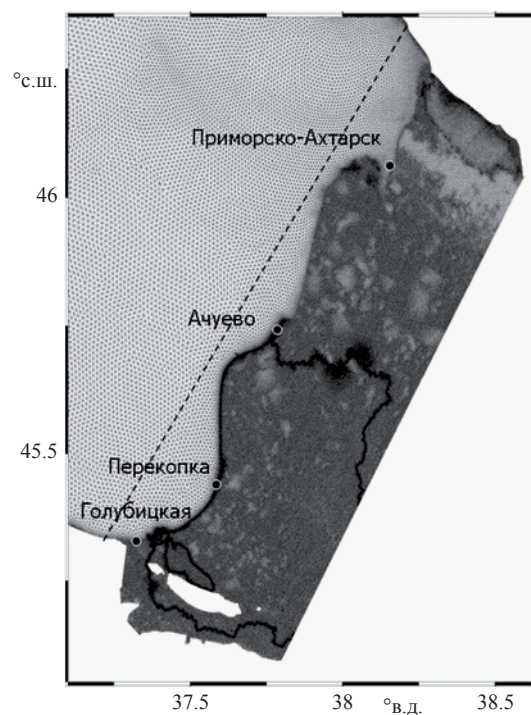


Рис. 2. Фрагмент расчетной сетки, включающий дельту Кубани. Пунктиром показана мористая граница области, для которой определялись показатель затопления и средний уровень моря.

Fig. 2. Fragment of the computational grid with the Kuban River Delta. The dashed line shows the marine boundary of the region for which the flooding index was determined and mean sea level.

параметр τ_0 задавался в виде: $\tau_0 = 0.03 + 1.5C_d \sqrt{U^2 + V^2} / H$. Использовались следующие значения параметра Маннинга: $n = 0.025 \text{ с/м}^{1/3}$ — для морского дна; $n = 0.1 \text{ с/м}^{1/3}$ — для суши. Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости $A_h = 10 \text{ м}^2/\text{с}$. Угловое разрешение в модели SWAN принималось равным 10° . По частотной координате использовалась сетка с 40 узлами в диапазоне частот 0.03—1.4 Гц.

Используемый в ADCIRC алгоритм затопления-осушения имеет два настроечных параметра: $H_{\min}$ — глубина моря, при которой расчетная ячейка считается «сухой» и не используется в вычислениях; $U_{\min}$ — пороговое значение скорости течений, при котором ячейка «открывается» для заполнения. С учетом рекомендаций работы [15], параметры $H_{\min}$ и $U_{\min}$ принимались равными 0.1 м и 0.01 м/с соответственно. При практическом использовании алгоритма затопления-осушения возникают определенные проблемы. Так вычислительный шум в поле скорости в совокупности с малыми градиентами рельефа дна и суши могут приводить к лавинообразному затоплению большого числа ячеек сетки. Для ослабления этого эффекта применялся практический прием, заключающийся в добавлении к рельефу суши небольшого случайного шума величиной 0.1 м.

Однородный по пространству ветер заданного направления. Перейдем к рассмотрению результатов численного моделирования штормовых нагонов в юго-восточной части Азовского моря, вызываемых однородным по пространству ветром $W(t)$, имеющим направление θ . Расчеты проводилось с нулевыми начальными условиями. Предполагалось, что при $t > 0$ на поверхность акватории Азовского моря начинает действовать ветер, скорость которого за 6 ч линейно возрастает от 0 до своего максимального значения W_0 и далее остается неизменной. Общее время интегрирования составляло 24 ч. Такая длительность действия ветра выбрана из тех соображений, что при катастрофическом наводнении в октябре 1969 г. штормовой нагон действовал в течение 15—18 ч [6].

