

Влияние положения и асимметрии зоны генерации на интенсивность цунами у берега

В рамках нелинейной модели длинных волн выполнен численный анализ распространения волн цунами из прямоугольного очага в бассейне, включающем глубоководную область постоянной глубины, материковый склон и шельф. Рассмотрены знакопостоянные и знакопеременные кратковременные смещения участка дна на шельфе, материковом склоне и в глубоководной части бассейна. Заплеск волн на вертикальную береговую границу наибольший для знакопеременных подвижек дна, расположенных на материковом склоне. При отражении образуются захваченные шельфом волны, распространяющиеся вдоль берега в противоположных направлениях. Происходит частичный захват цунами шельфом. Он проявляется в многократном последовательном отражении волны от берега и мелководного края материкового склона. Это свойство волн не реализуется для очагов цунами в глубоководной зоне бассейна. При знакопеременном смещении участка дна эффект образования дополнительных экстремумов в распределении максимально возможных заплесков волн вдоль берега проявляется слабее, чем при однознаковой подвижке дна. Увеличение асимметрии очага цунами вызывает рост первичных и уменьшение вторичных экстремальных заплесков волн.

Ключевые слова: волны цунами, генерация подвижками дна, нелинейная модель, длинные волны, двумерное распространение, численные решения, интенсивность цунами в шельфовой зоне.

Введение. Распространение на шельфе и накат на берег – наиболее важные этапы эволюции цунами с точки зрения опасности явления для населения, объектов хозяйственной деятельности и экологии береговой зоны. Над материковым склоном и на шельфе происходит значительное усиление длинных волн, приходящих из открытых районов бассейна. Параметры волны на мористой границе шельфа зависят от характеристик источника генерации и его положения в бассейне по отношению к материковому склону и шельфу. Поэтому изучение роли указанных факторов в динамике и усилении длинных волн при подходе к берегу представляет не только теоретический интерес, это также необходимо для решения задач защиты морского побережья от воздействия разрушительных 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 – 8].

Одномерные модели не учитывают рефракцию и пространственную расходимость волн, которые особенно сильны для сейсмических источников в зоне материкового склона, где уклоны дна наиболее значительны. Пренебре-

жение этими факторами приводит к завышению высот волн цунами у берега. Более правильное описание процесса распространения волн в ограниченных бассейнах переменной глубины можно выполнить в рамках двумерных численных моделей (см., например, [3 – 5, 9]).

Ниже в рамках нелинейной модели длинных волн выполнен численный анализ закономерностей распространения пространственных волн цунами в бассейне модельной геометрии при различных положениях источника возбуждения волн. Генератор цунами – кратковременные однознаковые и разнознаковые смещения прямоугольного участка дна, расположенного в глубоководной части бассейна, на материковом склоне и в шельфовой зоне. Основное внимание уделено анализу влияния положения сейсмического источника и его асимметрии на характеристики волн у берега. Рассмотрены особенности динамики цунами в шельфовой зоне, включая формирование вдоль берега локальных зон усиления волнового поля, обусловленных многократными отражениями волн от твердой и мористой границ шельфа.

Математическая модель. Бассейн переменной глубины занимает в плане полуплоскость $-\infty < x < +\infty$, $-\infty < y < Y$, где x , y – горизонтальные координаты; $y = Y$ – прямолинейная береговая черта (рис. 1, а). Рельеф дна цилиндрический, то есть глубина бассейна H изменяется только по нормали к берегу, $H = H(y)$. Береговая граница бассейна – вертикальная стенка, глубина около которой положительна. При $y \leq 0$ глубина бассейна $H = \text{const}$.

При численном моделировании распространения волн распределение глубины бассейна в направлении берега задавалось кусочно-линейной зависимостью (рис. 1, б). Рельеф дна характеризуется мелководным шельфом с малым уклоном, глубоководной областью постоянной глубины H_0 и разделяющим их плоским материковым склоном.

Генератор волн – ограниченная область S дна бассейна, совершающая при $t \geq 0$ деформации по закону

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

где x и y – зональная и меридиональная координаты; t – время; $q = 0$ при $t \leq 0$.

