

Нгуен Хонг Лан, Н.Л. Плинк

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ РАСЧЕТА ШТОРМОВЫХ НАГОНОВ И ЦУНАМИ В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СИСТЕМЫ КРИВОЛИНЕЙНЫХ КООРДИНАТ

Nguyen Hong Lan, N. L. Plink

A NUMERICAL MODEL FOR CALCULATION OF HIGH FLOODS AND TSUNAMI AT THE SOUTHERN CHINESE SEA USING OF CURVILINEAR COORDINATES

Представлена численная модель для расчета штормовых нагонов и цунами в Южно-Китайском море с использованием системы криволинейных координат как средство для разработки региональной системы предупреждения о штормовых нагонах и цунами. Обсуждаются как результаты моделирования, так и анализ распространения длинных волн с учетом особенностей морфометрии рельефа дна Южно-Китайского моря.

A numerical model for calculation of high floods and tsunami at the Southern Chinese Sea using of curvilinear coordinates is presented as a tool for development of a regional disaster warning system. Both the results of modeling and analysis of long wave propagation are discussed taking into consideration the special features of the Southern Chinese Sea bottom.

Южно-Китайское море является одним из окраинных морей, омывающих побережье юго-восточной Азии и находящихся в зоне воздействия стихийных бедствий, таких, как тропические циклоны и цунами. Хотя побережье Вьетнама не оказалось в зоне воздействия сильнейшего землетрясения и последовавшего за ним катастрофического цунами 26 декабря 2004 г., побережье Южно-Китайского моря также относится к цунамиопасным. Очаги цунами, расположенные в восточной части моря в районах Филиппинских о-вов или о. Тайвань, могут вызвать существенные подъемы уровня, превышающие на некоторых участках 7 м. К природным явлениям, которые могут причинить значительный материальный ущерб и существенно нарушить устойчивость развития прибрежных территорий, также относятся тропические циклоны и наводнения. Согласно [5] в этом районе в среднем ежегодно зарождается около 26 тропических циклонов, 6 из которых оказывают негативное влияние на прибрежную зону Вьетнама. По данным наблюдений Гидрометеорологической службы Вьетнама, в период с 1997 по 2002 г. на шельфе Вьетнама наблюдалось прохождение 73 тайфунов, 46

из которых зародились непосредственно в Южно-Китайском море. Как показывает анализ данных наблюдений, особенностью проявления цунами и штормовых нагонов в прибрежной зоне Южно-Китайского моря является их региональный и локальный характер [4]. Региональность в данном случае означает, что источник стихийных бедствий, как правило, располагается непосредственно в акватории Южно-Китайского моря. Локальный характер проявления стихийных бедствий определяется значительной изменчивостью параметров подъемов уровня вдоль побережья и пространственной ограниченностью их воздействия. Например, во время цунами 14 ноября 1994 г., очаг которого располагался в районе Филиппинских о-вов, зарегистрированная максимальная высота подъема уровня составила 7,3 м, т.е. была сопоставимой со средней высотой катастрофического азиатского цунами 2004 г., тогда как протяженность береговой зоны, испытавшей воздействие цунами, составила всего лишь 200 км.

Таким образом, в контексте общей проблемы развития системы комплексного управления прибрежной зоной Вьетнама развитие методов управления риском воздействия стихийных бедствий является одной из важнейших ее задач. Научной основой для разработки комплекса мероприятий, направленных на уменьшение негативного влияния стихийных бедствий, может стать создание основанной на ГИС технологии, единой системы прогнозирования колебаний уровня в прибрежной зоне Вьетнама с использованием прогностической и текущей метеорологической и сейсмической информации, получаемой в акватории Южно-Китайского моря в режиме реального времени. Наряду с реализацией административно-правовых мер, направленных на создание организационной структуры такой единой национальной системы прогнозирования, принципиально важной задачей является разработка соответствующего математического обеспечения, включающего создание различных гидродинамических моделей в рамках единой ГИС технологии.

