

## Модели очагов цунами сейсмического происхождения

М.А. Носов,<sup>1,2,\*</sup> А.В. Большакова,<sup>1,†</sup> С.В. Колесов,<sup>1,2,‡</sup> К.А. Семенцов<sup>1,§</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,  
физический факультет, кафедра физики моря и вод суши  
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2

<sup>2</sup>Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН  
Россия, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б

(Поступила в редакцию 11.07.2024; после доработки 25.07.2024; подписана в печать 07.08.2024)

В обзоре даны базовые представления об очаге землетрясения, представлены эмпирические закономерности, связывающие размеры площадки разрыва, величину подвижки и энергию сейсмических волн с магнитудой землетрясения. Обсуждена сложная и неоднозначная связь между магнитудой землетрясения и интенсивностью цунами по шкале Соловьева–Имамтуры. Приведены некоторые эмпирические закономерности, связывающие размеры очага цунами, высоту начального возмущения водной поверхности и энергию цунами с магнитудой землетрясения. На основе аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн движениями дна и физических оценок показано, что ведущая роль в генерации волн цунами сейсмическими движениями дна принадлежит остаточным смещениям дна, которые происходят в нормальном к поверхности дна направлении. Описана модель, предполагающая аппроксимацию очага цунамигенного землетрясения прямоугольной площадкой разрыва, а также подход к описанию генерации цунами с использованием данных о структуре подвижки в очаге землетрясения. На основе данных о структуре подвижки в очагах сильных подводных землетрясений (200 источников) найдены эмпирические связи амплитуды смещения дна в очаге цунами, вытесненного объема воды и энергии цунами с моментной магнитудой землетрясения. Показано, что доля энергии землетрясения, переходящая к цунами, растет с увеличением магнитуды и составляет от 0.004% (при  $M_W = 7$ ) до 0.1% (при  $M_W = 9$ ). Показано, что горизонтальные смещения дна, как правило, обеспечивают дополнительный вклад в вытесненный объем воды и энергию цунами.

PACS: 91.30.Nw. УДК: 551.466.62

Ключевые слова: цунами, землетрясения, очаг землетрясения, распределение подвижки, косейсмические смещения дна, генерация цунами.

DOI: [10.55959/MSU0579-9392.79.2460902](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9392.79.2460902)

## ВВЕДЕНИЕ

Быстрый рост населения прибрежной зоны в сочетании с популярностью морских курортов, развитие береговой инфраструктуры и интенсификация хозяйственной деятельности на шельфе (добыча углеводородов, прокладка трубопроводов, линий связи), происходящие в последние десятилетия, повышают уязвимость берегов к морским природным катастрофам, среди которых не последнюю роль играют волны цунами [1–5].

В XX веке природные катастрофы унесли более 4 млн. человеческих жизней. Доля волн цунами в этой статистике была относительно невелика, ~1%. Лидирующие позиции по числу жертв принадлежали землетрясениям, наводнениям, тайфунам (ураганам) и вулканическим извержениям [6]. После катастрофического цунами в Индийском оке-

ане 26 декабря 2004 г., которое сопровождалось беспрецедентным числом погибших (227 899 по данным NGDC/WDS GHTD (Global Historical Tsunami Database)), положение дел изменилось принципиальным образом. Это событие сразу вывело волны цунами на первое место по числу жертв среди всех природных катастроф XXI века [3, 7]. Цунами, которое обрушилось 11 марта 2011 г. на побережье Японии, также привело к колоссальным человеческим жертвам (18 428 по данным NGDC/WDS GHTD). Сопоставление этих двух близких по масштабам катастроф ясно показывает, что служба предупреждения о цунами (СПЦ), которая была в 2011 г. в Японии, но отсутствовала в 2004 г. в Индийском океане, имеет важнейшее значение для сохранения человеческих жизней: число жертв отличается более чем на порядок. Но при этом следует подчеркнуть, что даже высокий уровень организации СПЦ в Японии, сочетающийся с информированностью и дисциплинированностью населения, не позволил все же избежать гибели людей и колоссального материального ущерба.