Для количественной оценки изменения во времени площади затопления дельты Кубани использовался показатель затопления [3, 4]:

$$FI(t) = \left(1 - \frac{s(t)}{s(0)} \right) \cdot 100 \%. \quad (10)$$

В этой формуле $s(t) = \iint_{\Omega} \delta_d(x, y, t) dx dy$ — площадь суши в момент времени t ; $\delta_d(x, y, t) = \begin{cases} 1, & H(x, y, t) \leq H_{\min} \\ 0, & H(x, y, t) > H_{\min} \end{cases}$ — весовая функция, отличная от нуля в «сухих» ячейках расчетной сетки. Здесь интегрирование проводится по области Ω , включающую дельту Кубани. Мористая граница области Ω показана на рис. 2 штриховой линией. Показатель FI дает в процентном выражении изменение во времени суммы площадей всех участков суши, расположенных в дельте. Из формулы (10) следует, что при осушении дельты $s(t) > s(0)$ и FI принимает отрицательные значения.

Вначале была выполнена серия численных экспериментов для скорости ветра $W_0 = 22.5 \text{ м/с}$. Рассматривались следующие направления ветра θ : 0, 22, 270, 293, 315, 330, 337°. Соответствующие графики функции FI приведены на рис. 3 (цифры у кривых — значения θ в градусах). Как видно, с течением времени для всех направлений ветра, за исключением $\theta = 0$ и 22° , происходит монотонное увеличение площади затопления дельты. Отчетливо прослеживается зависимость площади затопления дельты от направления ветра. Два наибольших значения $FI > 10 \%$ при $t = 24 \text{ ч}$ соответствуют направлениям ветра $\theta = 293^\circ$ и 315° . Таким образом, наиболее опасные штормовые нагоны возникают именно при этих значениях θ , поскольку ветер имеет максимальный разгон и направлен по нормали к преобладающей ориентации береговой линии юго-восточного побережья Азовского моря.

Далее для северо-западного направления ветра ($\theta = 315^\circ$) были выполнены расчеты, в которых максимум скорости ветра W_0 варьировался от 15 до 30 м/с. Результаты расчетов показали, что при $W_0 < 20 \text{ м/с}$ заметного затопления дельты не происходит. Зависимости FI от времени для $W_0 \geq 20 \text{ м/с}$ показаны на рис. 3 сплошными кривыми (цифры у кривых — значения W_0 в м/с). Как видно, с увеличением максимума скорости ветра площадь затопления возрастает. При этом зависимости $FI(t)$ близки к линейным функциям. Для $W_0 = 22.5 \text{ м/с}$ площадь затопления составляет 14 %. Дальнейшее увеличение W_0 на 5 м/с приводит к увеличению площади затопления до 45 %. При $W_0 = 30 \text{ м/с}$ затопленной оказывается более 70 % территории дельты.

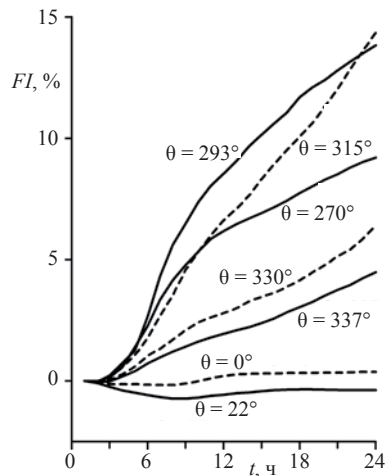


Рис. 3. Зависимость от времени показателя затопления дельты реки Кубань FI (%) для разных направлений ветра θ при $W_0 = 22.5$ м/с.

Fig. 3. Time dependence of the flooding index FI (%) of the Kuban River Delta for different wind directions θ at $W_0 = 22.5$ m/s.

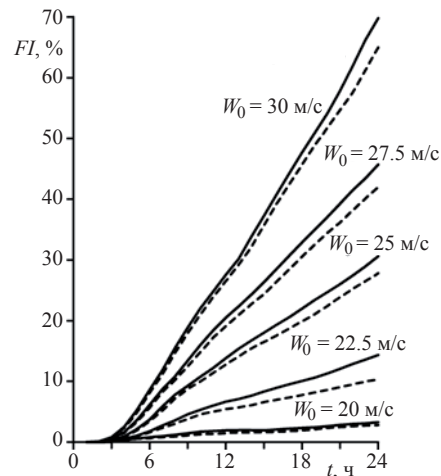


Рис. 4. Зависимость от времени показателя затопления дельты реки Кубань FI (%) при северо-западном ветре для различных значений скорости ветра W_0 . Сплошные кривые — с учетом связей между ADCIRC и SWAN; пунктирные кривые — без учета этих связей.