Целью данной работы является разработка региональной численной гидродинамической модели, описывающей процесс формирования и трансформации длинноволновых движений в Южно-Китайском море. Такая модель, как предполагается, может быть использована в целях оперативной океанологии для обеспечения нормального функционирования прибрежной зоны, как основа для проведения вычислительных экспериментов при фундаментальных исследованиях, а также как инструмент принятия решений в системе прогнозирования и предупреждения о чрезвычайных ситуациях, связанных с колебаниями уровня.

Работа по созданию гидродинамической модели включает:

- выбор и формулирование математической модели,
- построение численной схемы,
- процедуру верификации численной модели для модельных и реальных ситуаций.

Для решения поставленной задачи была реализована численная модель с использованием сетки, построенной в системе криволинейных координат. Выбор

криволинейной сетки координат обусловлен упоминавшейся ранее локальностью проявления цунами и штормовых нагонов, что требует не только высокого разрешения численной схемы, но и точной аппроксимации очертаний береговой линии и рельефа дна. Методика расчета композиционной криволинейной сетки применительно к морфометрии Южно-Китайского моря описана в предыдущей работе авторов [4]. Вид криволинейной сетки, которая была использована при расчетах, показан на рис. 1. Твердые (береговые) границы расчетной области показаны сплошной линией, жидкие – пунктирной. Западная твердая граница включает побережье Вьетнама (до м. Камау) и принадлежащий КНР о. Хайнань, который из-за малости пролива между материком и островом рассматривается как часть материка. Острова архипелага Филиппинских о-вов [о. Лусон, о. Палаван и северная часть о. Калимантан (Борнео)] также в силу их близости рассматриваются как единая, твердая восточная граница расчетной области. Северная жидкая граница реализует возможность излучения волновой энергии через Тайваньский пролив. Южная жидкая граница отделяет расчетную область от мелководной части Южно-Китайского моря по линии м. Камау – северная оконечность о. Калимантан. Расчетная область размером 76×101 точек по горизонтали содержит 7676 узлов сетки. Величина пространственного шага в среднем составляет 50 км.

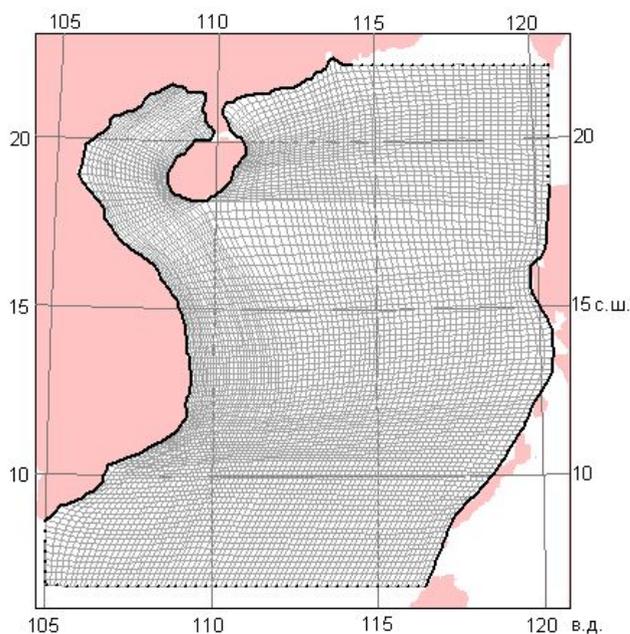


Рис. 1. Вид композиционной сетки региональной численной гидродинамической модели формирования длинноволновых процессов в Южно-Китайском море.

В качестве исходных уравнений для данной модели используется система уравнений мелкой воды, имеющая вид:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - lv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial x} - \frac{\tau_a^x}{\rho H} - \frac{ru\sqrt{u^2 + v^2}}{H}; \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + lu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_a}{\partial y} - \frac{\tau_a^y}{\rho H} - \frac{rv\sqrt{u^2 + v^2}}{H}; \\ \frac{\partial \xi}{\partial t} + \left[\frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} \right] = 0; H = h + \zeta, \end{cases} \quad (1)$$

где $\tau_a^x = c\rho_a w_x |w|$; $\tau_a^y = c\rho_a w_y |w|$; $c = (1,1 + 0,04w)10^{-3}$; $r = 2,6 \cdot 10^{-3}$.