В современных науках о Земле под волнами цунами понимают поверхностные длиннопериодные

\* E-mail: [m.a.nosov@mail.ru](mailto:m.a.nosov@mail.ru)

† E-mail: [annabolshakova@list.ru](mailto:annabolshakova@list.ru)

‡ E-mail: [kolesov@ocean.phys.msu.ru](mailto:kolesov@ocean.phys.msu.ru)

§ E-mail: [sebbest@yandex.ru](mailto:sebbest@yandex.ru)

(от нескольких минут до нескольких часов) гравитационные волны, вызванные мощным воздействием на водный слой. В соответствии с базой данных TL/ICMMG GHTD (Tsunami Laboratory / Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics Global Historical Tsunami Database) (ИВ-МиМГ СО РАН, Новосибирск) в большинстве случаев (72.5%) волны цунами образуются в результате сильных подводных землетрясений. Помимо землетрясений, образование цунами обязано метеорологическим причинам (8.7%), извержениям вулканов (4.9%) и оползням (4.4%). Для 9.5% всех известных событий источник установить не удалось. В научной литературе активно обсуждается возможность генерации цунами при падении в океан метеоритов, но за все время существования нашей цивилизации таких событий зарегистрировано не было.

Другой хорошо известный специалистам источник информации о цунами NGDC/WDS GHTD дает несколько иное распределение событий по причинам возникновения: землетрясения — 69.2%, метеорологические причины — 4.3%, извержения вулканов — 4.7%, оползни — 4.4%, неизвестный источник — 10.4%. В ряде случаев источник отмечен как комбинированный: землетрясение и оползень — 4.5%, вулканическое извержение и землетрясение — 0.7%, вулканическое извержение и оползень — 0.5% (полный список комбинированных источников мы здесь не приводим).

Обе исторические базы данных сходятся в том, что основным источником цунами являются подводные землетрясения, поэтому неудивительно, что изучению процесса генерации цунами землетрясением всегда уделялось особое внимание. Следует подчеркнуть, что интерес к процессу генерации является не только научным, но и практическим. Дело в том, что цунами сейсмического происхождения — это прогнозируемая природная катастрофа. Между вступлением сейсмических волн, порожденных цунамигенным землетрясением, и подходом волн цунами к побережью всегда есть некоторый интервал времени, который может варьироваться от нескольких минут (локальные цунами) до десятков часов (трансокеанские цунами). Этот факт обязан существованию преобладанию скорости сейсмических волн (несколько километров в секунду) над скоростью распространения цунами (до 0.3 км/с). В большинстве случаев прогноз цунами вполне реализуем и играет важнейшую роль в спасении человеческих жизней и снижении материальных потерь. Но в отдельных случаях прогноз локальных цунами не может быть реализован в принципе, что связано с недостатком времени на принятие решения об эвакуации и, главное, на проведение эвакуационных мероприятий.

Цель настоящего обзора состоит в представлении современных моделей сейсмического источника цунами и в обобщении представлений о генерации цунами землетрясением.

## 1. ОЧАГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ И ЭМПИРИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ

По современным представлениям землетрясение есть быстрый механизм разгрузки напряжений, накапливающихся в земной коре и верхней части мантии в результате относительно медленного движения литосферных плит [8]. В первом приближении очаг землетрясения можно представить как смещение, происходящее в результате разрыва вдоль одной или нескольких поверхностей. Точка образования разрыва именуется гипоцентром, или фокусом землетрясения. Проекция гипоцентра на поверхность Земли называется эпицентром землетрясения. Заметим, что гипоцентр землетрясения может не совпадать с областью максимальных смещений.

Глубины гипоцентров большинства землетрясений (60–70%) ограничены величиной 70 км. На глубинах свыше 450 км происходят всего 2–3% землетрясений. Максимальная глубина гипоцентра 735.8 км (M4.2, Vanuatu region, 2004-04-08, USGS). При сильных и неглубоких землетрясениях разрыв может выходить на поверхность Земли или дна океана.

Поверхность разрыва в очаге землетрясения упрощенно представляют как прямоугольную площадку с однородным распределением подвижки. Поверхность разрыва разделяет лежащий бок (footwall block) и висячий бок (hanging wall block). Схематическое изображение геометрии очага землетрясения представлено на верхнем левом фрагменте рис. 1. Плоскость разрыва принято характеризовать направлениями простирания (strike) и падения (dip). Стоя на верхней кромке разрыва так, чтобы плоскость разрыва падала (заглублялась) направо от вас, вы будете смотреть в направлении простирания. Угол простирания отсчитывается от направления на север по часовой стрелке.

