

## Анализ особенностей распространения цунами в шельфовой зоне бассейна

Пространственная модель нелинейных длинных волн применена для численного анализа распространения волн цунами из прямоугольной зоны генерации в бассейне, имеющем материковый склон и шельф. Генератор волн – однонаправленные смещения в течение конечного времени ограниченного участка дна бассейна. Показано, что эффективность возбуждения волн зависит от положения, горизонтальных размеров и длительности деформаций дна. Заплеск волн на вертикальную береговую границу наибольший при кратковременных подвижках дна, для протяженных зон генерации и при расположении сейсмического источника на материковом склоне. При отражении волны от берега образуются две захваченные шельфом волны, распространяющиеся вдоль берега в противоположных направлениях от зоны первоначального наката волны. Наблюдается частичный захват волн шельфом. Он проявляется в многократном отражении волны от берега и верхней кромки материкового склона. Этот эффект отсутствует при генерации волн в глубоководной части бассейна.

**Ключевые слова:** волны цунами, генерация смещениями участка дна, нелинейные длинные волны, двумерное распространение, численные решения, динамика в зоне шельфа.

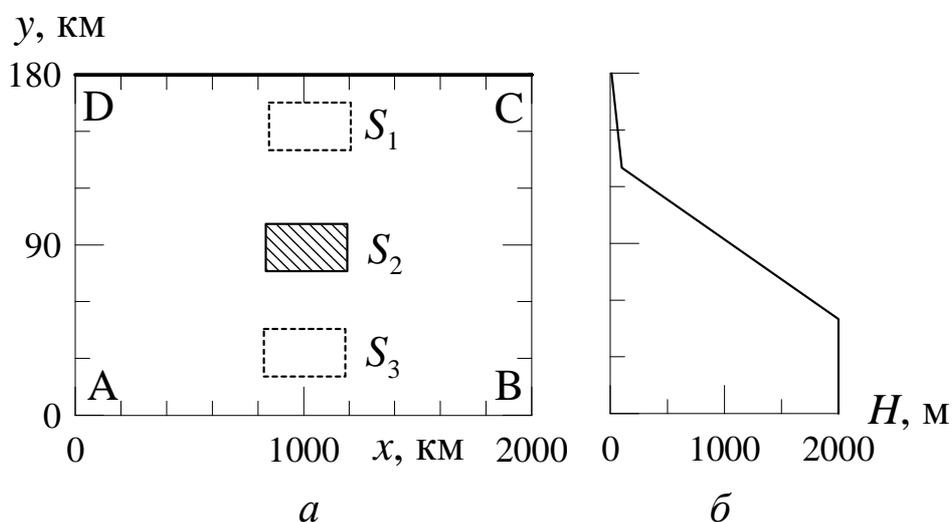
**Введение.** Распространение в шельфовой зоне и накат на берег – наиболее важные этапы «жизни» цунами с точки зрения безопасности побережья. Именно над материковым склоном и в шельфовой зоне происходит существенное усиление этих волн. Параметры волны на внешней границе шельфа зависят от характеристик сейсмического источника и его положения в бассейне по отношению к шельфовой зоне. Поэтому изучение роли этих факторов в динамике и усилении длинных волн в прибрежной зоне представляет не только теоретический интерес, но и необходимо для решения задач защиты морского побережья от цунами.

Материковый склон и шельф существенно влияют на изменение характеристик волн при распространении к берегу. Применение одномерных численных моделей распространения цунами дало возможность рассмотреть фундаментальные закономерности процессов трансформации длинных волн в прибрежной зоне с учетом нелинейных, диссипативных и дисперсионных эффектов [1 – 7].

Одномерные модели не учитывают рефракцию волн и пространственную расходимость волнового поля, которые особенно сильны для сейсмических источников в зоне материкового склона. Пренебрежение этими факторами приводит к завышению высот волн цунами у берега. Более правильное описание процесса распространения волн в бассейнах переменной глубины реализуется в рамках двумерных численных моделей, получивших широкое применение в теоретических и прикладных исследованиях по проблеме цунами [3 – 5].

Ниже в рамках нелинейной модели длинных волн выполнен численный анализ закономерностей распространения пространственных волн цунами в бассейне с материковым склоном и шельфом при различных положениях источника возбуждения волн цунами. Генератор цунами – однонаправленные смещения (в течение конечного интервала времени) прямоугольного участка дна, расположенного в глубоководной части бассейна, на материковом склоне или шельфе. Основное внимание уделено анализу влияния положения сейсмического источника на характеристики волн у берега и изучению особенностей распространения волн в шельфовой зоне, включая вдольбереговое распространение цунами и многократное отражение волн от твердой и открытой границ шельфа. Исследование направлено на выявление закономерностей генерации и распространения цунами в Черном море.

**Гидродинамическая модель.** Рассматривается бассейн переменной глубины, занимающий в плане полуплоскость  $-\infty < x < +\infty$ ,  $-\infty < y < Y$ , где  $x$ ,  $y$  – горизонтальные координаты,  $y = Y$  – береговая черта (рис. 1, а). Глубина бассейна  $H$  изменяется только в нормальном к берегу направлении, т.е. рельеф дна является цилиндрическим ( $H = H(y)$ ). Боковая граница бассейна  $y = Y$  – вертикальная стенка, глубина у которой  $H(Y) > 0$ . При  $y \leq 0$  глубина бассейна постоянна.