После преобразования в систему криволинейных координат ξ_1, ξ_2 уравнения в ковариантной метрике приобретают вид

$$\begin{cases} p_\tau + \gamma \zeta_{\xi_1} - \beta \zeta_{\xi_2} = \psi_1 \\ q_\tau + \alpha \zeta_{\xi_2} - \beta \zeta_{\xi_1} = \psi_2, \\ J \zeta_\tau + p_{\xi_1} + q_{\xi_2} = 0 \end{cases} \quad (2)$$

где ковариантные метрики перехода имеют вид

$$g_{11} = x_{\xi_1}^2 + y_{\xi_1}^2, \quad g_{11} = x_{\xi_1}^2 + y_{\xi_1}^2, \\ g_{12} = g_{21} = x_{\xi_1} x_{\xi_2} + y_{\xi_1} y_{\xi_2},$$

а для различных операторов уравнения использованы следующие обозначения: контравариантные потоки: $p = JHU$, $q = JHV$; контравариантные компоненты вектора скорости: $U = J^{-1}(uy_{\xi_2} - vx_{\xi_2})$, $V = J^{-1}(-uy_{\xi_1} + vx_{\xi_1})$; оператор Якобиана: $J = x_{\xi_1} y_{\xi_2} - x_{\xi_2} y_{\xi_1}$, ($0 \neq J < \infty$);

$$\gamma = gHJ^{-1}g_{22}; \alpha = gHJ^{-1}g_{11}; \beta = gHJ^{-1}g_{12}.$$

В правую часть уравнений включены внешние силы, формирующие или влияющие на распространение волны:

$$\begin{cases} \psi_1 = \psi_{адв1} + \psi_{T1} + \psi_{K1} + \psi_{P1} + \psi_{W1}; \\ \psi_2 = \psi_{адв2} + \psi_{T2} + \psi_{K2} + \psi_{P2} + \psi_{W2}. \end{cases}$$

Правая часть уравнений включает следующие слагаемые:

1. Адъективные члены:

$$\begin{cases} \psi_{adv1} = - \left[(pU)_{\xi_1} + (pV)_{\xi_2} + JH(U^2\Gamma_{11}^1 + 2UV\Gamma_{12}^1 + V^2\Gamma_{22}^1) \right]; \\ \psi_{adv2} = - \left[(qU)_{\xi_1} + (qV)_{\xi_2} + JH(U^2\Gamma_{11}^2 + 2UV\Gamma_{12}^2 + V^2\Gamma_{22}^2) \right], \end{cases} \quad (3)$$

где $\Gamma_{11}^1 = J^{-1}(x_{\xi_1\xi_1}y_{\xi_2} - y_{\xi_1\xi_1}x_{\xi_2})$, $\Gamma_{11}^2 = J^{-1}(-x_{\xi_1\xi_1}y_{\xi_1} + y_{\xi_1\xi_1}x_{\xi_1})$;

$\Gamma_{12}^1 = J^{-1}(x_{\xi_1\xi_2}y_{\xi_2} - y_{\xi_1\xi_2}x_{\xi_2})$, $\Gamma_{12}^2 = J^{-1}(-x_{\xi_1\xi_2}y_{\xi_1} + y_{\xi_1\xi_2}x_{\xi_1})$;

$\Gamma_{22}^1 = J^{-1}(x_{\xi_2\xi_2}y_{\xi_2} - y_{\xi_2\xi_2}x_{\xi_2})$, $\Gamma_{22}^2 = J^{-1}(-x_{\xi_2\xi_2}y_{\xi_1} + y_{\xi_2\xi_2}x_{\xi_1})$ – $\Gamma_{i,j}^k$ – СИМВОЛЫ

Кристоффеля 2-го рода [4].

