

УДК 551.466

# РЕГИСТРАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН, ОБРАЗОВАННЫХ В ОКЕАНЕ ПОВЕРХНОСТНЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ВОЛНАМИ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ 11 МАРТА 2011 г. У ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНИИ

© 2015 г. М. А. Носов, К. А. Семенцов, С. В. Колесов,  
Х. Матсумото, член-корреспондент РАН Б. В. Левин

Поступило 15.10.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565215110183

В начале XXI века для измерения волн цунами в открытом океане стали широко применяться донные регистраторы давления. Наиболее известной в этой области системой является сеть станций DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) [1]. На записях, получаемых с использованием станций DART или иных аналогичных систем, перед вступлением цунами всегда наблюдается высокочастотный шумоподобный сигнал, порожденный сейсмическими волнами [2, 3]. Адекватная интерпретация этого сигнала обычно затруднена как большим интервалом дискретизации данных (15 с для DART), так и отсутствием данных о сейсмических движениях дна в точке установки регистратора давления.

Детальный анализ сигналов, предшествующих вступлению цунами, стал возможен благодаря уникальным техническим возможностям системы DONET (Dense Oceanfloor Network System for Earthquakes and Tsunamis), которая была установлена в 2006–2011 гг. Японским агентством морских и наземных исследований и технологий (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology – JAMSTEC) [4].

Система DONET включает в себя 20 донных станций, соединенных кабельными линиями с береговым центром обработки данных. Каждая станция оснащена сейсмометром (Ocean Bottom Seismometer – OBS) и датчиком давления (Pressure Gauge – PG), размещенными практически в одной точке – на удалении не более 10 м друг от друга. Станции установлены на глубинах от 1900

до 4400 м, расстояние между ними варьируется от 15 до 20 км. Частота дискретизации данных составляет 10 Гц для вариаций давления и 200 Гц для ускорений движения дна.

К моменту катастрофического землетрясения у побережья Японии (землетрясение Тохоку), произошедшего 11 марта 2011 г., функционировали 10 станций DONET; все они успешно записали как само сейсмическое событие, так и последовавшие за ним волны цунами [5]. По данным Геологической службы США (USGS) землетрясение Тохоку произошло в 05 ч 46 мин 24 с (UTC), его эпицентр ( $38.297^\circ$  с.ш.,  $142.372^\circ$  в.д.) располагался в 129 км к востоку от города Сендай, глубина гипоцентра составила 30 км, моментная магнитуда  $M_w = 9.0$ . Сильный афтершок ( $M_w = 7.9$ , эпицентр:  $36.281^\circ$  с.ш.,  $141.111^\circ$  в.д., глубина 42 км), который произошел в 06 ч 15 мин 40 с, также был зарегистрирован всеми 10 станциями DONET. Взаимное расположение эпицентров обоих сейсмических событий и станций DONET показано на рис. 1. Белыми изолиниями изображена вертикальная косейсмическая деформация дна (очаг цунами), рассчитанная по структуре подвижки (Finite Fault Model, USGS) [6].

Основная цель настоящей работы состоит в представлении данных измерений, на основе которых впервые удалось наблюдать эффект генерации свободных гравитационных волн в океане длиннопериодными сейсмическими поверхностными волнами. Вторая цель – обсуждение возможных механизмов генерации наблюдаемых гравитационных волн и оценка вклада вертикальных и горизонтальных компонент сейсмических движений дна в амплитуду этих волн.