Fig. 4. Time dependence of the flooding index FI (%) of the Kuban River Delta for the northwestern wind for different wind speeds W_0 . Solid curves correspond to the links between ADCIRC and SWAN being taken into account; dashed curves correspond to the case without regard for these links.

На рис. 4 пунктирными кривыми показаны значения FI , соответствующие расчетам с отключенными связями между моделями ADCIRC и SWAN. При такой конфигурации механизмы взаимодействия между штормовыми нагонами и ветровым волнением не учитывались. Сопоставление сплошных и пунктирных кривых, учет механизмов взаимодействий ускоряет процесс затопления и увеличивает площадь затопления дельты. При $t = 24$ ч это увеличение составляет ~ 3 — 5 %. Отсюда можно сделать вывод, что вклад волновых напряжений в формирование поля уровня моря в рассматриваемом районе незначителен.

Однородный по пространству ветер с резкой сменой направления. Далее рассматривалась ситуация, когда однородный по пространству ветер резко меняет свое направление со сгонного на нагонное (по отношению к генеральному направлению береговой линии исследуемого района). Именно при такой смене ветра и произошло катастрофическое наводнение 28—29 октября 1969 г. Согласно [6], развитие этого наводнения определялось как большой скоростью ветра (30—35 м/с), так и быстрой сменой во времени его направления с юго-западного и южного на западное и северо-западное. Последнее обстоятельство способствовало концентрации больших масс воды в юго-восточной части Азовского моря и высокому подъему уровня в районе дельты Кубани.

Для моделирования указанной ситуации ветровое поле задавалось следующим образом (рис. 5, а). При $t \leq 6$ ч скорость ветра линейно увеличивалась от 0 до своего максимального значения W_0 и оставалась неизменной в интервале времени 6—32 ч. В течение следующих 4 часов скорость ветра линейно уменьшалась до 0 и оставалась таковой в течение следующих 36 часов. В первые 12 часов ветер имел южное направление ($\theta = 180^\circ$). За следующие 3 ч направление ветра сменилось на северо-западное ($\theta = 315^\circ$) и далее оставалось неизменным.

На рис. 6 приведены зависимости от времени показателя затопления дельты FI для различных значений максимума скорости ветра W_0 . Отсюда следует, что площадь затопления пропорциональна величине W_0 и при изменении W_0 в интервале 22.5—32.5 м/с она увеличивается с 10 до 80 %. В поведении кривых FI выделяется три фазы: незначительное осушение дельты при $t \leq 12$ ч вследствие сгонного ветра; быстрое увеличение площади затопления дельты в интервале времени 12—32 ч; незначительный рост площади затопления после уменьшения скорости ветра до нуля.

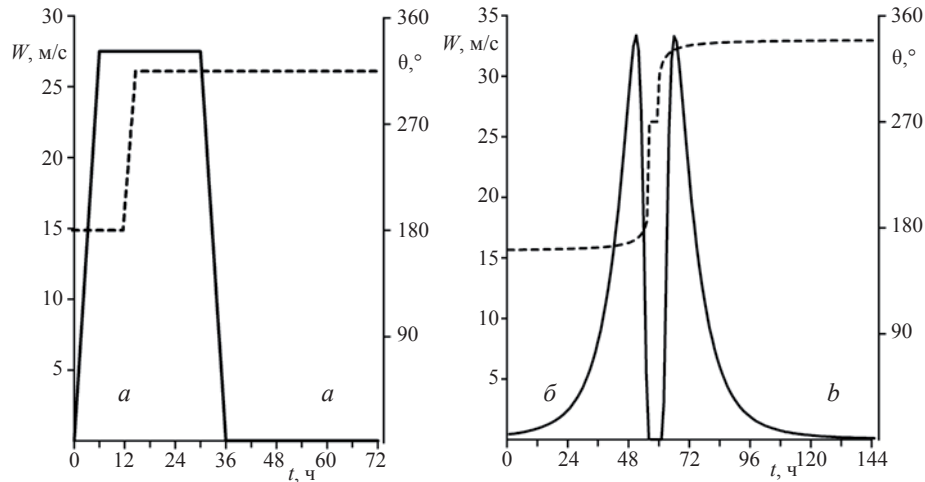


Рис. 5. Зависимость от времени скорости W (сплошная линия) и направления θ (пунктирная линия) ветра. a — однородный по пространству ветер при $W_0 = 27.5$ м/с; b — атмосферный циклон при $C = 3.5$ м/с в районе пункта Ачуево.