2. Напряжение трения на дне:

$$\begin{cases} \psi_{T1} = -J^{-1} \frac{r}{H^2} p \sqrt{g_{11}p^2 + 2g_{12}pq + g_{22}q^2}; \\ \psi_{T2} = -J^{-1} \frac{r}{H^2} q \sqrt{g_{11}p^2 + 2g_{12}pq + g_{22}q^2}. \end{cases} \quad (4)$$

3. Компоненты силы Кориолиса:

$$\begin{cases} \psi_{K1} = fJ^{-1}(g_{12}p + g_{22}q); \\ \psi_{K2} = -fJ^{-1}(g_{11}p + g_{12}q). \end{cases} \quad (5)$$

4. Горизонтальный градиент давления атмосферы над уровнем моря:

$$\begin{cases} \psi_{P1} = -\frac{1}{\rho} HJ^{-1} \left(g_{22} \frac{\partial p_a}{\partial \xi_1} - g_{12} \frac{\partial p_a}{\partial \xi_2} \right); \\ \psi_{P2} = -\frac{1}{\rho} HJ^{-1} \left(g_{11} \frac{\partial p_a}{\partial \xi_2} - g_{12} \frac{\partial p_a}{\partial \xi_1} \right). \end{cases} \quad (6)$$

5. Силы касательного напряжения ветра:

$$\begin{cases} \psi_{W1} = -\frac{1}{\rho} (\tau^x y_{\xi_2} - \tau^y x_{\xi_2}); \\ \psi_{W2} = -\frac{1}{\rho} (-\tau^y y_{\xi_1} + \tau^x x_{\xi_1}). \end{cases} \quad (7)$$

Для численного интегрирования преобразованных в криволинейные координаты уравнений используется полуунейная численная схема, построенная на перемежающейся сетке с распределенными узлами для расчета компонент скорости и уровня.

При сохранении в правой части уравнений (2) адвективных слагаемых возникает два ограничения на устойчивость схемы [1]. Первое ограничение отражает возможное появление критического характера движения:

$$p \leq CH\sqrt{g_{22}}; q \leq CH\sqrt{g_{11}}; C = \sqrt{gH}. \quad (8)$$

Второе ограничение связано с тем, что при увеличении шага по времени Δt ухудшается обусловленность матрицы коэффициентов прогоночных уравнений, что накладывает определенные ограничения на величину шага по времени:

$$\Delta t < \frac{\min JH}{\Omega^* p + q}. \quad (9)$$

В случае пренебрежения адвективными слагаемыми данная схема является абсолютно устойчивой.

С целью проверки вычислительного алгоритма был выполнен численный расчет для модельного бассейна, имеющего криволинейные (реальные) очертания береговой черты и дно с постоянной глубиной, равной 3000 м. На твердых границах в качестве граничных условий задавалось условие непротекания, определяемое равенством нулю соответствующей компоненты ковариационной скорости. На жидких границах значения потоков рассчитывались из уравнения неразрывности. Шаг по времени с учетом величины пространственного шага и ограничения (9) принимался равным 180 с. Расчет выполнялся на 3 ч физического времени распространения волны.

Учитывая цель данного эксперимента, направленного на верификацию модели, расчет проводился для свободной волны, образовавшейся за счет начального синусоидального статического возвышения уровня. Максимальное возвышение в центре начального возмущения составляло 1 м. По площади возмущение имело форму окружности с радиусом 150 км. Для создания условий распространения свободной волны внешние первичные силы считались отсутствующими. В правой части уравнений (2) были сохранены только слагаемые, определяющие влияние силы Кориолиса и придонного трения. Таким образом, исходная система, использовавшаяся при расчете, имела вид (10)

$$\begin{cases} p_\tau + \gamma\zeta_{\xi_1} - \beta\zeta_{\xi_2} = \Psi_{T1} + \Psi_{K1}; \\ q_\tau + \alpha\zeta_{\xi_2} - \beta\zeta_{\xi_1} = \Psi_{T2} + \Psi_{K2}; \\ J\zeta_\tau + p_{\xi_1} + q_{\xi_2} = 0. \end{cases} \quad (10)$$