Типизация движений в очаге землетрясения проводится в соответствии с тем, каким образом лежащий и висячий бока смещаются в направлениях простирания и падения. Основные типы разрывов показаны на рис. 1. Если угол падения составляет менее  $45^\circ$ , то взброс (reverse fault) называют «надвиг» или «пологий надвиг» (thrust fault или overthrust fault).

Силу землетрясения характеризуют сейсмическим моментом или моментной магнитудой [8–11]. Сейсмический момент вычисляется по следующей формуле:

$$M_0 = \mu U S \text{ [Н} \cdot \text{м]}, \quad (1)$$

где  $\mu$  — модуль поперечного сдвига,  $S$  — площадь площадки разрыва,  $U$  — смещение противоположных краев разрыва (величина подвижки). Моментная магнитуда однозначно связана с сейсмическим моментом [12]:

$$M_W = 2/3 \log M_0 \text{ [Н} \cdot \text{м]} - 6.07. \quad (2)$$

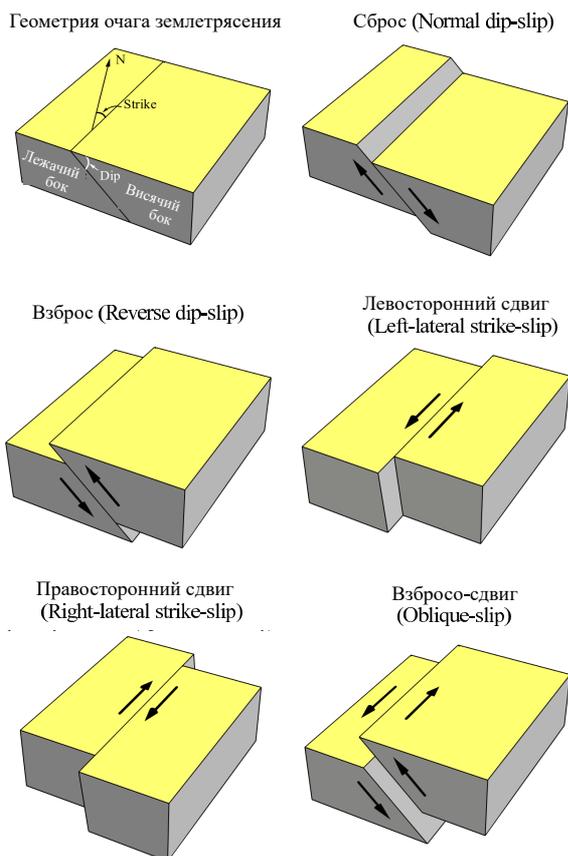


Рис. 1. Геометрия очага землетрясения и основные типы тектонических разломов

В настоящее время моментная магнитуда представляет собой одну из основных количественных характеристик силы сейсмического события.

Помимо моментной магнитуды, в сейсмологии используются и другие магнитудные шкалы. Например, рассматривают магнитуду  $M_S$ , определяемую по поверхностным сейсмическим волнам [13]:

$$M_S = \log_{10} (A/T)_{\max} + 1.66 \log_{10} \Delta + 3.3, \quad (3)$$

где  $A$  — амплитуда смещений в поверхностных волнах в микрометрах,  $T$  — период волн в секундах,  $\Delta$  — эпицентральный расстояние в градусах.

Известно, что разрыв в очаге землетрясения распространяется с конечной скоростью, которая в большинстве случаев может быть оценена по формуле  $V_r = 0.75 - 0.95c_s$ , где  $c_s$  — скорость поперечных сейсмических волн [8]. Продолжительность вспарывания разрыва  $T_r$  напрямую связана с размером площадки разрыва:  $T_r \sim L/V_r$ . Чем больше продолжительность вспарывания разрыва, тем протяженнее площадка разрыва и, соответственно, тем мощнее землетрясение.