**Р и с. 1.** Расчетная область ABCD и положения зоны  $S$  деформаций дна бассейна (а), а также цилиндрический рельеф дна, использованный в вычислительных экспериментах (б)

При численном анализе распространения волн изменение глубины бассейна  $H = H(y)$  задавалось распределением, показанным на рис. 1, б. Рельеф дна характеризуется мелководной шельфовой зоной с малым уклоном дна, примыкающей к береговой черте, глубоководной областью постоянной глубины  $H_0$  и разделяющим их участком (материковым склоном) с постоянным уклоном дна.

Генератор волн – ограниченная прямоугольная область дна  $S$ , в которой глубина бассейна  $H$  изменяется по пространству и со временем по закону

$$h(x, y, t) = h_0(x, y)q(t), \quad (x, y) \in S, \quad (1)$$

вид которого будет конкретизирован ниже. В формуле (1)  $x$  и  $y$  – зональная и меридиональная координаты;  $t$  – время.

В рамках теории нелинейных длинных волн движение жидкости описывается системой уравнений в полных потоках [8]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{U^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{UV}{D} \right) = -gD \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} U \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{UV}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{V^2}{D} \right) = -gD \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{gn^2}{D^{7/3}} V \sqrt{U^2 + V^2}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0, \quad (4)$$

где  $U(x, y, t)$  и  $V(x, y, t)$  – проекции полного горизонтального потока жидкости на оси  $x$  и  $y$  соответственно;  $\zeta(x, y, t)$  – смещение свободной поверхности жидкости от горизонтального положения;  $D = H(y) + \zeta(x, y, t) - h(x, y, t) > 0$  – полная (динамическая) глубина жидкости с учетом деформаций дна бассейна;  $g$  – ускорение свободного падения;  $n = 0,013$  – параметр Маннинга. Положительные значения  $h$  соответствуют подъему, отрицательные – опусканию участка дна.

На твердой прямолинейной береговой границе задается условие непротекания жидкости

$$V = 0 \quad (-\infty < x < +\infty, y = Y). \quad (5)$$

Предполагается, что в начальный момент времени жидкость неподвижна, а свободная поверхность горизонтальна, то есть

$$U = V = 0, \quad \zeta = 0 \quad (t = 0). \quad (6)$$

**Вычислительный алгоритм и исходные данные.** Задача (2) – (6) решалась численно методом конечных разностей в прямоугольной области ABCD, показанной на рис. 1, а. Она имеет три открытых участка границы AB, BC, AD и один участок CD ( $y = Y$ ) в виде твердой вертикальной боковой стенки. На открытых участках границы задавались условия свободного выхода линейных длинных волн из расчетной области [3].

Итак, на участках границы расчетной области ABCD задавались условия:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - C \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (\text{AD}), \quad \frac{\partial U}{\partial t} + C \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (\text{BC}), \quad (7)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} - C \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (\text{AB}), \quad V = 0 \quad (\text{CD}), \quad (8)$$

где  $C = \sqrt{gH(y)}$  – локальная скорость распространения линейных длинных волн. Условия свободного выхода волн являются приближенными для рассматриваемой нелинейной задачи.

Смещения дна бассейна (1) с центром в точке  $(x_0, y_0)$  задавались в виде

$$h_0 = a_0 \cos\left(\frac{\pi(x-x_0)}{L}\right) \cos\left(\frac{\pi(y-y_0)}{W}\right) \quad ((x, y) \in S), \quad h_0 = 0 \quad ((x, y) \notin S), \quad (9)$$

$$q = \frac{t}{T} \quad (0 \leq t \leq T), \quad q = 1 \quad (t \geq T),$$

здесь  $L$  – длина зоны деформаций дна вдоль оси  $x$ ;  $W$  – ширина зоны деформаций дна вдоль оси  $y$ ;  $a_0 = h_0(x_0, y_0)$  – максимальное смещение дна бассейна;  $T$  – длительность деформаций дна. Смещения дна (1), (9) описывают изменения глубины бассейна с остаточными деформациями  $h = h_0(x, y)$  ( $t \geq T$ ). Положения зон генерации цунами на шельфе ( $S_1$ ), материковом склоне ( $S_2$ ) и в глубоководной части бассейна ( $S_3$ ) показаны на рис. 1, а.

Рельеф дна бассейна задавался следующим образом (рис. 1, б): глубина глубоководной части бассейна (0 – 50 км по  $y$ ) постоянна и равна 2000 м; глубина шельфовой зоны (130 – 180 км) убывает по направлению к берегу от 100 до 10 м; глубина континентального склона (50 – 130 км) убывает по направлению к берегу линейно от 2000 до 100 м. Такой рельеф дна отражает черты шельфа и материкового склона Черного моря.