Смоделированный процесс распада начального возмущения и образования свободной волны показан на рис. 2 в виде последовательных профилей взволнованной поверхности. Образовавшаяся волна распространяется равномерно во все стороны, фронт волны имеет в плане форму концентрической окружности, радиус которой увеличивается со временем, фазовая скорость распространения волны соответствует теоретическому значению, энергетические оценки, связанные с распадом начального возмущения, также соответствуют теоретическим представлениям. Все это свидетельствует о том, что численная модель правильно воспроизводит основные механизмы формирования длинноволновых процессов и может быть использована для последующих расчетов.

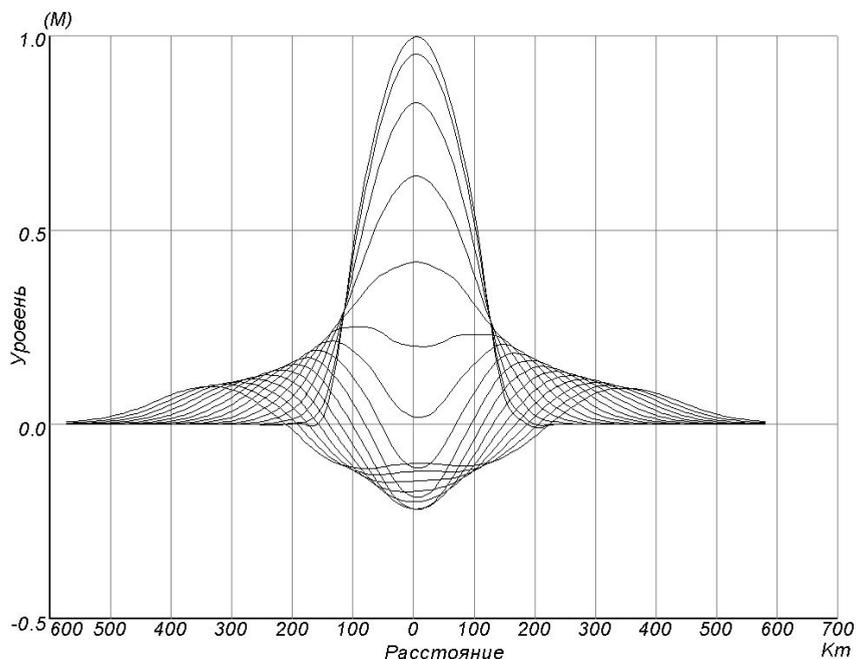


Рис. 2. Распад начального возмущения и образование свободной волны в случае дна с постоянной глубиной.

Карта реального рельефа дна Южно-Китайского моря в пределах расчетной области показана на рис. 3. Как видно из рисунка, рельеф дна и береговой черты имеет достаточно сложный вид. В центральной части расчетной области наряду с достаточно ровными глубоководными участками с глубиной 3000–4000 м встречаются резкие возвышенности и острова. Специфической чертой рельефа дна является наличие участков со значительными уклонами дна, отделяющих шельфовую зону от глубоководной части. Наиболее резкий перепад глубин наблюдается на границе шельфа Филиппинских о-вов, в центральной части побережья Вьетнама, а также в районе возвышенностей и островов в центральной части Южно-Китайского моря. Можно предположить, что за счет эффектов рефракции

и многократного отражения, которые могут привести к частичному захвату и проявлению резонансного механизма, наличие таких особенностей рельефа дна может привести к перераспределению волновой энергии и оказать, таким образом, существенное влияние на формирование длинноволнового поля в Южно-Китайском море. Поэтому одной из задач, связанных с разработкой и научным обоснованием региональной длинноволновой численной модели, является изучение и оценка факторов трансформации, связанных непосредственно с влиянием местных особенностей рельефа дна.