В рамках нелинейной теории длинных поверхностных волн движение жидкости в бассейне описывается в полных потоках следующей системой уравнений [10]:

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

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

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

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 глубина жидкости с учетом смещений свободной поверхности и дна бассейна; g – ускорение свободного падения; $n = 0,013$ – параметр Маннинга. Значения $h > 0$ соответствуют подъему, $h < 0$ – опусканию участка дна.

На береговой границе задается условие непротекания жидкости

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

В начальный момент времени жидкость неподвижна, свободная поверхность не возмущена, то есть

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

Вычислительный алгоритм и исходные данные. Задача (2) – (6) решалась методом конечных разностей в области $ABCD$ (рис. 1, a), ограниченной тремя открытыми участками AB , BC , AD и участком CD ($y = Y$) в виде вертикальной боковой стенки. На жидких участках границы задавались условия свободного выхода линейных длинных волн из расчетной области [3, 5]:

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

где $C = \sqrt{gH(y)}$ – локальная скорость распространения линейных длинных волн.

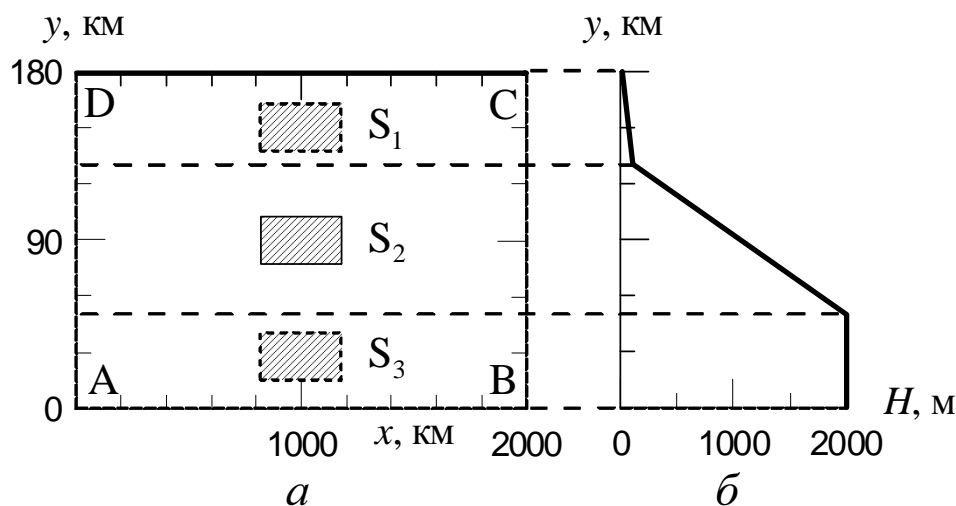
Функции, описывающие смещения дна бассейна (1) с центром в точке (x_0, y_0) , задавались в виде

$$h_0 = \begin{cases} a_0 \cos(\pi(x-x_0)/L) \cos(\pi(y-y_0)/W), & (x, y) \in S, \\ 0, & (x, y) \notin S, \end{cases} \quad (8)$$

$$h_0 = \begin{cases} a_0 \cos(\pi(x-x_0)/L) \sin(2\pi(y-y_0)/W), & (x, y) \in S, \\ 0, & (x, y) \notin S, \end{cases} \quad (9)$$

$$q = \begin{cases} t/T, & t \in [0, T], \\ 0, & t < 0, \\ 1, & t > 0, \end{cases} \quad (10)$$

где L , W – длина области деформаций дна вдоль осей x , y соответственно; a_0 – максимальное смещение дна бассейна; T – длительность подвижки дна. Смещения дна (1), (8) – (10) описывают изменения глубины бассейна с остаточными деформациями $h = h_0(x, y)$ ($t \geq T$). Подвижка дна (8), (10) – однознаковая, (9), (10) – разнознаковая. Рассмотрено два вида распределенных деформаций дна бассейна: знакопостоянные и знакопеременные смещения прямоугольного участка дна с постоянной скоростью в течение конечного промежутка времени T . На рис. 1, a показаны использованные в вычислительных экспериментах положения очагов цунами на шельфе (S_1), материковом склоне (S_2) и в глубоководной части бассейна (S_3).