Fig. 5. Time dependence of the speed W (solid line) and direction of the wind θ (dashed line). a — wind uniform in space at $W_0 = 27.5$ m/s; b — atmospheric cyclone at $C = 3.5$ m/s near the Achuevo station.

Для оценки средних значений уровня воды в исследуемом районе использовался функционал вида:

$$L(t) = \frac{\iint_{\Omega} \eta(x, y, t) \cdot \delta_w(x, y, t) dx dy}{\iint_{\Omega} \delta_w(x, y, t) dx dy},$$

где $\delta_w(x, y, t) = \begin{cases} 0, & H(x, y, t) \leq H_{\min} \\ 1, & H(x, y, t) > H_{\min} \end{cases}$ — весовая функция, отличная от нуля в «затопленных» ячейках

расчетной сетки. Зависимости величины L от времени для различных значений максимума скорости ветра показаны на рис. 7. При сгонном ветре ($t \leq 12$ ч) понижение среднего уровня воды в районе дельты составляет 0.5—0.6 м. Сразу после возникновения нагонного ветра происходит рост среднего уровня. Пик штормового нагона приходится на интервал времени 29—32 ч и в зависимости от величины W_0 максимальное значение L составляет 1.1—2.7 м. После прекращения действия ветра происходит спад уровня на 35—65 % относительно пикового значения и далее ход уровня становится волнообразным.

В таблице для периода времени $0 \leq t \leq 72$ ч приведены величины максимального подъема уровня моря (max $\eta = 2.8$ м) для 4-х береговых пунктов юго-восточного побережья Азовского моря при различных значениях максимума скорости ветра W_0 . Положение пунктов показано на рис. 2. Как видно, увеличение W_0 от 22.5 до 32.5 м/с вызывает рост максимумов на 0.97—1.17 м. Наибольший подъем уровня моря (max $\eta = 2.8$ м) происходит в пунктах Перекопка и Приморско-Ахтарск.

Атмосферный циклон. В последнем цикле численных экспериментов исследовалось затопление дельты Кубани в случае, когда над Азовским морем распространяется атмосферный циклон. Скорость ветра в циклоне определялась по формуле градиентного ветра:

$$W_g = \left[\frac{r}{\rho_a} \frac{dP_A}{dr} + \left(\frac{fr}{2} \right)^2 \right]^{1/2} - \frac{fr}{2},$$

где $r = \sqrt{r_x^2 + r_y^2}$ — расстояние от центра циклона (x_c, y_c) до точки (x, y) , в которой определяется W_g ; $r_x = x - x_c$; $r_y = y - y_c$. Атмосферное давление задавалось выражением, предложенным Холландом [16, 17]:

$$P_A = P_C + \Delta P \exp \left[- (R/r)^B \right].$$

Здесь $P_C = 875$ гПа — атмосферное давление в центре циклона; $\Delta P = P_F - P_C$; $P_F = 1000$ гПа — фоновое атмосферное давление; $B = 2.5$ — геометрический параметр; $R = 100$ км — радиус, соответствующий

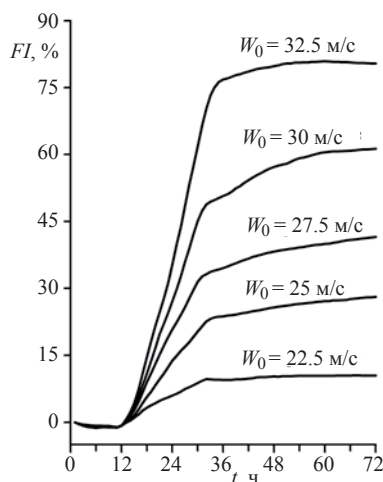


Рис. 6. Зависимость от времени показателя затопления дельты реки Кубань FI (%) при резкой смене направления ветра для разных значений W_0

Fig. 6. Time dependence of the flooding index FI (%) of the Kuban River Delta for a sharp change in wind direction for different values W_0 .