Известно, что в 80% случаев волны цунами возникают при сильных подводных землетрясениях в результате вытеснения воды остаточными (косейсмическими) деформациями дна [7–10]. Колебания дна без остаточных деформаций обычно не

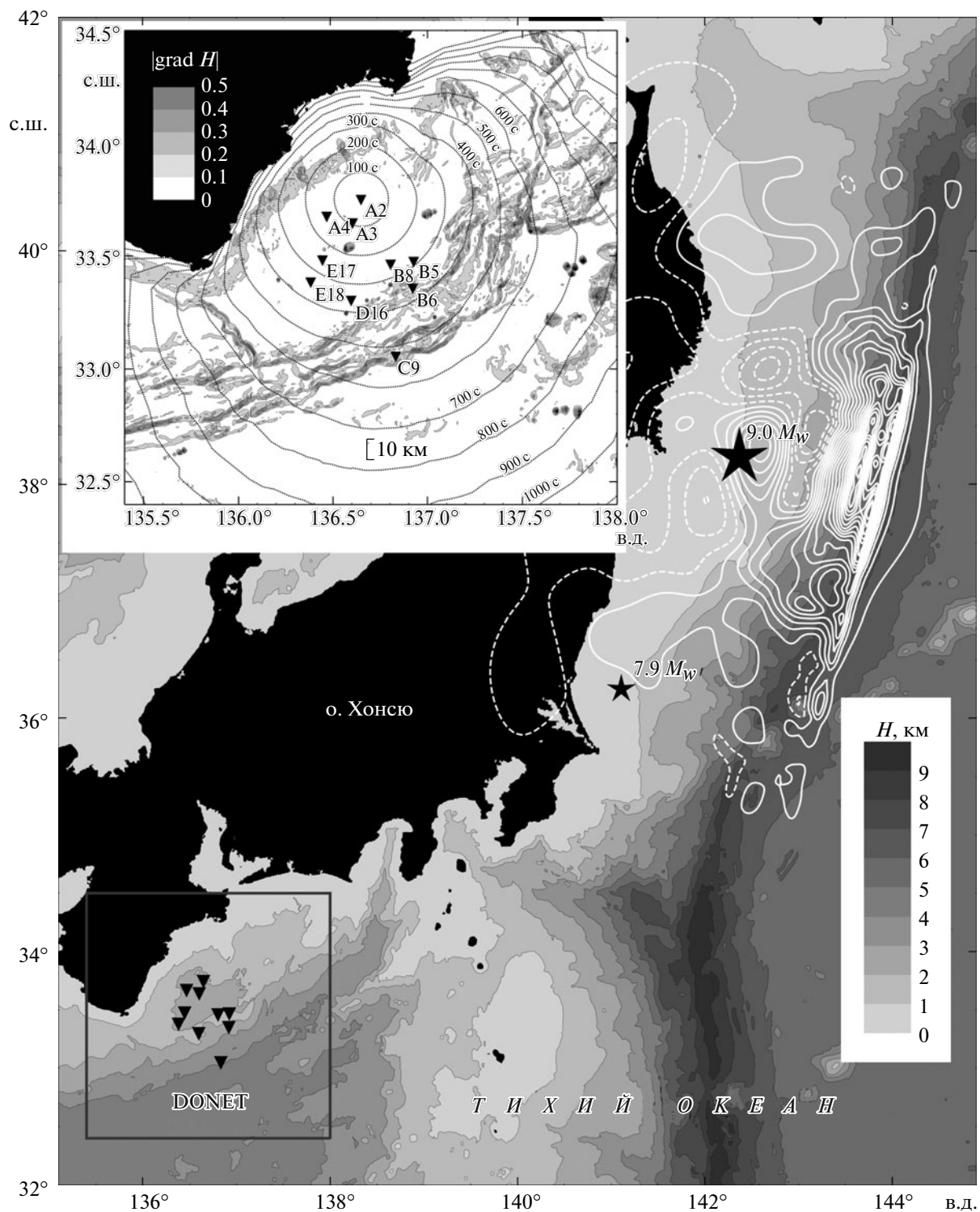
Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова

Институт морской геологии и геофизики  
Дальневосточного отделения

Российской Академии наук, Южно-Сахалинск

Японское агентство морских и наземных исследований  
и технологий, Йокосука

E-mail: m.a.nosov@mail.ru



**Рис. 1.** Взаимное расположение станций DONET (треугольники), эпицентров основного землетрясения 11.03.2011 г. и афтершока (звездочки). Белые изолинии — косейсмическая деформация дна (сплошная линия — поднятие, штриховая — опускание, интервал 0.5 м). Изобаты построены с интервалом 1 км, внизу справа — шкала глубин. В левом верхнем углу на врезке детально показана область вблизи станций DONET. Изохроны распространения длинных волн от станции A2 построены с интервалом 100 с (пунктирные линии). Абсолютная величина градиента глубин показана в соответствии со шкалой (левый верхний угол врезки). В нижней части врезки по центру изображен масштаб длин (10 км).