Р и с. 1. Расчетная область $ABCD$, положения зоны S деформаций дна (a) и распределение глубины бассейна по нормали к берегу (b)

Параметры рельефа дна бассейна следующие (рис. 1, b): глубина глубоководной части ($y = 0 - 50$ км) равна 2000 м; глубина шельфовой зоны ($y = 50 - 130$ км) убывает в направлении берега от 100 до 10 м; глубина континентального склона ($y = 130 - 180$ км) убывает линейно от 2000 до 100 м. Рельеф дна в определенной степени отражает черты шельфа и материкового склона Черного моря.

Начально-краевая задача (2) – (7) решалась методом конечных разностей по явно-неявной схеме, причем явная схема применялась к уравнениям (2) и (3), а неявная – к уравнению неразрывности (4). Использованы разнесенные прямоугольные сетки для проекций полного потока жидкости и смещений свободной поверхности (сетка Аракавы C). Описание этой разностной схемы для системы уравнений длинных волн (2) – (4) дано в работе [10].

Шаги интегрирования выбирались на основе вычислительных экспериментов: $\Delta x = 1000$ м, $\Delta y = 250$ м (сеточная область 2000×720 узлов), $\Delta t = 1$ с. При расчетах рассматривались подвижки дна, сосредоточенные в прямоугольных областях

$$S = [-L/2 \leq x - x_0 \leq L/2] \times [-W/2 \leq y - y_0 \leq W/2] \quad (30 \times 30, 60 \times 30, 90 \times 30 \text{ км}),$$

вытянутых параллельно берегу. Продолжительность деформаций дна $T = 5$ с, что позволяет считать их мгновенными. Максимальное смещение дна $a_0 = 1$ м.

При распространении волны в шельфовой зоне бассейна и выходе отраженной волны в зону материкового склона начинает проявляться и усиливаться вычислительная дисперсия в виде короткопериодных колебаний полей. Для ее ослабления, как и в работе [11], был применен метод, описанный в [12]. Он использует аппроксимации более высокого порядка для частных производных по координатам x и y в уравнениях (2) – (4).

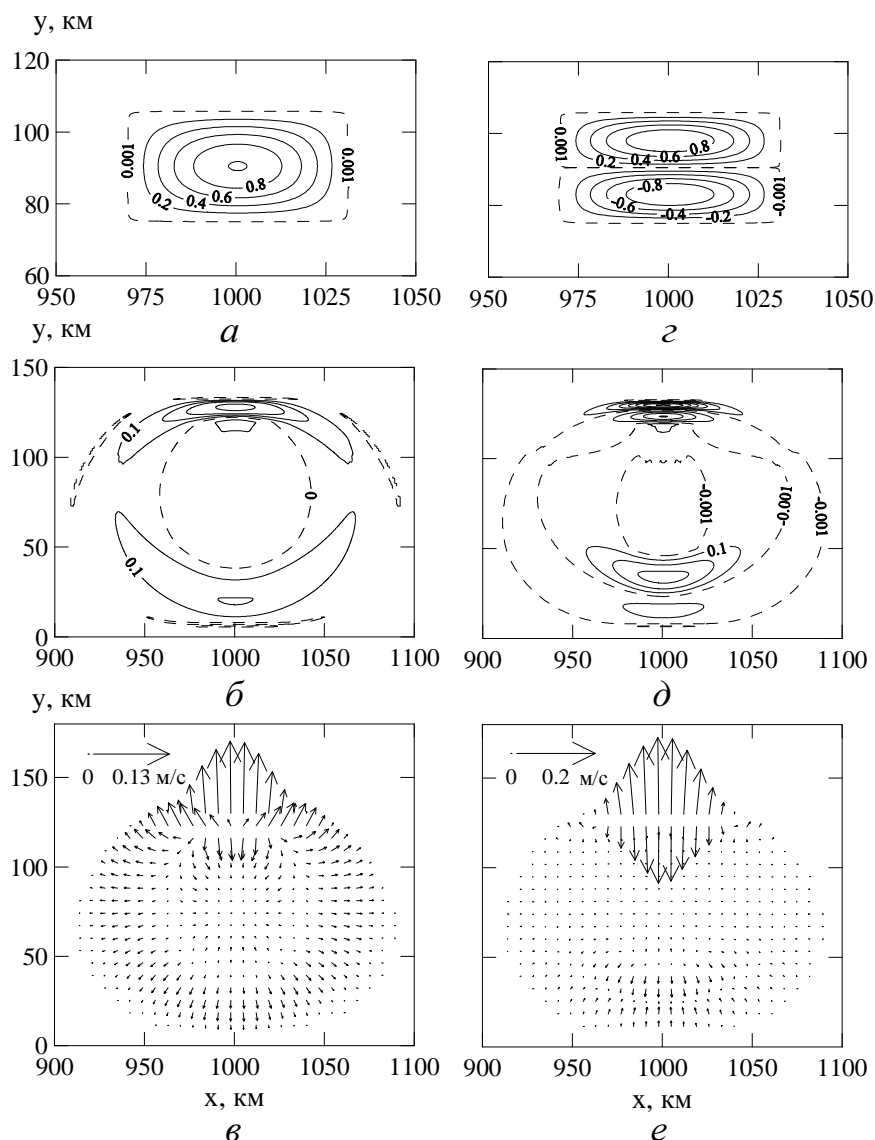
Численный анализ распространения волн. В результате смещений дна бассейна (8) – (10) формируется локальное возмущение жидкости. Для кратковременных подвижек форма свободной поверхности при $t = T$ практически повторяет остаточные деформации дна бассейна $\zeta = h_0(x, y)$ [3, 7, 11, 13, 14]. В процессе эволюции начального возмущения жидкости образуется волна цунами, пространственная структура и интенсивность которой зависят от положения зоны и характеристик деформаций дна.