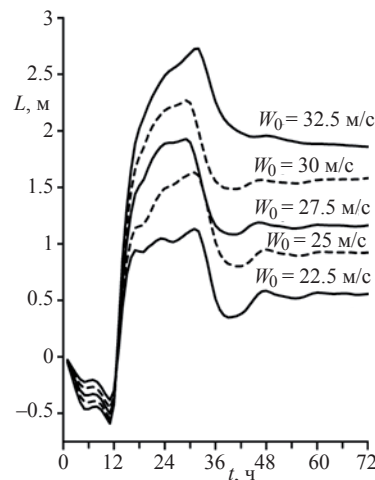


Рис. 7. Зависимость от времени среднего уровня воды L (м) в районе дельты реки Кубань при резкой смене направления ветра для разных значений W_0 .

Fig. 7. Time dependence of the mean water level L (m) in the Kuban River Delta for a sharp change in wind direction for different values W_0 .

Таблица

Максимальный подъем уровня моря (м) на береговых пунктах юго-восточного побережья Азовского моря при различных значениях максимума скорости ветра W_0

Table

The maximum rise of sea level (m) on the shore points of the southeastern coast of the Azov Sea for various values of the maximum wind speed W_0

Название пункта	Максимум скорости ветра W_0 , м/с				
	22.5	25.0	27.5	30.0	32.5
Голубицкая	1.51	1.75	1.99	2.23	2.49
Перекопка	1.71	1.98	2.25	2.52	2.79
Ачуево	1.32	1.57	1.80	2.04	2.29
Приморско-Ахтарск	1.64	1.93	2.23	2.51	2.81

максимуму скорости ветра в циклоне. Предполагалось, что направление ветра в приповерхностном слое атмосферы за счет трения отклоняется от касательных к изобарам на угол $\gamma = 20^\circ$ против часовой стрелки, а скорость приземного ветра меньше скорости градиентного ветра. С учетом этих допущений компоненты вектора скорости приземного ветра определялись при $\alpha = 90^\circ + \gamma$ и $\mu = 0,7$ следующим образом:

$$W_x = -\frac{\mu W_g}{r}(r_x \sin \alpha + r_y \cos \alpha), \quad W_y = \frac{\mu W_g}{r}(r_x \cos \alpha - r_y \sin \alpha).$$

Модельный циклон двигался с запада на восток по зональной траектории $x_c = x_0 + Ct$; $y_c = y_0$, где C — скорость перемещения циклона; $x_0 = 30.00^\circ$ в.д., $y_0 = 46.15^\circ$ с.ш. — координаты центра циклона при $t = 0$. Общее время интегрирования составляло 144 ч. Исследовалось влияние скорости перемещения циклона на механизм затопления дельты Кубани.

Характерные зависимости от времени скорости и направления ветра в циклоне при $C = 3.5$ м/с показаны на рис. 5, б. Имеется два максимума скорости ветра ($W = 33.4$ м/с) с минимумом между ними. Минимуму скорости соответствует смена направления ветра со сгонного на нагонное. Для других значений C кривые W и θ будут геометрически подобны тем, что показаны на рис. 5, б. С ростом

скорости перемещения циклона общее время его влияния на исследуемый район будет уменьшаться, а максимумы скорости ветра будут возникать раньше. Временной интервал между максимумами будет сокращаться, и смена направления ветра будет происходить быстрее.

Зависимости FI и L от времени для разных значений C приведены на рис. 8 и 9. Отсюда следует, что с увеличением скорости перемещения циклона от 3.5 до 14.0 м/с площадь затопления дельты уменьшается с 45 до 6 %, а максимальный подъем среднего уровня уменьшается с 1.62 до 1.16 м. Рост C приводит к уменьшению интервала времени между возникновением максимального подъема и максимального спада среднего уровня (при 3.5 м/с этот интервал равен 17 ч, а при 14.0 м/с — 5 ч).