Для задания длины  $L$  и ширины  $W$  зоны деформаций дна использованы эмпирические зависимости от магнитуды землетрясения  $M$ , предложенные в работе [9] для областей деформаций эллиптической формы на основе обобщения большого объема данных о землетрясениях в Евразийском регионе:

$$L = W, \lg L = 0,24M - 0,16 \quad (M \leq 6,5),$$

$$\lg L = 0,6M - 2,5, \lg W = 0,15M + 0,42 \quad (M > 6,5),$$

где  $L$  и  $W$  задаются в километрах. В частности,  $L = W = 19$  км при  $M = 6$ ;  $L = W = 25$  км при  $M = 6,5$ ;  $L = 50$  км,  $W = 30$  км при  $M = 7$ .

Максимальное смещение дна  $a_0$  в зоне подводного землетрясения (в метрах) можно оценить по эмпирической формуле

$$\lg a_0 = 0,8M - 5,6 \quad (6,7 \leq M \leq 8,5)$$

для цунамигенных землетрясений Тихого океана [2, 6];  $a_0 = 1$  м при  $M = 7$ .

Начально-краевая задача (2) – (4), (6) – (8) решалась методом конечных разностей по явно-неявной схеме [10]. Для проекций потока жидкости  $U$ ,  $V$  и смещений свободной поверхности  $\zeta$  использовались разнесенные сетки (сетка Аракавы  $C$ ). Детали этой схемы изложены в работе [8]. Шаги интегрирования по пространству и времени выбирались на основе численных экспериментов с учетом условия устойчивости разностной схемы и уменьшения длины волны на шельфе. Для основной части вычислительных экспериментов пространственные шаги  $\Delta x = 1000$  м,  $\Delta y = 250$  м (сеточная область  $2000 \times 720$  точек), шаг интегрирования по времени  $\Delta t = 1$  с.

Численные эксперименты показали, что при входе волны в шельфовую зону бассейна, после отражения, при распространении вдоль береговой границы, выходе отраженной волны в зону континентального склона и глубоководную часть бассейна происходит усиление вычислительной дисперсии.

Она проявляется в образовании за головной волной паразитных более коротких колебаний свободной поверхности, которые усиливаются со временем. Для ослабления этого негативного эффекта был применен метод, детали и тестирование которого описаны в работе [11]. При этом методе используются аппроксимации более высокого порядка для частных производных по  $x$  и  $y$  в уравнениях (2) – (4); в частности, для производных функции  $\zeta(x, y, t)$  по  $x$  и  $y$  в правых частях уравнений (2) и (3) были применены аппроксимации

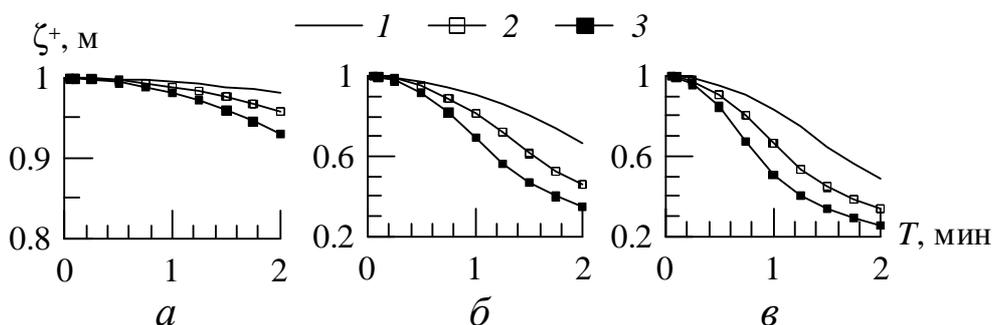
$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x}\right)_{i,j} = \frac{27(\zeta_{i,j} - \zeta_{i-1,j}) - (\zeta_{i+1,j} - \zeta_{i-2,j})}{24\Delta x} + O(\Delta x^4),$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)_{i,j} = \frac{27(\zeta_{i,j} - \zeta_{i,j-1}) - (\zeta_{i,j+1} - \zeta_{i,j-2})}{24\Delta y} + O(\Delta y^4),$$

где  $i$  и  $j$  – номера узлов вдоль осей  $x$  и  $y$  соответственно.

**Результаты численного анализа.** В процессе деформаций дна (9) формируется локальное возмущение жидкости, в результате эволюции которого образуется пространственная волна цунами. Высоты генерируемых поверхностных волн зависят от пространственно-временных характеристик движений дна бассейна и положения зоны деформаций дна.

На рис. 2 для различных положений области деформаций дна представлены зависимости максимального смещения свободной поверхности жидкости над зоной подвижки дна  $\zeta^+$  от продолжительности движений дна  $T$  в диапазоне 0 – 2 мин и трех значений магнитуды землетрясения  $M = 7; 6,5$  и 6, определяющих длину и ширину зоны деформаций дна.