При однознаковом смещении участка дна бассейна, расположенного в центральной части материкового склона, формируется вытянутое вдоль изобат поднятие свободной поверхности жидкости (рис. 2, а). При опускании его центральной части образуются две волны серповидной формы, распространяющиеся в противоположных направлениях по нормали к берегу (рис. 2, б). Волны, распространяющиеся вдоль шельфа и в глубоководную часть бассейна, выходят через открытые участки границы и в последующем не оказывают влияния на волновую динамику в расчетной области.

Наиболее интенсивна волна, распространяющаяся к берегу. Она включает головную волну повышения и следующую за ней волну понижения свободной поверхности. Вследствие уменьшения скорости распространения и рефракции волны на материковом склоне ее характерная длина уменьшается, гребень стремится стать параллельным береговой черте, высота волны возрастает, что проявляется наиболее ярко в зоне шельфа.

Знакопеременное смещение участка дна в центральной части материкового склона приводит к формированию вытянутых вдоль изобат поднятия и понижения свободной поверхности жидкости (рис. 2, в). В результате последующего опускания центральной части поднятия и подъема центральной части понижения свободной поверхности жидкости образуются две знакопеременные волны серповидной формы, распространяющиеся в противоположных направлениях по нормали к берегу (рис. 2, д). Волна, распространяющаяся к берегу, является знакопеременной с головной волной повышения. У системы волн, распространяющихся в глубоководную часть бассейна, головной является волна понижения.

Структура полей горизонтальной скорости в волнах цунами зависит от вида подвижки дна. При знакопостоянном смещении участка дна преобладают волновые течения в направлении берега (рис. 2, в). Если смещение дна знакопеременно (рис. 2, е), наиболее интенсивное поле волновой скорости формируется на шельфе, причем если в зоне головной волны течение направлено к берегу, то в следующей за ней волне понижения течение направлено от берега и оно также является достаточно интенсивным. В рассмотренных случаях, когда максимальные смещения дна равны 1 м, на входе в зону шельфа генерируются волновые скорости, достигающие $0,2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.