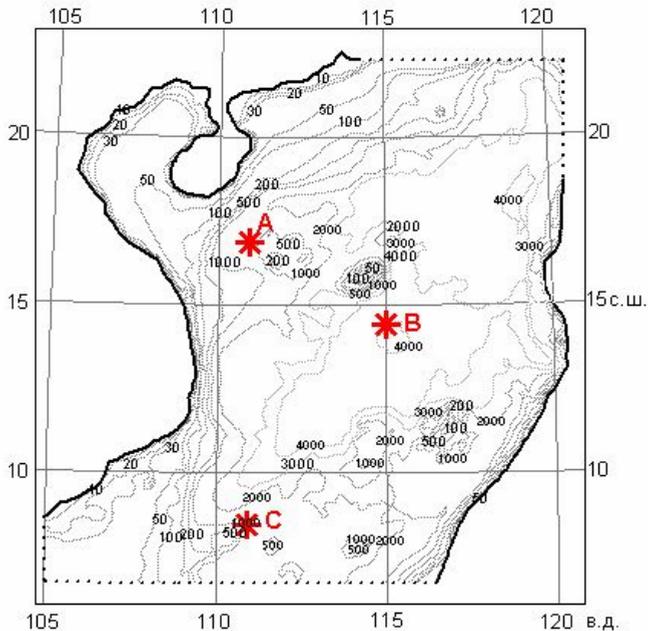


Рис. 3. Береговая черта и рельеф дна Южно-Китайского моря в пределах расчетной области.
* – положение начального возмущения уровня, использовавшегося при различных вариантах расчета.

Для того чтобы проиллюстрировать влияние рельефа на распространение волны и формирование волнового поля, на рисунках 4 – 6, приведены расчетные поля уровня, характеризующие распространение свободной волны из очагов А, В и С. Вариант А соответствует положению очага на «крутой» бровке шельфовой зоны [вход в Тонкинский залив (з. Бакбо)], вариант В – очагу, расположенному в глубоководной центральной части моря, вариант С – очагу в южной части области в районе «не очень крутого» склона. С практической точки зрения такая постановка близка к задаче моделирования волн цунами.

Принципиальным отличием распространения волны при реальном рельефе дна от уже рассмотренного модельного случая ровного дна является анизотропность распространения волны, определяемая особенностями рельефа дна.



Рис. 4. Поля уровня, характеризующие распространение волны от источника А.

Как видно из рисунков, в начальные моменты времени из очага, имеющего первоначально форму окружности, формируется сферическая волна, фронт которой в виде концентрической окружности распространяется во все стороны. Однако интенсивность излучения и условия распространения в разных направлениях оказываются различными. В первом случае (вариант А) большему излучению в сторону западного берега (в Тонкинский залив) способствует наличие возвышенности с восточной стороны от очага. Однако непосредственно в глубине залива даже такой близко расположенный к нему очаг приведет к относительно небольшим подъемам уровня, поскольку определяемое особенностями рельефа дна влияние рефракции, приведет к концентрации волновой энергии в центральной части побережья Вьетнама и юго-восточном берегу о. Хайнань (эффект кон-

центрации волновой энергии на «мысах»). Участки побережья, на которых будут наблюдаться максимальные подъемы уровня, хорошо заметны на примере поля уровня, соответствующего физическому времени $T = 60$ мин. Именно эти участки побережья являются наиболее цунамиопасными для данного положения очага цунами. Понятно, что речь идет не об абсолютных значениях подъемов уровня, а об их относительном распределении вдоль побережья. Абсолютные значения подъемов уровня кроме условий трансформации, естественно, будут зависеть от высоты начальной волны.