**Р и с. 2.** Зависимости максимального возвышения свободной поверхности жидкости  $\zeta^+$  от продолжительности деформаций дна  $T$  для зон сейсмической генерации цунами, расположенных на шельфе (а), материковом склоне (б) и в глубоководной части бассейна (в):  $M = 7$  (кривые 1);  $M = 6,5$  (кривые 2);  $M = 6$  (кривые 3) (во всех случаях, несмотря на изменение размеров зоны деформаций дна, принято значение  $a_0 = 1$  м)

Из рис. 2 следует, что при кратковременных подвижках дна максимальный подъем свободной поверхности близок к максимальному смещению дна бассейна вне зависимости от глубины бассейна в зоне генерации волн, что

хорошо известно [12]. С ростом длительности деформаций дна  $T$  происходит уменьшение смещений свободной поверхности жидкости  $\zeta^+$ , и этот эффект наиболее выражен в глубоководной части бассейна (рис. 2, *в*). При всех положениях зоны генерации волн происходит ослабление возмущений поверхности жидкости при уменьшении магнитуды землетрясения (уменьшении горизонтальных масштабов области деформаций дна). Зависимость от  $T$  и  $M$  слабо выражена для очагов цунами в наиболее мелководной шельфовой зоне бассейна (рис. 2, *а*).

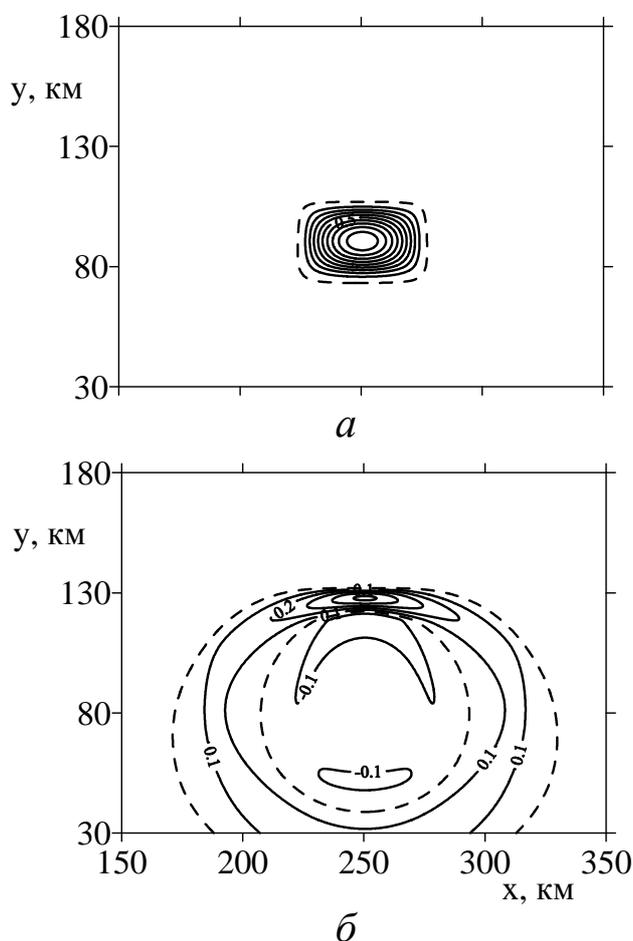
Такой характер зависимости от длительности деформаций дна и магнитуды землетрясения можно объяснить следующим образом [13]. В процессе смещений свободной поверхности жидкости над зоной деформаций дна образуется длинная волна, распространяющаяся из точки  $(x_0, y_0)$ . Путь, который линейная длинная волна проходит за время  $T$ , равен  $L_w = CT$ . Отношение  $K = L_w / (0,5W)$  (параметр Каджиуры) характеризует влияние длительности деформаций дна: если волна за время  $T$  не успевает выйти из области деформаций дна (условно считаем, что для этого необходимо выполнение условия  $K < 0,5$ ), то зависимость  $\zeta^+$  от  $T$  и  $M$  выражена слабо. При  $T = 2$  мин для рис. 2, *а* значения  $K = 0,186 - 0,293$ , для рис. 2, *б* –  $K = 0,587 - 0,927$ , для рис. 2, *в* –  $K = 0,811 - 1,281$ . Значения параметра  $K$  наименьшие для шельфа и магнитуды  $M = 7$ .

Вне зависимости от положения прямоугольной зоны деформаций дна ( $S_{1,2,3}$  на рис. 1) распространение образующихся волн характеризуется направленностью [6, 7, 12 – 14]: доминируют волны, распространяющиеся по нормали к/от берега, причем наиболее интенсивны те волновые возмущения, которые направлены к береговой черте.

Пространственная структура волны на начальном этапе эволюции показана на рис. 3. В результате смещения участка дна в центральной части материкового склона при  $t = T$  формируется вытянутое вдоль изобат поднятие свободной поверхности жидкости (рис. 3, *а*). При опускании его центральной части образуются две волны серповидной формы, распространяющиеся в противоположных направлениях по нормали к береговой черте (рис. 3, *б*). Волна, излученная в глубоководную часть бассейна, выходит через открытые участки границы АВ, АД, ВС и в последующем не оказывает влияния на волновую динамику в расчетной области. Наиболее интенсивна волна, распространяющаяся к берегу. Она включает головную волну повышения и следующую за ней волну понижения уровня моря. Из-за уменьшения скорости распространения и рефракции волны на материковом склоне ее длина уменьшается, гребень стремится стать параллельным береговой черте, высота волны возрастает, особенно в зоне шельфа [15].