способны эффективно возбуждать гравитационные волны в водном слое [11–13].

Спектр сейсмических движений дна охватывает диапазон от 0.001 до 100 Гц. Гравитационные волны возникают при колебаниях дна с низкими частотами:  $f < f_g \equiv \alpha \sqrt{\frac{g}{H}}$ , где  $g$  – ускорение силы тя-

жести,  $H$  – глубина океана,  $\alpha$  – числовой коэффициент  $\sim 1$ , точное значение которого можно определить из аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн колебаниями участка дна [8, 11]. В дальнейшем будем использовать значение коэффициента  $\alpha_{100} \approx 0.366$ , соответствующее стократному ослаблению амплитуды волны по сравнению с амплитудой колебаний дна (для сравнения:  $\alpha_{10} \approx 0.273$ ,  $\alpha_{1000} \approx 0.439$ ). Гидроакустические волны возникают при высокочастотных колебаниях дна:  $f > f_{ac} \equiv \frac{c}{4H}$ , где  $c$  – скорость звука в воде. Промежуточный частотный диапазон  $f_g < f < f_{ac}$  соответствует вынужденным колебаниям, когда водный слой следует за движениями дна. В этом случае ни гравитационные, ни акустические волны не возникают, а вариации придонного давления  $p$  связаны с ускорением движения дна  $a$  по второму закону Ньютона:  $p = \rho H a$ , где  $\rho$  – плотность воды [14]. Для условий нашей планеты всегда выполняется условие  $f_g < f_{ac}$  [8]. Следовательно, частоты гравитационных и гидроакустических волн, возникающих в результате подводных землетрясений, во всех случаях лежат в различных и непересекающихся диапазонах.

На рис. 2 представлены сейсмограмма (вертикальная компонента ускорения) и вариации давления, зарегистрированные станцией DONET A2. Сигналы представлены вместе с нормированными на максимальное значение спектрограммами (вейвлет-преобразование Морле). Формат статьи ограничивает количество иллюстраций, поэтому записи горизонтальных компонент ускорения мы не приводим. На спектрограммах отмечено положение характерных частот  $f_g \approx 0.0256$  Гц и  $f_{ac} \approx 0.187$  Гц, значения которых получены по приведенным выше формулам при  $H_{A2} = 2011$  м,  $g = 9.8$  м/с<sup>2</sup> и  $c = 1500$  м/с.

На рис. 2 видно, что после землетрясения первыми вступают высокочастотные объемные волны, затем – низкочастотная диспергирующая волна Рэлея. Наиболее интенсивный и долгоживущий сигнал – проявление связанных упругих колебаний водного и подстилающего осадочного слоя – наблюдается на частотах  $\sim 0.1$  Гц [14]. Эта частота лежит в диапазоне вынужденных колебаний  $f_g < f < f_{ac}$ , о чем свидетельствует полная, вплоть до мелких деталей, идентичность спектрограмм ускорения и давления в указанном диапазоне. Таким образом проявляется линейная связь

между вариациями давления и ускорением дна, следующая из второго закона Ньютона.

На записи вариаций давления (рис. 2б) хорошо заметно как проявление сейсмических волн, так и вступление волн цунами, которые достигают станции A2 более чем через час после основного сейсмического события. В силу значительного эпицентрального расстояния ( $\sim 800$  км) сейсмические волны и цунами разделены во времени, и поэтому обе фазы наблюдаются отчетливо. Амплитуда вариаций давления, обязанных сейсмическим волнам (44 кПа), более чем на порядок превосходит амплитуду сигнала цунами (3.7 кПа).