Оценить размеры площадки разрыва можно по спектру сейсмического сигнала. В спектре обычно выделяются несколько диапазонов, внутри каждого из которых спектр пропорционален частоте в определенной степени [14–16]. Частоты, при

которых происходит изменение показателя степени, то есть наблюдается излом спектра, именуется «корнер-частотами» (corner-frequency). Продолжительность вспарывания разрыва определяется по нижней корнер-частоте.

Зависимость продолжительности вспарывания разрыва  $T_r$  от магнитуды  $M_W$  и, соответственно, от сейсмического момента [15] характеризуется значительным разбросом данных, но тенденция увеличения величины  $T_r$  при возрастании  $M_W$  прослеживается достаточно четко. Землетрясениям с магнитудой в интервале  $5 < M_W < 6$  обычно свойственна продолжительность вспарывания разрыва порядка нескольких секунд, землетрясениям  $7 < M_W < 8$  — десятки секунд, а землетрясениям  $M_W > 8.5$  — сотни секунд.

Для определения ширины площадки разрыва используется вторая корнер-частота, которая для сильных землетрясений заметно отличается от первой. По данным [15], для землетрясений с магнитудой  $5 < M_W < 6$  длина и ширина площадки разрыва примерно равны и составляют порядка 10 км. Для землетрясений с магнитудой  $7 < M_W < 8$  длина составляет десятки и сотни километров, причем длина начинает заметно преобладать над шириной. Для землетрясений с магнитудой  $M_W > 8$  длина может достигать  $\sim 1000$  км, а ширина ограничена величиной  $\sim 250$  км.

Приведенные выше данные отражают современный уровень развития сейсмических сетей, регистрирующей аппаратуры, способов обработки данных и знаний о строении Земли. На более ранних этапах — во второй половине XX века — представления об очаге землетрясения были менее точными. Здесь уместно заметить, что такие широко используемые ныне характеристики землетрясения, как сейсмический момент и моментная магнитуда, были введены не так давно — в 60-70 гг. XX века [9, 12].

В качестве первого «исторического» примера эмпирических соотношений для очага землетрясения упомянем формулы Канамори и Андерсона, которые связывают между собой длину прямоугольной площадки разрыва  $L$ , ее ширину  $W$  и величину подвижки  $U$  [17]:

$$L/W = 2, \quad U/L = 5 \cdot 10^{-5}. \quad (4)$$

Формулы (4) вкуче с определениями сейсмического момента (1) и моментной магнитуды (2) позволяют связать размеры площадки разрыва и величину подвижки с моментной магнитудой:

$$\log_{10} L[\text{км}] = 0.5M_W - 1.92, \quad (5)$$

$$\log_{10} W[\text{км}] = 0.5M_W - 2.2, \quad (6)$$

$$\log_{10} U[\text{м}] = 0.5M_W - 3.22. \quad (7)$$

Свободные коэффициенты в формулах (5)–(7) получены при значении модуля сдвига  $\mu = 30$  ГПа,