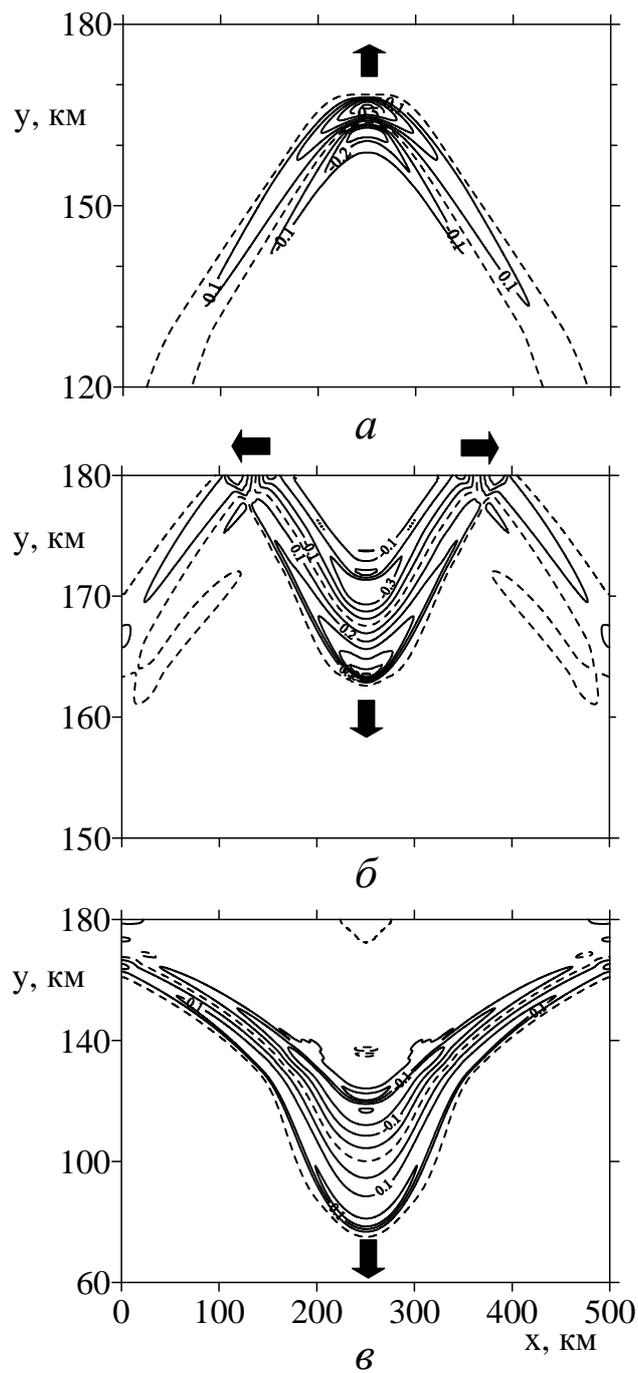
При подходе к берегу продолжается усиление волны, включающей головную волну повышения и следующую за ней волну понижения уровня (рис. 4, *а*). В результате отражения этой волны от боковой стенки образуется знакопеременная отраженная волна, распространяющаяся в отрицательном направлении оси  $y$ , и две захваченные шельфом знакопеременные волны,

распространяющиеся вдоль твердой границы в противоположных направлениях от зоны первоначального наката волны (рис. 4, б). Направления распространения возникающих волн указаны стрелками. Эффект вдольберегового распространения волн ранее описан в работах [15, 16]. После ухода волн в зоне наката волны на стенку образуется расширяющаяся со временем область понижения уровня моря (рис. 4, в). В последующем понижение уровня у береговой границы трансформируется в подъем свободной поверхности жидкости и т.д.



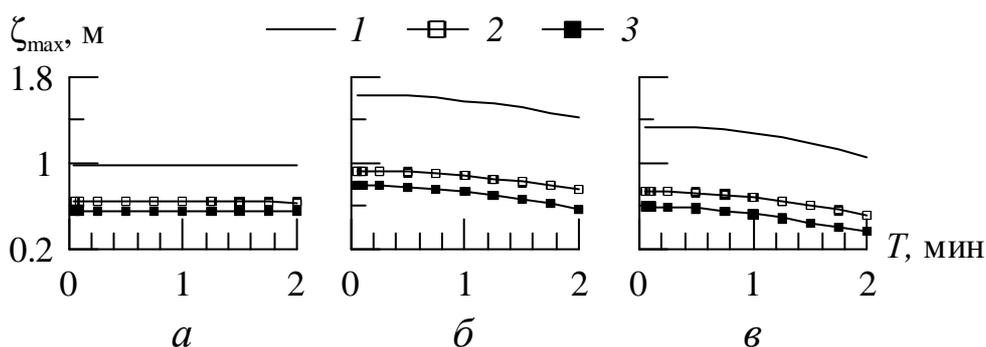
**Р и с. 3.** Начальная стадия эволюции волны в случае зоны деформаций дна ( $T = 30$  с,  $M = 7$ ,  $a_0 = 1$  м), расположенной на материковом склоне бассейна:  $a - t = 30$  с;  $b - t = 500$  с

Для оценки максимального подъема уровня моря у берега были рассчитаны вертикальные заплески волн  $\zeta_{\max} = \max_{t \geq 0} \zeta(x_0, Y, t)$  на вертикальную стенку. Эта величина зависит от параметров возмущения жидкости при  $t = T$ , а значит и от магнитуды подводного землетрясения  $M$  и длительности деформаций дна  $T$ .