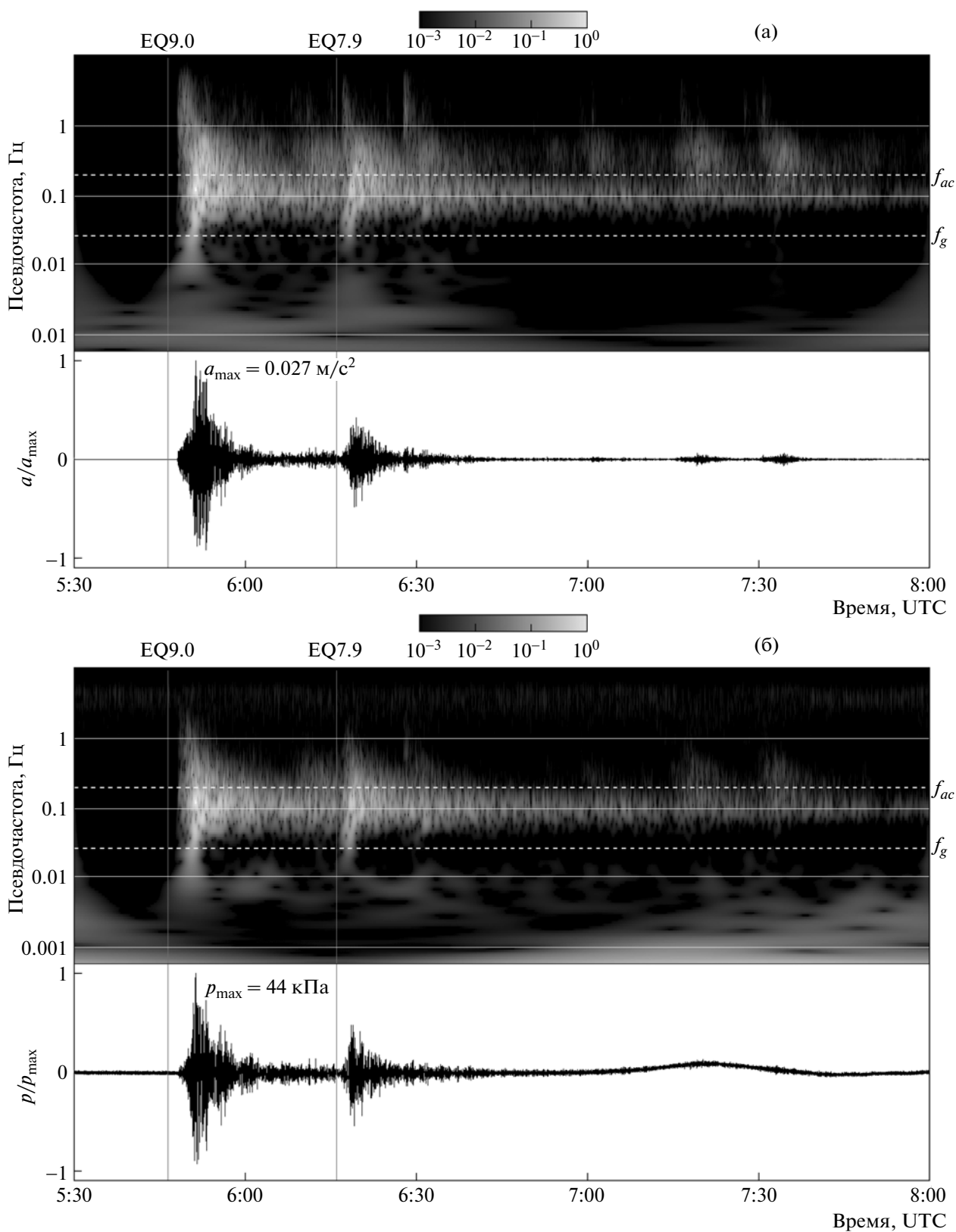
В частотном диапазоне  $f < f_g$ , в котором возможна генерация гравитационных волн, проявляются поверхностные сейсмические волны Рэлея и Лява. По спектрограмме вертикальных ускорений видно, что после вступления волн Рэлея (как от основного события, так и от афтершока) слабые колебания дна в этом частотном диапазоне продолжают продолжаться не более 30 мин, в то время как вариации давления с частотами  $\sim 0.01$  Гц существуют более часа, сливаясь затем с проявлениями волн цунами. Эти колебания явно выделяются в самостоятельную “ветвь” на спектрограмме давления, аналога которой не существует на спектрограмме ускорений. Наблюдаемые низкочастотные колебания представляют собой проявление свободных поверхностных гравитационных волн, сформированных в океане прохождением по дну поверхностных сейсмических волн. Такие гравитационные волны можно рассматривать как предвестник цунами, опережающий лидирующую волну цунами более чем на час. Аналогичный эффект наблюдается на всех 10 станциях DONET.