Р и с. 2. Начальные знакопостоянное (*a*) и знакопеременное (*z*) смещения свободной поверхности, соответствующие им поля уровня (*б*, *д*) и горизонтальной скорости (*в*, *е*) в момент времени $t = 500$ с

Наибольший интерес представляют оценки интенсивности волн непосредственно у берега. Именно этот этап волнового процесса наиболее опасен для населения, береговой инфраструктуры и экологии. В работе [11] отмечалось, что наибольшие по высоте волны цунами у береговой границы генерируются, при прочих равных условиях, в случае подвижек дна в зоне материкового склона. Это действительно возможно благодаря тому, что при распространении над материковым склоном и шельфом двумерная длинная волна подвержена действию двух факторов – ослаблению за счет пространственной расходимости волн и усилению за счет уменьшения глубины бассейна, – ока-

зывающих противоположное воздействие на волну. Именно конкуренцией этих факторов объясняется более значительный заплеск волн на береговую стенку при очаге цунами на материковом склоне, а не в глубоководной части бассейна. В одномерном случае ($L = \infty$), когда отсутствует пространственная расходимость волн, вертикальный заплеск на береговую стенку максимальный для очагов цунами в глубоководной части бассейна, поскольку перепад глубин на трассе распространения волны наибольший.

Сказанное выше иллюстрирует рис. 3. На нем представлены зависимости максимальных подъемов и понижений свободной поверхности жидкости у береговой границы от положения центра очага цунами y_0 для знакопостоянных и знакопеременных подвижек дна различного удлинения. Расчеты экстремальных смещений ζ проведены для зон генерации, расположенных относительно друг друга на расстоянии $\Delta y_0 = 5$ км.

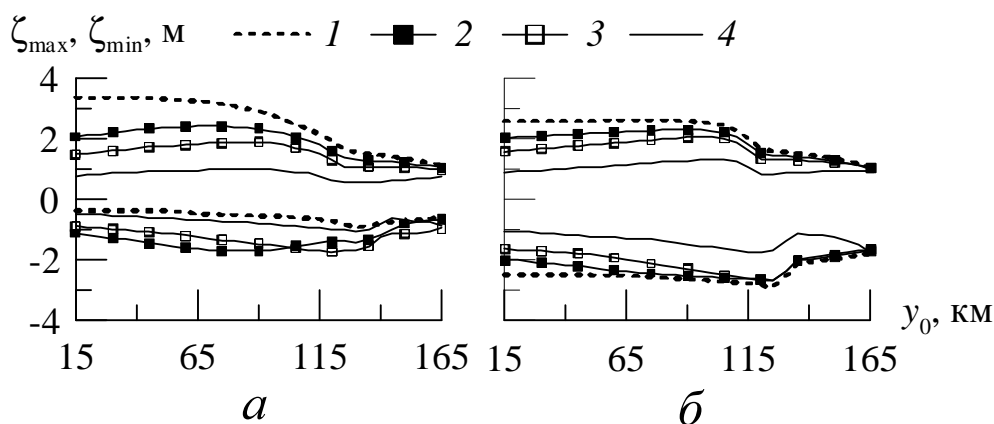
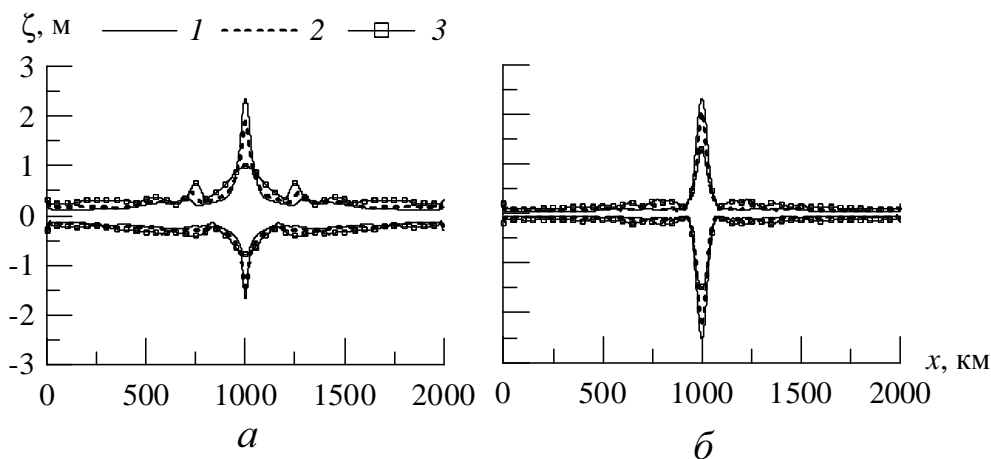