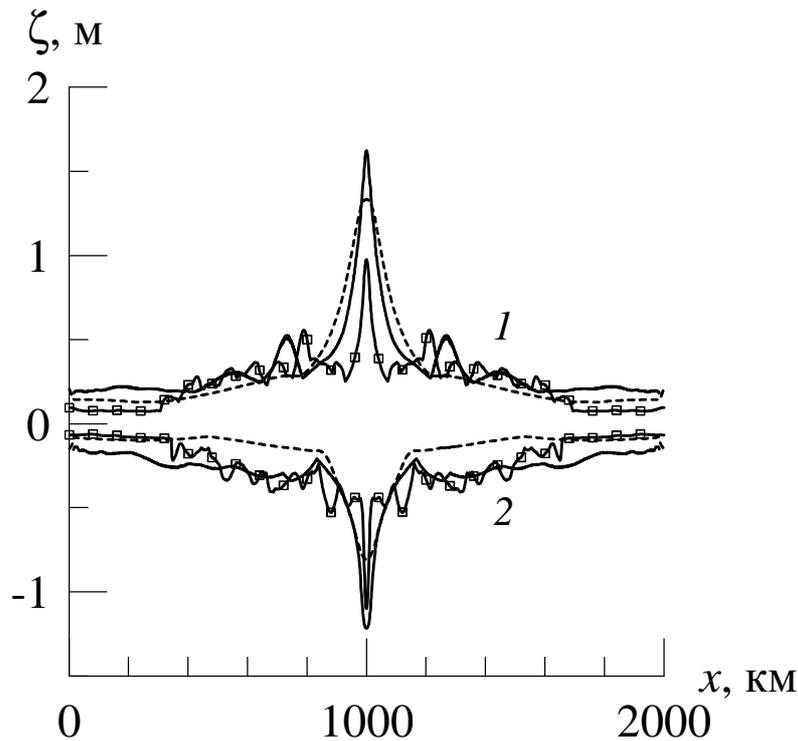
**Р и с. 4.** Стадия отражения волны от боковой стенки бассейна в случае зоны деформаций дна ( $T = 30$  с,  $M = 7$ ,  $a_0 = 1$  м), расположенной на материковом склоне бассейна:  $a - t = 2000$  с;  $б - t = 4000$  с;  $в - t = 6000$  с

На рис. 5 для трех значений магнитуды землетрясения приведены зависимости  $\zeta_{\max}$  от длительности деформаций дна, найденные для зон генерации на шельфе, материковом склоне и в глубоководной части бассейна. С ростом времени деформаций дна вертикальный заплеск уменьшается при всех магнитудах землетрясения и положениях зоны генерации. Такая зависимость слабо выражена, если очаг цунами располагается на шельфе (рис. 5, а). При  $M = 7$  максимальный подъем свободной поверхности жидкости у берега превышает начальную высоту волны (при  $t = T$ ) в 1,4 – 2 раза, если зона генерации волн находится на материковом склоне (рис. 5, б) или в глубоководной части бассейна (рис. 5, в). Максимальный подъем уровня близок к начальной высоте волны для источников генерации волн на шельфе (рис. 5, а).



**Р и с. 5.** Зависимости вертикальных заплесков  $\zeta_{\max}$  длинных волн на твердую границу бассейна от продолжительности деформации дна  $T$  для зон генерации волн, расположенных на шельфе (а), материковом склоне (б) и в глубоководной части бассейна (в):  $M = 7$  (кривые 1);  $M = 6,5$  (кривые 2);  $M = 6$  (кривые 3) (во всех случаях  $a_0 = 1$  м)