На рис. 3 представлена низкочастотная составляющая ( $f < f_g$ , без приливной компоненты) вариаций давления, зарегистрированных станцией A2. Видно, что после прохождения волн Рэлея наблюдаются колебания с периодом  $T \approx 150$  с и амплитудой  $p_0 \approx 300$  Па – проявление гравитационных поверхностных волн. Волны означенного периода с достаточной для оценок точностью можно считать длинными. Поэтому для перехода от амплитуды вариаций давления к амплитуде колебаний поверхности океана  $\xi_0$  будем использо-

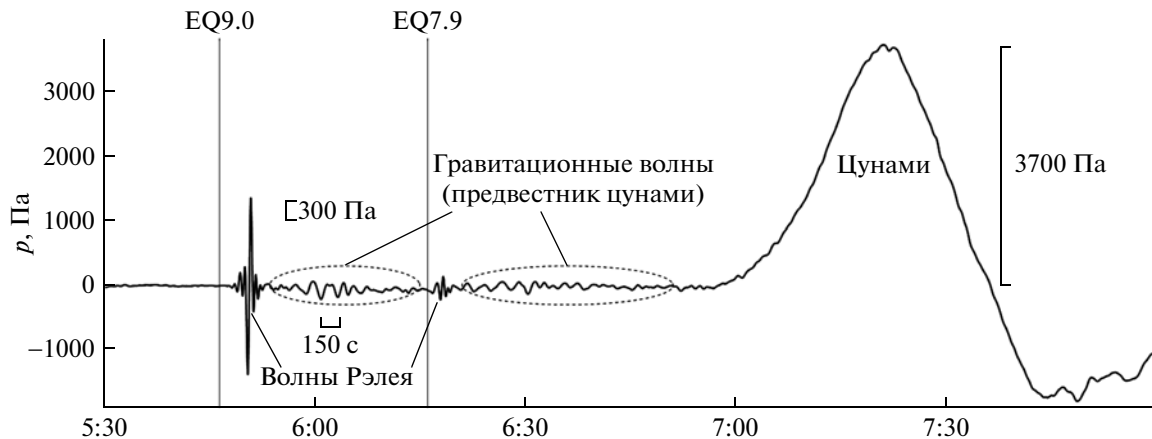
вать простую формулу  $\xi_0 = \frac{p_0}{\rho g}$ , где  $\rho$  – плотность

воды ( $\rho = 1030$  кг/м<sup>3</sup>). Оценка амплитуды волн дает величину  $\xi_0 \approx 0.03$  м.

На рис. 1 на врезке показаны изохроны пространства длинных гравитационных волн от станции A2, рассчитанные лучевым методом. Изохроны построены на фоне абсолютной величины градиента глубин. Видно, что на “удалении” 200–300 с расположены ближайшие резкие изменения глубин. А на “удалении” 400–600 с



**Рис. 2.** Вертикальные ускорения (а) и вариации придонного давления (б), зарегистрированные станцией DONET A2 во время землетрясения 11.03.2011 г. и спектрограммы сигналов. Отмечены моменты времени, соответствующие основному сейсмическому событию (EQ9.0) и афтершоку (EQ7.9). На спектрограммах показано положение критических частот для гидроакустических ( $f_{ac}$ ) и гравитационных ( $f_g$ ) волн.