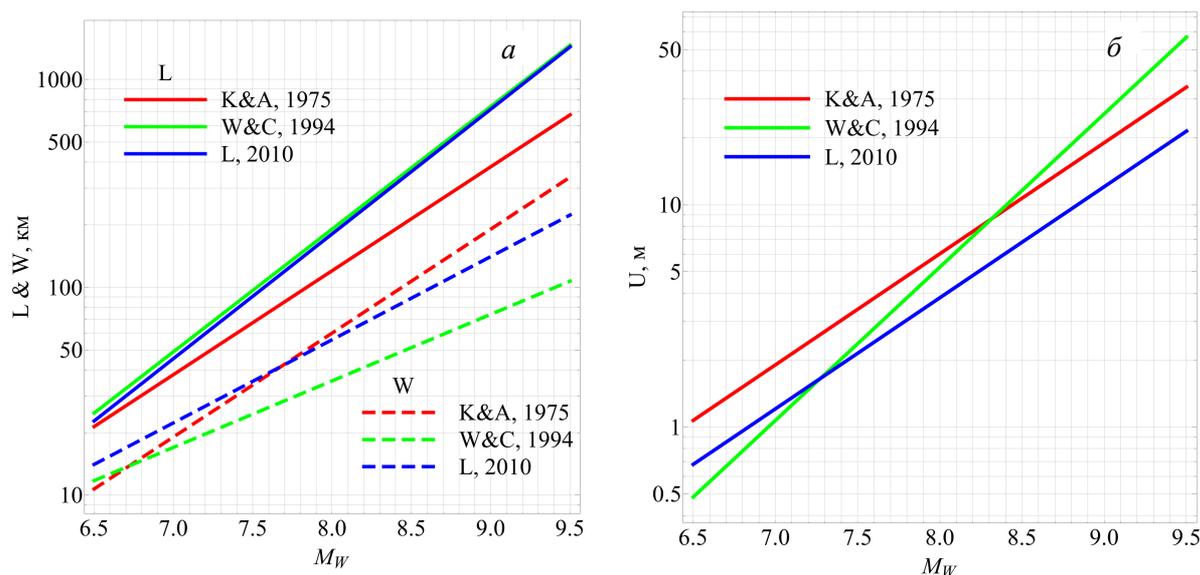


Рис. 2. Длина ( $L$ ) и ширина ( $W$ ) площадки разрыва (а), а также величина подвижки ( $U$ ) (б) как функции моментной магнитуды. Сопоставление эмпирических зависимостей, полученных различными авторами: «K&A, 1975» — [17], «W&C, 1994» — [20], «L, 2010» — [24]

которое является типичным для коровых землетрясений. Формулы (5)–(7) использовались как в системах предупреждения о цунами [18], так и в исследованиях особенностей генерации цунами землетрясениями [4, 19].

Другой вариант эмпирических зависимостей, связывающих размеры прямоугольной площадки разрыва и величину подвижки с моментной магнитудой, был предложен в работе [20]:

$$\log_{10} L[\text{км}] = (0.59 \pm 0.02) M_W - (2.44 \pm 0.11), \quad (8)$$

$$\log_{10} W[\text{км}] = (0.32 \pm 0.02) M_W - (1.01 \pm 0.1), \quad (9)$$

$$\log_{10} U[\text{м}] = (0.69 \pm 0.08) M_W - (4.80 \pm 0.57). \quad (10)$$

Регрессионные коэффициенты в формулах могут несколько варьироваться в зависимости от типа землетрясения («сдвиг», «взброс» или «сброс»). Коэффициенты, приведенные в формулах (8)–(10), — среднее по всем типам сейсмических событий в диапазоне магнитуд  $M_W$  от 4.8 до 8.1. Коэффициенты указаны со стандартными отклонениями. Заметим, что простых аналитических выражений, связывающих между собой длину и ширину площадки разрыва, а также величину подвижки — аналог (4), — авторы работы [20] не предлагают.

Эмпирические формулы из работы [20] часто используются в различных приложениях, и в том числе, для расчетов источников цунами [21–23].

Еще один вариант эмпирических формул для очага землетрясения получен в работе [24]. Эти формулы аналитически связывают между собой размеры площадки разрыва и величину подвижки:

$$W = C_1 L^\beta, \quad (11)$$

$$U = C_2 \sqrt{LW}, \quad (12)$$

где  $\beta = 2/3$ , а  $C_1$  и  $C_2$  — эмпирические константы, первая из которых является размерной, а вторая — безразмерной. Величины эмпирических констант зависят от типа землетрясения и в оригинальной работе приведены с доверительными интервалами.

Используя эмпирические связи (11) и (12), определение сейсмического момента (1) и связь момента с магнитудой (2), параметры очага землетрясения можно представить следующим набором формул:

$$\log_{10} L[\text{км}] = 3/5 M_W - 2.543, \quad (13)$$

$$\log_{10} W[\text{км}] = 2/5 M_W - 1.452, \quad (14)$$

$$\log_{10} U[\text{м}] = 1/2 M_W - 3.418. \quad (15)$$

Числовые коэффициенты в формулах (13)–(15) получены при средних значениях констант для межплитовых землетрясений типа «взброс» или «сброс» (Interplate Dip-Slip) и при значении модуля сдвига  $\mu = 33$  ГПа, которое было использовано в работе [24].

Формулы (13)–(15) использованы, например, при описании модели источника цунами в автоматической системе оценки цунамиопасности землетрясений «Tsunami Observer» [25].