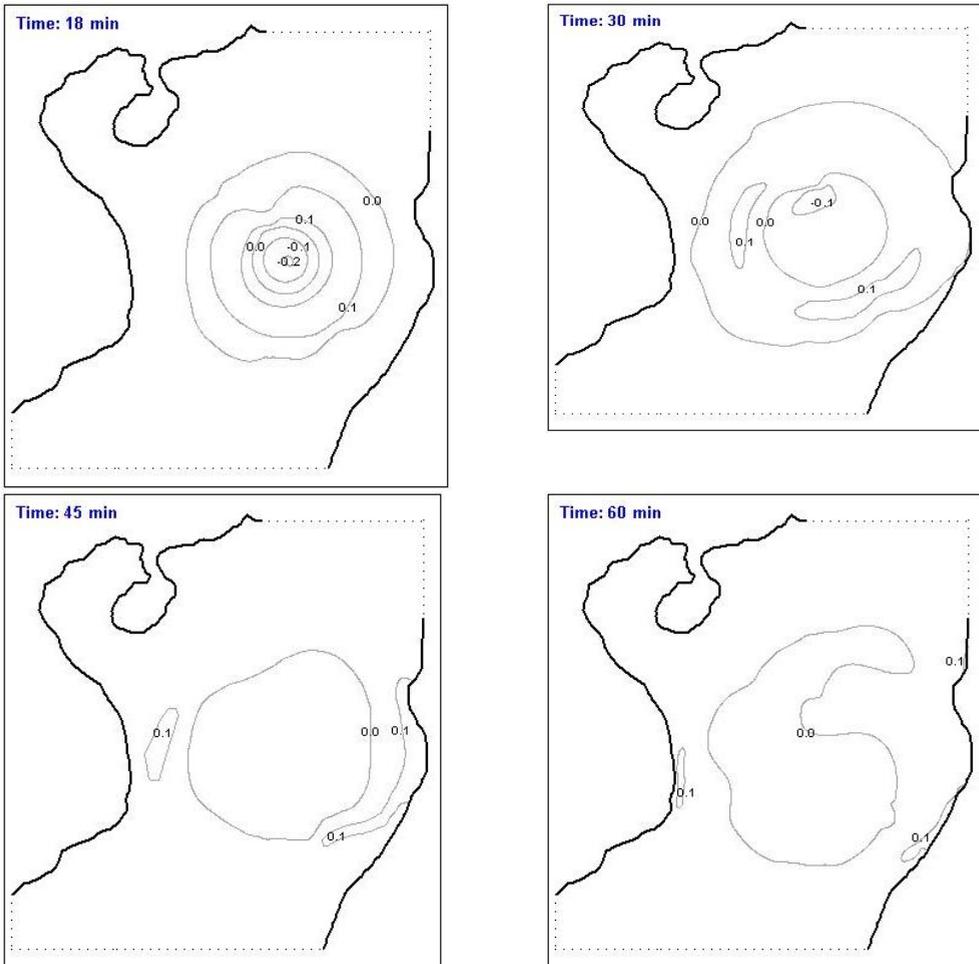


Рис. 5. Поля уровня, характеризующие распространение волны от источника В.

Выбранное в варианте А положение очага создает волну, подходящую примерно по нормали ко входу в Тонкинский залив. Из-за рефракции такая ситуация будет типичной и для волн, образовавшихся от других вариантов очага. В случае

задания начального возмущения в центральной части расчетной области (вариант В) наиболее цунамиопасные участки прибрежной зоны располагаются практически в тех же районах. Подход гребня волны к берегу в центральной части прибрежной зоны Вьетнама соответствует моменту времени $T = 60$ мин (см. рис. 5). К юго-восточному побережью о. Хайнань гребень волны подойдет на 15 мин позднее. Кроме того, при таком положении очага в зоне существенного волнового воздействия оказывается и западное побережье Филиппинских о-вов. За счет больших глубин волна раньше подойдет к берегу в юго-западной части о. Лусон (рис. 5, $T = 30$ мин). Затем, как показывает расчет, начальная волна, отразившись от берега в северной части о. Палаван, будет частично захвачена шельфом, что приведет к образованию двух краевых волн, распространяющихся на север и на юг вдоль побережья Филиппинских о-вов (рис. 5, $T = 60$ мин).