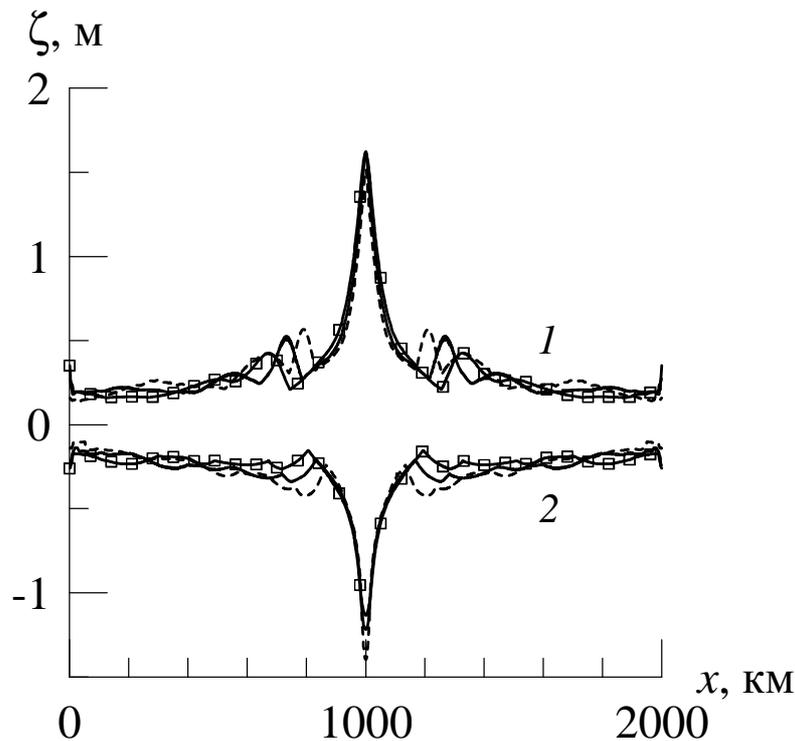
Отраженная от стенки знакопеременная волна, излученная из зоны генерации на материковом склоне, распространяется по шельфу в отрицательном направлении оси  $y$ . При прохождении волной внешней границы шельфа она частично отражается в виде волны, распространяющейся к берегу. Когда эта волна достигает береговой границы, происходит вторичный, но более слабый, накат волны на берег. Это проявляется в возникновении дополнительных экстремумов в распределениях максимально возможных повышений и экстремальных понижений уровня моря вдоль береговой границы (рис. 6). Зависимости симметричны относительно  $x = 1000$  км. В рассматриваемом случае существует пять точек максимальных подъемов уровня вдоль побережья, причем периоды экстремальных волн совпадают (130 мин), а расстояния между точками максимумов вдоль границы близки между собой ( $\approx 270$  км). Максимальные высоты вторых волн наката (справа и слева от  $x = 1000$  км) составляют 32% (0,52 м), третьих – 19% (0,31 м) от высоты первой волны (1,63 м). Таким образом, подъем и понижение уровня моря при первом накате на границу бассейна являются наибольшими из возможных смещений уровня вдоль береговой границы бассейна.



**Р и с. 6.** Распределение максимально возможных подъемов (1) и экстремальных понижений (2) уровня моря вдоль береговой границы при  $M = 7$  и  $T = 30$  с для источников генерации волн на материковом склоне (—), в глубоководной части бассейна (- - -) и на шельфе (—□—)

Распределение экстремальных смещений свободной поверхности жидкости вдоль береговой границы зависит от положения зоны генерации на материковом склоне. В соответствии с рис. 7 такая зависимость является слабой для экстремальных значений  $\zeta$  в центральной точке наката волны. В то же время, при перемещении зоны генерации цунами от глубоководной границы материкового склона к мелководной, вторичные экстремальные подъемы и понижения уровня моря возрастают по абсолютной величине и смещаются в направлении точки первоначального наката волны на боковую стенку.

В случае источника генерации, расположенного в глубоководной части бассейна, эффекты захвата волн шельфом и многократного отражения волны практически не проявляются (рис. 6). Для сейсмического источника в шельфовой зоне бассейна, который наиболее близок к береговой границе, происходит многократное отражение волн от берега, что выражается в крайне нерегулярном распределении максимально возможных заплесков волн вдоль границы.



**Р и с. 7.** Распределение максимально возможных подъемов (1) и экстремальных понижений (2) уровня моря вдоль береговой границы при  $M = 7$  и  $T = 30$  с для зон генерации, расположенных на материковом склоне: в центральной части (—), у мелководной границы склона (- - -), у глубоководной границы склона (—□—)

**Заключение.** Двумерная модель нелинейных длинных волн применена для анализа процесса распространения волн цунами из прямоугольной зоны генерации в бассейне переменной глубины. Рельеф дна бассейна изменяется только в нормальном к берегу направлении и отражает черты шельфовой зоны и материкового склона Черного моря. Генератор волн – деформирующийся по линейному закону в течение конечного промежутка времени (неупругие деформации) прямоугольный участок дна бассейна.

Задача решалась методом конечных разностей в прямоугольной области с тремя открытыми и одним твердым участком границы. Чтобы ослабить вычислительную дисперсию, в разностных аналогах дифференциальных уравнений модели для производных по горизонтальным координатам использованы аппроксимации высокого порядка. Рассмотрены зоны генерации волн, расположенные на шельфе, материковом склоне и в глубоководной части бассейна.

Показано, что эффективность генерации волн зависит от положения, горизонтальных масштабов и длительности деформаций дна. Заплеск волн цунами на береговую границу наибольший при кратковременных подвижках дна, для протяженных зон генерации и при расположении зон генерации на материковом склоне.

При излучении волн из зоны неупругих деформаций дна, расположенной на материковом склоне, в направлении берега излучается волна серповидной формы. Процесс ее эволюции на шельфе носит сложный характер. При распространении на шельфе волна подвержена действию двух конкурирующих факторов: ослаблению за счет пространственной расходимости волн и усилению за счет уменьшения глубины бассейна.