На рис. 10 для интервала времени $0 \leq t \leq 144$ ч показано пространственное распределение максимума динамической глубины $H = h + \eta$ в исследуемом районе для различных значений скорости перемещения циклона C . Черный цвет соответствует очагам затопления, в которых динамическая глубина составляет около одного метра. Конфигурация и размеры зон затопления определяются особенностями рельефа суши в области дельты.

При $C = 14.0$ м/с (рис. 10, а) возникают небольшие зоны затопления на границе сопряжения суши и моря. Значительные затопления (30 % и более) начинают проявляться для $C \leq 7.0$ м/с (рис. 10, б—г). При этом наибольшему затоплению подвержены центральная и южная части исследуемой области. В целом можно сделать вывод о существенном влиянии скорости перемещения атмосферного циклона на интенсивность затопления дельты Кубани. Более медленные циклоны вызывают более значительные подъемы уровня воды на морской границе дельты, что приводит к более ее сильному затоплению.

На основе численного моделирования выполнено исследование механизмов наводнений в дельте реки Кубань, вызванных штормовыми нагонами. В качестве атмосферного форсинга использовались: однородный по пространству ветер разных градаций скорости и направления; модельный циклон, перемещающийся по зональной траектории через центр Азовского моря с разной скоростью. Показано, что процесс затопления дельты Кубани имеет две характерные особенности. Первая особенность — наиболее опасными для затопления дельты является ветры двух направлений: северо-запад, запад-северо-запад. Вторая особенность — интенсивное затопление дельты начинает происходить при скоростях нагонного ветра, превышающих 20 м/с. Таким образом, для затопления дельты Кубани необходим более сильный ветер по сравнению с дельтой Дона, где затопление начинается при скоростях ветра ~15 м/с [3, 4]. Скорость перемещения атмосферного циклона является существенным фактором, определяющим интенсивность затопления дельты Кубани. Более медленные циклоны вызывают более значительные

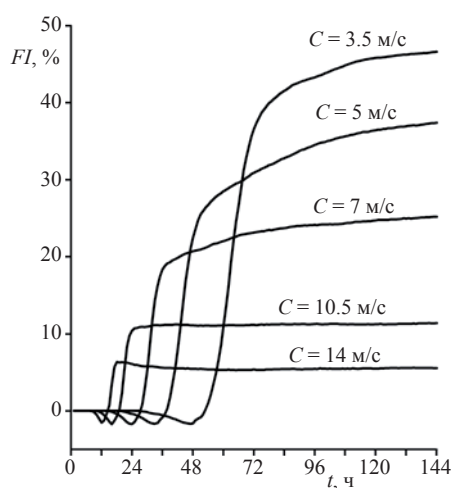


Рис. 8. Зависимость от времени показателя затопления дельты Кубани FI (%) для различных значений C

Fig. 8. Time dependence of the flooding index FI (%) of the Kuban River Delta for different values of C .

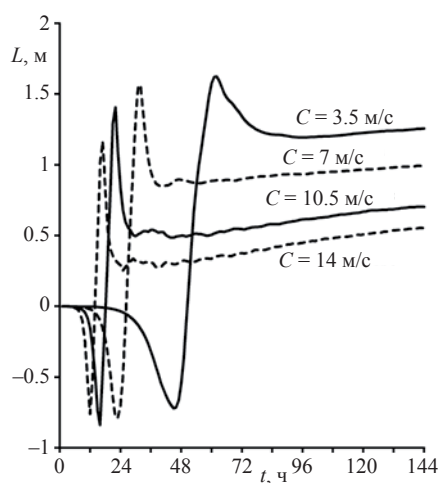


Рис. 9. Зависимость от времени среднего уровня воды L (м) в районе дельты Кубани для различных значений C .

Fig. 9. Time dependence of mean water level L (m) in the Kuban River Delta for different values of C .