Рис. 3. Максимальные подъемы ζ_{\max} и понижения ζ_{\min} свободной поверхности жидкости у береговой границы в зависимости от положения центра очага цунами y_0 в бассейне для знакопостоянных (а) и знакопеременных (б) деформаций дна: плоский случай (кривые 1); $L = 90$ км (кривые 2); $L = 60$ км (кривые 3); $L = 30$ км (кривые 4). Во всех случаях $W = 30$ км, $a_0 = 1$ м

Из приведенных зависимостей следует, что чем больше асимметрия очага цунами, тем больше по модулю экстремальные повышения и понижения моря у береговой стенки. Они наибольшие в плоском случае, благодаря, как отмечалось выше, отсутствию пространственной расходимости волн. При размере очага цунами на материковом склоне 90×30 км максимальный подъем свободной поверхности жидкости у берега может превышать начальную высоту волны a_0 в очаге цунами в 2,4 раза. Наименее эффективна генерация длинных волн сейсмическими источниками в шельфовой зоне бассейна.

Представляет интерес анализ распределения экстремальных повышений и понижений свободной поверхности жидкости вдоль берега. Соответствующие зависимости в случае подвижек дна на материковом склоне приведены на рис. 4. Области деформаций дна имеют одинаковую ширину W , но различную длину L . Как видно из представленных кривых, наибольшие подъемы и понижения уровня моря происходят в зоне прямого наката волны, и это свой-

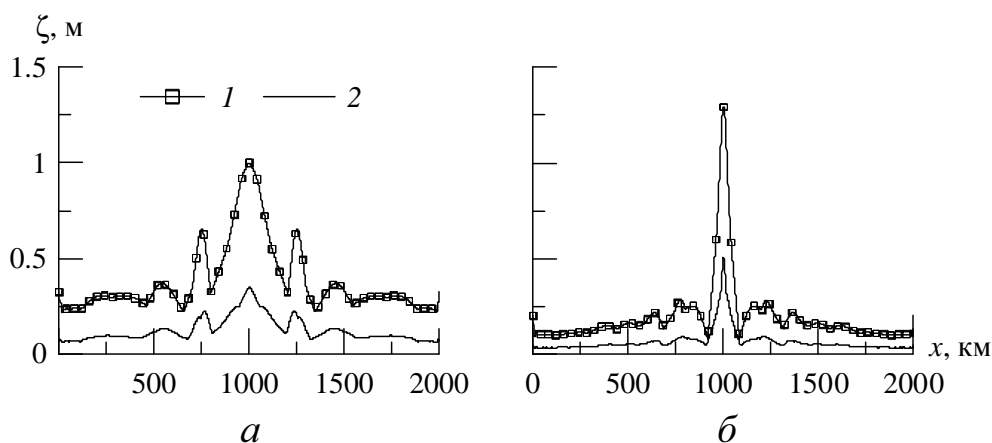
ство волнового процесса не зависит от того, имеют ли деформации дна один знак или являются знакопеременными. Помимо этой зоны на береговой границе существуют участки, где возможно локальное усиление подъемов и понижений уровня моря. Это свойство волн наиболее выражено для знакопостоянных подвижек дна (рис. 4, *a*). Увеличение асимметрии очага цунами приводит к росту первичных и уменьшению вторичных экстремальных заплесков волн на береговую границу.