**Рис. 3.** Низкочастотная компонента вариаций придонного давления, зарегистрированных станцией DONET A2 во время землетрясения 11.03.2011 г. На записи показаны масштабы амплитуд и времени, отмечены проявления волн Рэлея, гравитационные волны (предвестники цунами) и сама волна цунами.

имеются многочисленные крутые подводные склоны. Максимальная амплитуда предвестника цунами достигается как раз примерно через 400–600 с после вступления волн Рэлея. С нашей точки зрения формирование наблюдаемых гравитационных волн происходит в области, где резко изменяется глубина океана.

Обсудим возможные механизмы генерации наблюдаемых гравитационных волн. В силу того, что мы интерпретируем только низкочастотную составляющую зарегистрированных сигналов  $f < f_g < f_{ac}$ , целесообразно рассматривать океан как несжимаемую среду. Наиболее простой моделью, в рамках которой адекватно описывается генерация цунами движениями дна, является линейная теория длинных волн. Уравнения этой теории сводятся к неоднородному волновому уравнению относительно смещения свободной поверхности  $\xi$  [8]

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} - g \nabla (H \nabla \xi) = \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2}, \quad (1)$$

где  $\eta$  — отклонение поверхности дна от исходного положения (функция источника). Пусть ось  $Oz$  направлена вертикально вверх, а оси  $Ox$  и  $Oy$  на восток и на север соответственно. Тогда функция источника  $\eta$ , входящая в уравнение (1), может быть выражена через компоненты вектора деформации дна  $\mathbf{D} \equiv (D_x, D_y, D_z)$  и распределение глубин следующей формулой [15]:

$$\eta = \frac{\partial H}{\partial x} D_x + \frac{\partial H}{\partial y} D_y + D_z. \quad (2)$$

В низкочастотном диапазоне  $f < f_g$  векторное поле  $\mathbf{D}$  представляет собой суперпозицию волн Рэлея и Лява и, следовательно, имеет характер бегущего возмущения. Вид формулы (2) говорит о возможности отдельно рассматривать вклад вертикальных и горизонтальных компонент движе-

ния дна. Вертикальные движения соответствуют исключительно волнам Рэлея, а горизонтальные — волнам Лява и Рэлея.

Вначале оценим вклад вертикальных движений дна ( $\eta = D_z$ ). По разнице времен вступлений низкочастотных компонент сейсмического сигнала (вертикальное ускорение) на станциях DONET мы определили скорость распространения волн Рэлея, которая составила  $U \approx 3700$  м/с, а по скорости и максимальной частоте оценили минимальную длину волны Рэлея:  $\lambda = \frac{U}{f_g} \approx 150$  км. Из

рис. 1 (врезка) видно, что длина волны Рэлея существенно превосходит типичную горизонтальную протяженность крутых участков подводных склонов ( $L < 10$  км  $\ll \lambda$ ). В такой ситуации подводный склон можно рассматривать как ступенчатое изменение глубины.

Пусть по безграничной поверхности ровного горизонтального дна бежит со скоростью  $U$  плоское волновое возмущение, форма которого описывается функцией  $\eta(x, y, t) = f(x - Ut)$ . Известно [8], что в этом случае в водном слое образуется вынужденное бегущее возмущение со смещением свободной поверхности

$$\xi(x, y, t) = A f(x - Ut), \quad A = \frac{U^2}{U^2 - gH}.$$

Свободные гравитационные волны в такой системе не возбуждаются. Для возбуждения свободных волн необходимо существование неровностей дна.