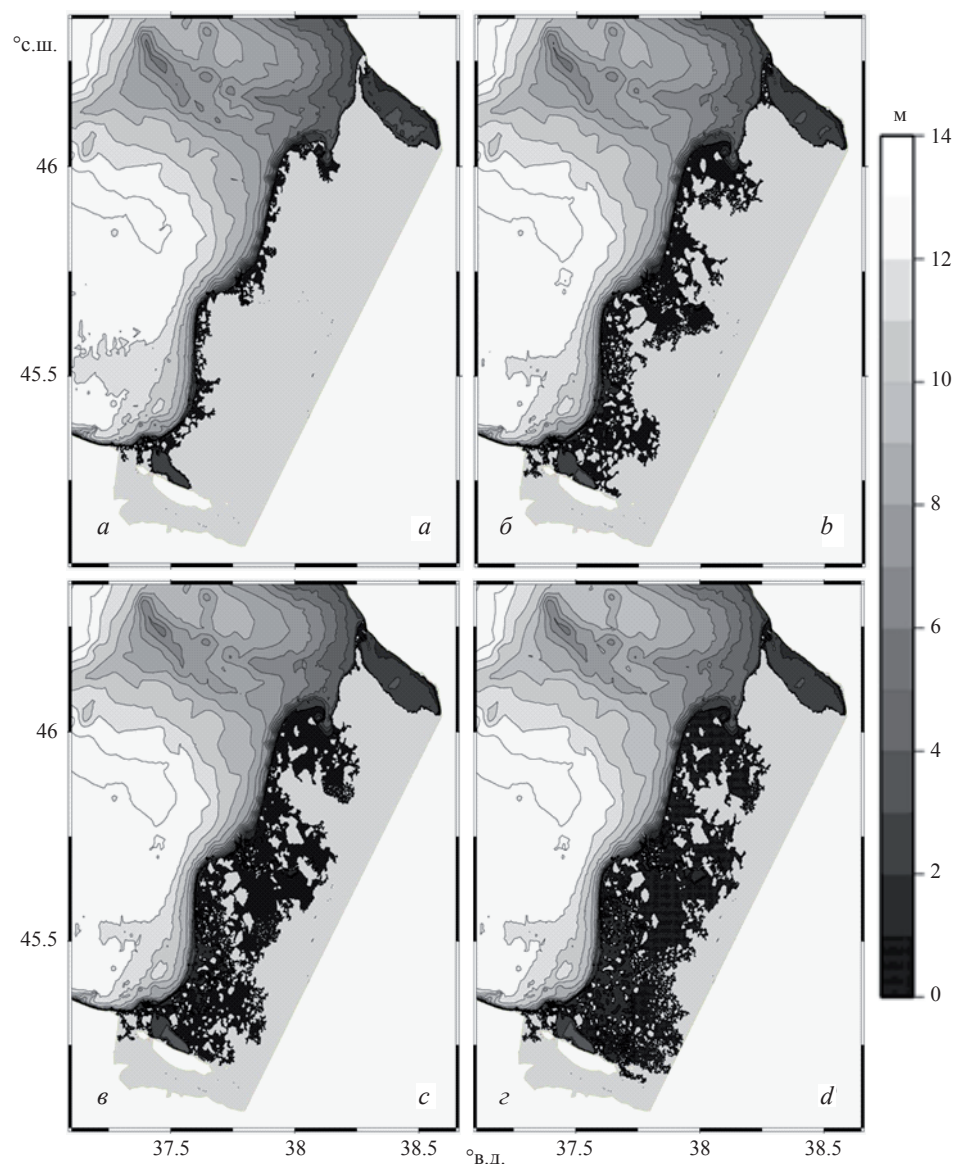


Рис. 10. Пространственное распределение максимума динамической глубины $H = h + \eta$ в районе дельты Кубани для разной скорости перемещения циклона C .
 a — $C = 14.0$ м/с; b — $C = 7.0$ м/с; $в$ — $C = 5.0$ м/с; $г$ — $C = 3.5$ м/с.

Fig. 10. The spatial distribution of the dynamic depth maximum in the Kuban River Delta area for different translation speeds of cyclone C .
 a — $C = 14.0$ m/s; b — $C = 7.0$ m/s; c — $C = 5.0$ m/s; d — $C = 3.5$ m/s.