Р и с. 4. Распределение максимальных подъемов ($\zeta > 0$) и понижений ($\zeta < 0$) уровня моря вдоль береговой границы при $a_0 = 1$ м, $W = 30$ км для знакопостоянных (*a*) и знакопеременных (*b*) деформаций участка материкового склона бассейна: $L = 90$ км (кривые 1); $L = 60$ км (кривые 2); $L = 30$ км (кривые 3)

Рассмотрим более детально механизм образования вдоль берега вторичных зон усиления смещений уровня моря для источника генерации 30×30 км на материковом склоне. После первичного отражения от стенки волна распространяется по шельфу в сторону материкового склона. При прохождении волной мористой границы шельфа происходит ее частичное отражение в форме распространяющейся к берегу волны. Когда отраженная волна достигает береговой границы, происходит вторичный, но более слабый ее накат на берег. Это проявляется в существовании дополнительных экстремумов в распределениях максимально возможных повышений и экстремальных понижений уровня моря вдоль береговой границы (рис. 5). При однознаковом смещении участка дна существует пять точек максимальных подъемов уровня вдоль берега (рис. 5, *a*), причем характерные периоды экстремальных волн совпадают (130 мин), а расстояния между точками максимумов вдоль границы приблизительно одинаковы (250 км).

Расчеты показали, что время движения гребня волны от границы шельф – склон до максимального подъема уровня воды у берега составляет 42 мин, в обратном направлении – 88 мин. Максимальные высоты вторичных накатов волн (по обе стороны от точки $x = 1000$ км) составляют 65% (0,65 м), третьих – 37% (0,37 м) от высоты первой волны (1 м).



Р и с. 5. Распределение максимально возможных подъемов уровня моря вдоль береговой границы (1) и вдоль верхней границы склона (2) при $a_0 = 1$ м, $L = 30$ км, $W = 30$ км для знакопостоянных (а) и знакопеременных (б) деформаций участка материкового склона бассейна

При знакопеременном смещении участка дна эффект возникновения дополнительных зон максимально возможных повышений и экстремальных понижений уровня моря вдоль береговой границы проявляется значительно слабее (рис. 5, б). В этом случае можно выделить три зоны максимальных подъемов уровня вдоль побережья с периодами экстремальных волн 125 мин и расстоянием между точками максимумов на береговой границе 225 км. Максимальные высоты вторичных накатов волн (справа и слева от точки $x = 1000$ км) составляют 22% (0,28 м) от высоты первой волны (1,3 м).

З а к л ю ч е н и е. Двумерная модель нелинейных длинных волн в полных потоках применена для численного анализа распространения волн цунами из прямоугольного очага в бассейне с цилиндрическим рельефом дна, включающем глубоководную часть постоянной глубины, материковый склон и шельф. Рассмотрено два вида распределенных деформаций дна: знакопостоянные и знакопеременные неупругие смещения участка дна в течение малого промежутка времени.

Для решения задачи применен метод конечных разностей на разнесенных сетках в прямоугольной области, ограниченной открытыми и твердым участками границы. Чтобы ослабить вычислительную дисперсию, в разностных аналогах дифференциальных уравнений длинных волн для частных производных по горизонтальным координатам использованы аппроксимации более высокого порядка.

Показано, что эффективность генерации волн зависит от положения, горизонтальных масштабов и пространственного распределения деформаций дна. Чем больше асимметрия очага цунами, тем больше экстремальные повышения и понижения уровня моря у берега. Заплеск волн цунами на береговую границу наибольший для знакопеременных деформаций дна, происходящих на материковом склоне.

При распространении в шельфовой зоне волна подвержена действию двух факторов, оказывающих противоположное влияние на интенсивность

волнового поля: ослаблению – за счет пространственной расходимости и усилению – за счет уменьшения глубины бассейна. Именно этими факторами объясняется более значительный заплеск волн на береговую стенку для очагов цунами, расположенных на материковом склоне, а не в глубоководной зоне бассейна или на шельфе. В одномерном случае, когда пространственная расходимость волн отсутствует, заплеск волны максимальный для зон генерации, расположенных в глубоководной части 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 берега и мористой границы шельфа. Это приводит к существованию вдоль берега нескольких зон, в которых происходит локальное усиление колебаний уровня моря. Данный эффект отсутствует, если источник генерации цунами расположен в глубоководной части бассейна.

При знакопеременных смещениях дна в зоне генерации цунами эффект формирования вдоль берега зон вторичного усиления колебаний уровня моря выражен значительно слабее, чем при однознаковых смещениях дна. Увеличение асимметрии очага цунами (знакопеременность или большая вытянутость параллельно берегу) приводит к росту интенсивности первичных и уменьшению интенсивности вторичных заплесков волн на берег.