Образовавшиеся краевые волны могут вызвать вторичные подъемы уровня соответственно в юго-западной части о. Лусон и северной части о. Калимантан. Таким образом, опасность появления значительных подъемов уровня в этих районах будет определяться не только условиями трансформации и высотой начального возмущения, но и вероятностью возникновения резонансных условий, которые в случае образования в очаге цуга волн могут создать условия для усиления последовательно подходящих гребней. При этом следует ожидать, что максимальным будет являться не первый подъем уровня. Формирование за счет рельефа дна вторичных захваченных волн свидетельствует о необходимости более детального изучения и учета резонансных свойств шельфа и их влияния на формирование длинноволновых полей при оценке возможности возникновения экстремальных подъемов уровня.

Результаты расчета, полученные для варианта С (см. рис. 6), показывают, что аналогичная ситуация имеет место и в шельфовой зоне Вьетнама. Более того, результаты этого расчета показывают, что при положении очага в южной части расчетной области особенности рельефа дна приводят к более интенсивному захвату и образованию краевой волны, которая в данном случае (при выбранной высоте начального возмущения) проявляется не только как волна повышения, но и как волна понижения уровня (рис. 6, $T = 60$ мин).

Образовавшаяся в результате захвата краевая волна распространяется вдоль вьетнамского берега на север, также создавая вероятность повторных подъемов уровня. Таким образом, на шельфе Вьетнама резонансные эффекты также могут привести к существенной трансформации волны и перераспределению энергии исходного возмущения.

Выполненные численные эксперименты показали, что рельеф дна играет важную роль в процессе распространения длинных волн. Отмеченные особенности трансформации волнового поля, связанные с влиянием особенностей рельефа дна Южно-Китайского моря, следует учитывать при анализе условий формирования длинноволновых колебаний уровня любого происхождения, включая штормовые нагоны.



Рис. 6. Поля уровня, характеризующие распространение волны от источника С.

Прохождение глубоких циклонов также вызовет образование длинной волны, распространение которой будет определяться указанными факторами. Понимание региональных закономерностей такой трансформации позволит повысить эффективность использования гидродинамической модели при оценке опасности появления экстремальных подъемов уровня и научного обоснования единой системы предупреждения о стихийных бедствиях в прибрежной зоне Вьетнама. Предложенная численная модель в криволинейных координатах позволяет повысить точность решения краевых задач в произвольной области со сложной конфигурацией морфометрии и очертаний береговой линии, избежать интерполяции граничных значений на жидком контуре расчетной области, использовать удобные, приспособленные для такой аппроксимации разностные схемы.

Литература

1. *Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н.* Длинноволновая динамика прибрежной зоны. – Л.: Гидрометеоздат. 1989.
2. *До Нгок Кунь.* Некоторые результаты численного моделирования штормовых нагонов в Южно-Китайском море. / Ленинградский политехнический институт. – Л., 1982. – 14 с. – Деп. в ВИНТИ 27.05.82, № 4914 – 83.
3. *Доронин Ю.П., До Нгок Кунь, Прошутинский А.Ю.* К численному моделированию штормовых нагонов в Южно-Китайском море. / Ленинградский политехнический институт. – Л., 1982. – 14 с. – Деп. в ВИНТИ 27.05.82, № 4914 – 83.
4. *Плинк Н.Л., Кашарский М.В., Нгуен Хонг Лан.* Методология учета колебаний уровня при комплексном управлении прибрежными зонами. // Колебание уровня в морях. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003. С. 5 – 20.
5. *Савельев А.В., Ластовеский Е.И.* О некоторых чертах режима штормовых нагонов в заливе Бакбо по наблюдениям в Хондау. // Труды ДРНИГМИ. Вып. 140 – Гидрометеорологические особенности шельфовой зоны морей Тихого океана (Японское, Охотское, Южно-Китайское моря). – СПб.: Гидрометеоздат, 2000.