подъемы уровня воды на морской границе дельты, что вызывает ее более интенсивное затопление. При скоростях перемещения циклона 7 м/с и менее затопляется более трети территории дельты.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0004 «Прибрежные исследования» и при частичной поддержке РФФИ, грант № 15-05-06382.

Литература

1. Матишов Г. Г., Чикин А. Л., Бердников С. В., Шевердяев И. В., Клецников А. В., Кириллова Е. Э. Экстремальное затопление дельты Дона весной 2013 г.: хронология, условия формирования и последствия // Вестник Южного научного центра РАН. 2014. Т. 10, № 1. С. 17—24.
2. Матишов Г. Г. Керченский пролив и дельта Дона: безопасность коммуникаций и населения // Вестник Южного научного центра РАН. 2015. Т. 11, № 1. С. 6—15.
3. Фомин В. В., Лазоренко Д. И., Алексеев Д. В., Полозок А. А. Штормовые нагоны в Таганрогском заливе и затопление дельты Дона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2015. Вып. 1. С. 74—81.

4. Фомин В. В. Расчеты уровня и ветрового волнения в Таганрогском заливе на основе совместной модели // Труды ГОИН. Сборник научных трудов. 2016. № 216. С. 254—267.
5. Belokopytov V. N., Fomin V. V., Ingerov A. V. On Multidisciplinary Investigations of Dangerous Natural Phenomena in the Azov–Black Sea Basin // *Physical Oceanography*. 2017. № 3. С. 28—44.
6. Магрицкий Д. В., Иванов А. А. Наводнения в дельте р. Кубани // *Водные ресурсы*. 2011. Т. 38, № 4. С. 1—20.
7. Dietrich J. C., Zijlema M., Westerink J. J., Holthuijsen L. H., Dawson C., Luettich R. A., Jensen Jr. R., Smith J. M., Stelling G. S., Stone G. W. Modeling Hurricane Waves and Storm Surge using Integrally-Coupled, Scalable Computations // *Coastal Engineering*. 2011. V. 58, N 1. P. 45—65.
8. Luettich R. A., Westerink J. J. Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC. 2004. http://adcirc.org/adcirc_theory_2004_12_08.pdf (дата обращения: 12.11.2017).
9. Luettich R. A., Westerink J. J., Scheffner N. W. ADCIRC: an advanced three-dimensional circulation model for shelves coasts and estuaries, report 1: theory and methodology of ADCIRC-2DDI and ADCIRC-3DL. Dredging Research Program Technical Report DRP-92-6. U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 1992. 137 p.
10. Holthuijsen L. H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press: Cambridge, 2007. <http://www.cambridge.org/9780521860284> (дата обращения: 12.11.2017).
11. Booij N., Ris R. C., Holthuijsen L. H. A third-generation wave model for coastal regions. Model description and validation // *J. Geophys. Res.* 1999. 104 (C4). P. 7649—666.
12. Lynch D. R., Gray W. G. A wave equation model for finite element tidal computations // *Computers and Fluids*. 1979. V. 7, № 3. P. 207—228.
13. Grant W. D., Madsen O. S. Movable bed roughness in unsteady oscillatory flow // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. P. 469—481.
14. Kerr P. C., Martyr R. C., Donahue A. S., Hope M. E., Westerink J. J., Luettich R. A., Kennedy A. B., Dietrich J. C., Dawson C., Westerink H. J. U.S. IOOS coastal and ocean modeling testbed: Evaluation of tide, wave and hurricane surge response sensitivities to mesh resolution and friction in the Gulf of Mexico // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2013. 118. P. 4633—4661.
15. Dietrich J. C., Kolar R. L., Luettich R. A. Assessment of ADCIRC's Wetting and Drying Algorithm // *Proceedings of the XV International Conference on Computational Methods in Water Resources*. 2004. V. 2. P. 1767—177.
16. Holland G. J. An analytic model of the wind and pressure profiles in Hurricanes // *Mon. Wea. Rev.* 1980. V. 108. P. 1212—1218.
17. Fomin V. V. Numerical modeling of wind waves in the Black Sea generated by atmospheric cyclones // *Journal of Physics: Conf. Series*. 2017. 899. 052005 (6 p).