В процессе отражения от береговой границы бассейна образуются две захваченные шельфом волны, распространяющиеся вдоль береговой черты в противоположных направлениях от области первоначального наката волны. Наблюдается частичный захват волн шельфом, который проявляется в многократном последовательном отражении волны от береговой границы и мелководной границы материкового склона. Это приводит к существованию нескольких точек вдоль берега, в которых подъемы и понижения уровня моря имеют локальные экстремумы. Этот эффект отсутствует в случае источника генерации цунами, расположенного в глубоководной части бассейна.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного фонда фундаментальных исследований Украины в рамках научного украинско-российского проекта № 05-05-10 (У) (Постановление Президиума НАН Украины от 26.05.2010 г. № 155).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черкесов Л.В. Поверхностные и внутренние волны. – Киев: Наукова думка, 1973. – 247 с.
2. Пелиновский Е.Н. Нелинейная динамика волн цунами. – Горький: ИПФ АН СССР, 1982. – 226 с.
3. Марчук Ан.Г., Чубаров Л.Б., Шокин Ю.И. Численное моделирование волн цунами. – Новосибирск: Наука, 1983. – 175 с.
4. Шокин Ю.И., Чубаров Л.Б., Марчук Ан.Г. и др. Вычислительный эксперимент в проблеме цунами. – Новосибирск: Наука, 1989. – 167 с.
5. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 272 с.
6. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. – Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. – 276 с.
7. Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. – М.: Янус-К, 2005. – 360 с.
8. Liu P.L.-F., Cho Y.-S., Briggs M.J. et al. Runup of solitary waves on a circular island // J. Fluid Mech. – 1995. – 302. – P. 259 – 285.
9. Уломов В.И., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. и др. Опыт картирования очагов землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ИФЗ РАН, 1993. – Вып. 1. – С. 99 – 108.
10. Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
11. Kowalik Z. Basic relations between tsunamis calculation and their physics – II // Science of Tsunami Hazards. – 2003. – 21, № 3. – P. 154 – 173.
12. Доценко С.Ф., Соловьев С.Л. Математическое моделирование процессов возбуждения цунами подвижками океанического дна // Исследования цунами. – М., 1990. – № 4. – С. 8 – 20.

13. *Kajiura K.* Tsunami source, energy and directivity of wave radiation // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. – 1970. – 48, № 5. – P. 835 – 870.
14. *Доценко С.Ф.* Влияние остаточных смещений дна океана на эффективность генерации направленных волн цунами // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 1995. – 31, № 4. – С. 570 – 576.
15. *Мурти Т.С.* Сейсмические морские волны цунами. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 447 с.
16. *Доценко С.Ф.* Закономерности распространения цунами на шельфе Черного моря из эллиптической зоны генерации // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6. – С. 18 – 25.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: sf\_dotsenko@mail.ru

Материал поступил  
в редакцию 15.09.10

**АНОТАЦІЯ** Просторова модель нелінійних довгих хвиль застосована для чисельного аналізу розповсюдження хвиль цунамі з прямокутної зони генерації в басейні з материковим схилом і шельфом. Генератор хвиль – однонаправлені зсуви протягом кінцевого часу обмеженої ділянки дна басейну. Показано, що ефективність збудження хвиль залежить від положення, горизонтальних розмірів і тривалості деформації дна. Заплеск хвиль на вертикальну берегову межу найбільший при короткочасних переміщеннях дна, для протяжних зон генерації і при розташуванні сейсмічного джерела на материковому схилі. При віддзеркаленні хвилі від берега утворюються дві захоплені шельфом хвилі, які розповсюджуються вздовж берега в протилежних напрямках від зони первинного нахату хвилі. Спостерігається часткове захоплення хвиль шельфом. Воно проявляється в багатократному віддзеркаленні хвилі від берега та верхньої кромки материкового схилу. Цей ефект відсутній при генерації хвиль у глибоководній частині басейну.

**Ключові слова:** хвилі цунамі, генерація зсувами ділянки дна, нелінійні довгі хвилі, двовимірне розповсюдження, чисельні рішення, динаміка в зоні шельфу.

**ABSTRACT** Spatial model of nonlinear long waves is used for a numerical analysis of tsunami waves propagation out of a rectangular generation area in a basin with continental slope and shelf. A wave generator consists in unidirectional displacements of a bounded area of the basin bottom during a finite time period. It is shown that efficiency of wave generation depends on position, horizontal dimensions and duration of bottom deformations. Run-up of waves on a vertical coastal boundary is the highest at short-term boundary shifts, extended generation zones and seismic sources placed on the continental slope. Wave reflection from the coast results in formation of two shelf-trapped waves propagating along the coastline in opposite directions from the zone of the initial wave impact. Partial shelf-trapping of waves is observed. It is manifested in a multiple wave reflection from the coast and the shallow edge of the continental slope. This effect is absent at generation of waves in a deep-water part of the basin.

**Keywords:** tsunami waves, generation by displacements of bottom areas, nonlinear long waves, two-dimensional propagation, numerical solution, dynamics in the shelf zone.