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 № 155).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черкесов Л.В. Поверхностные и внутренние волны. – Киев: Наук. 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., Симонов К.В. 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. – ИПФ РАН: Н. Новгород, 1996. – 276 с.
7. Левин Б.В., Носов М.А. Физика цунами и родственных явлений в океане. – М.: Янус-К, 2005. – 360 с.
8. Доценко С.Ф. Численный анализ трансформации волн цунами на шельфе Южного берега Крыма // Морской гидрофизический журнал. – 1997. – № 4. – С. 21 – 31.
9. Доценко С.Ф., Коновалов А.В. Цунами 1927 г. в Черном море: данные наблюдений, численное моделирование // Там же. – 1995. – № 6. – С. 3 – 16.
10. 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.

11. Доценко С.Ф., Санникова Н.К.В. Анализ особенностей распространения цунами в шельфовой зоне бассейна // Морской гидрофизический журнал. – 2011. – № 6. – С. 3 – 15.
12. Kowalik Z. Basic relations between tsunamis calculation and their physics – II // Sci. Tsunami Hazards. – 2003. – 21, № 3. – P. 154 – 173.
13. Доценко С.Ф., Соловьев С.Л. Математическое моделирование процессов возбуждения цунами подвижками океанического дна // Исследования цунами. – М., 1990. – № 4. – С. 8 – 20.
14. Kajiura K. Tsunami source, energy and directivity of wave radiation // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. – 1970. – 48, № 5. – P. 835 – 870.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: sf_dotsenko@mail.ru

Материал поступил
в редакцию 04.04.11

АНОТАЦІЯ У рамках нелінійної моделі довгих хвиль виконаний чисельний аналіз розповсюдження хвиль цунамі з прямокутного осередка в басейні, який містить глибоководну область постійної глибини, материковий схил та шельф. Розглянуті знакосталі та знакозмінні короткочасні зміщення ділянки дна на шельфі, материковому схилі та глибоководній частині басейну. Запліск хвиль на вертикальну берегову межу найбільший для знакозмінних посувань дна, розташованих на материковому схилі. При відбитті утворюються захоплені шельфом хвилі, які поширюються уздовж берега в протилежних напрямках. Відбувається часткове захоплення цунамі шельфом. Він проявляється в багаторазовому послідовному відбитті хвилі від берега та мілководного краю материкового схилу. Ця властивість хвиль не реалізується для осередків цунамі у глибоководній зоні басейну. У разі знакозмінного зміщення ділянки дна ефект утворення додаткових екстремумів у розподілі максимально можливих заплісків хвиль уздовж берега виявляється слабше, ніж при знакосталому посуванні дна. Збільшення асиметрії осередку цунамі викликає зростання первинних і зменшення вторинних екстремальних заплісків хвиль.

Ключові слова: хвилі цунамі, генерація посуваннями дна, нелінійна модель, довгі хвилі, двомірне розповсюдження, чисельні розв'язання, інтенсивність цунамі у шельфовій зоні.

ABSTRACT Propagation of tsunami waves from a rectangular source in a basin including deep-water region of constant depth, continental slope and shelf is numerically analyzed within the framework of the nonlinear model of long waves. Sign-constant and alternating short-term displacements of bottom area on the shelf, continental slope and in the deep-water part of the basin are considered. Wave's run-up on a vertical coastal boundary is the largest for the alternating bottom shifts located on the continental slope. Shelf-trapped waves propagating along the coastline in opposite directions are generated during reflection. Partial shelf-trapping of tsunami waves takes place. This process is manifested in a multiple successive wave reflection from the coast and the shallow edge of the continental slope. This feature of waves is not realized in the cases when tsunami sources are in the deep-water zone of the basin. At the alternating bottom displacement the effect of formation of additional extremums in distribution of maximum waves' run-ups along the coast is weaker than at the sign-constant bottom shift. Increase of tsunami source asymmetry induces growth of primary extreme wave's run-ups and reduction of secondary ones.

Keywords: tsunami waves, generation by bottom shifts, nonlinear model, long waves, two-dimensional propagation, numerical solution, tsunami intensity in shelf zone.