Пусть плоская сейсмическая волна проходит область, в которой глубина океана скачком меняется с  $H_1$  на  $H_2$ . Смена глубин влечет за собой перестройку вынужденного возмущения в водном слое, что непременно должно сопровождаться генерацией свободных гравитационных волн. Ам-

плитуду этих волн можно оценить, приравнявая смещения свободной поверхности и потоки жидкости на скачке глубин:

в области с глубиной  $H_1$

$$\xi_1 = \frac{g(H_2 - H_1)U^2\eta_0}{(\sqrt{gH_1} + \sqrt{gH_2})(gH_1 - U^2)(\sqrt{gH_2} + U)}, \quad (3)$$

в области с глубиной  $H_2$

$$\xi_2 = \frac{g(H_1 - H_2)U^2\eta_0}{(\sqrt{gH_1} + \sqrt{gH_2})(gH_1 - U)(gH_2 - U^2)}, \quad (4)$$

где  $\eta_0$  — амплитуда бегущего возмущения. Дважды интегрируя акселерограмму (вертикальную компоненту), мы получили оценку амплитуды вертикальных смещений в волне Рэлея  $\eta_0 \approx 0.1$  м. Из формул (3), (4) следует, что амплитуда возникающих волн не превышает нескольких процентов от величины  $\eta_0$ . Так, например, при  $H_1 = 3000$  м и  $H_2 = 2000$  м на скачке глубин возникнут волны с амплитудой  $\sim 0.001$  м, что существенно меньше наблюдаемого значения. Таким образом, механизм, связанный только с вертикальными движениями дна в волне Рэлея, не может полностью объяснить наблюдаемые амплитуды гравитационных волн.

Вклад горизонтальных колебаний дна в функцию источника  $\left(\eta = \frac{\partial H}{\partial x}D_x + \frac{\partial H}{\partial y}D_y\right)$  отличается

тем, что он проявляется только в узких ( $L \ll \lambda$ ) областях крутых подводных склонов. В этом случае функция источника уже не имеет характер бегущего возмущения, она скорее будет напоминать отдельные колеблющиеся участки дна. Легко оценить амплитуду волн, образуемых такими источниками. Она будет порядка амплитуды горизонтальных смещений дна, помноженной на величину градиента глубины. Амплитуда горизонтальных движений дна, оцененная по дважды проинтегрированным горизонтальным компонентам ускорения, составила 0.3 м, типичное значение градиента глубин — 0.1. В итоге получаем

оценку амплитуды волн 0.03 м, которая хорошо согласуется с наблюдаемой величиной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 13–05–92100, 13–05–00337). Авторы признательны JAMSTEC за предоставленные данные.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bernard E., Meinig C. In: Proc. of Oceans; XI MTS/IEEE. Piscataway (N.J.) 19–22 September 2011. № 6106894. Kona: IEEE, 2011. 7 p.
2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В. и др. // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 386–392.
3. Носов М.А., Колесов С.В., Левин Б.В. // ДАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 108–113.
4. Kaneda Y. In: Proc. OCEANS Conf. 2010. DOI: 10.1109/OCEANS.2010.5664309.
5. Matsumoto H., Kaneda Y. Proc. XI SEGJ Intern. Symp. Yokohama, 2013. P. 493–496. DOI: 10.1190/segj112013-124.
6. Nosov M.A., Moshenceva A.V., Kolesov S.V. // Pure and Appl. Geophys. 2013. V. 170. Iss. 9/10. P. 1647–1660.
7. Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. Н. Новгород: ИПФ РАН, 1996. 276 с.
8. Levin B.W., Nosov M.A. Physics of Tsunamis. Dordrecht: Springer, 2009. 327 p.
9. Гусяков В.К. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 5. С. 496–507.
10. Носов М.А. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 5. С. 540–551.
11. Носов М.А. // Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 1992. Т. 33. № 1. С. 109–111.
12. Доценко С.Ф., Соловьев С.Л. // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 25–31.
13. Доценко С.Ф. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32. № 2. С. 264–270.
14. Bolshakova A., Inoue S., Kolesov S., et al. // Rus. J. Earth. Sci. 2011. V. 12. ES2005. DOI: 10.2205/2011ES000509.
15. Nosov M.A., Bolshakova A.V., Kolesov S.V. // Pure and Appl. Geophys. 2013. V. 171. P. 3515–3525.