Сопоставление эмпирических зависимостей, которые были получены различными авторами, представлено на рис. 2. Для краткости формулы (5)–(7), соответствующие работе [17], будем маркировать «K&A, 1975», формулы (8)–(10) из [20] — «W&C, 1994» и формулы (13)–(15), соответствующие [24], — «L, 2010».

Первое, что обращает на себя внимание на рис. 2, а, — это очень хорошее согласование оценок длины площадки разрыва  $L$  по «W&C, 1994» и «L, 2010». Оценка «K&A, 1975» в данном случае, несомненно, занижена, причем различие возрастает с увеличением магнитуды. Что касается ширины площадки разрыва  $W$ , то здесь наиболее близкими оказываются оценки «K&A, 1975» и «L, 2010». Оценка «W&C, 1994» в этом случае заметно занижает величину  $W$ .

Далее обратимся к рис. 2, б, из которого видно, что оценки величины подвижки  $U$  по «K&A, 1975» и «L, 2010» характеризуются одинаковым законом возрастания  $U \sim 10^{0.5M_W}$ , но «K&A, 1975» дает значения примерно в 1.5 большие, чем «L, 2010». Зависимость «W&C, 1994» показывает более быстрый рост величины подвижки с магнитудой  $U \sim 10^{0.69M_W}$ . Это приводит к существенной переоценке величины  $U$  при больших магнитудах. Впрочем, в диапазоне магнитуд от 7.5 до 8.5, на который приходится большинство цунамигенных землетрясений, различия между «K&A, 1975», «W&C, 1994» и «L, 2010» можно считать несущественными.

Еще одним важным физическим параметром землетрясения, для которого строят эмпирические соотношения, является энергия сейсмических волн, излученных землетрясением  $E_R$ . В работе [26] была предложена следующая простая связь величины  $E_R$  с сейсмическим моментом  $M_0$ :

$$E_R/M_0 = 5 \cdot 10^{-5}. \quad (16)$$

Примечательно, что постоянство отношения  $E_R/M_0$ , выявленное Канамори более 40 лет назад, подтверждается и современными натурными данными, по крайней мере для сильных землетрясений [8, 15]. Зависимость отношения  $E_R/M_0$  от сейсмического момента, построенная в работе [15] с использованием сейсмических данных за период 1990–2015 гг., позволяет заключить, что при изменении сейсмического момента в диапазоне более 5 порядков никакой выраженной тенденции к изменению отношения  $E_R/M_0$  не наблюдается. Среднее значение величины  $E_R/M_0$ , полученное авторами [15], составляет  $1.8 (0.58 - 5.5) \cdot 10^{-5}$  (в скобках указан интервал стандартного отклонения). Полученная величина, в пределах доверительного интервала, соответствует значению, которое в свое время получил Канамори. Существование среднего значения величины  $E_R/M_0$ , которое не зависит от сейсмического момента, не отменяет весьма значительного разброса данных. Отношение  $E_R/M_0$  может варьироваться в диапазоне 4 порядков при фиксированной величине  $M_0$ .

Здесь отдельно следует упомянуть медленные землетрясения (e.g. Nicaragua 1992, Java 2006, Mentawai 2010). Эти события характеризуются уменьшенной скоростью вспарывания разрыва и, соответственно, относительно низким уровнем излучения сейсмической энергии. Будучи таким образом «замаскированными» под слабое сейсмиче-

ское событие, медленные землетрясения могут сопровождаться значительными косейсмическими деформациями и способны эффективно возбуждать волны цунами. В этой связи медленные землетрясения часто называют цунами-землетрясениями [10, 11].

Энергию сейсмических волн  $E_R$  также связывают с магнитудой землетрясения. Первые варианты таких эмпирических связей были предложены еще в работах Гутенберга и Рихтера [27, 28]. Более или менее устоявшимся вариантом можно считать следующую формулу [12, 29]:

$$\log_{10} E_R [\text{Дж}] = 1.5 M_S + 4.8, \quad (17)$$

где  $M_S$  — магнитуда по поверхностным волнам. Но существуют и уточненные варианты этой формулы. Например, в работе [29] представлена связь энергии  $E_R$  с магнитудой  $M_S$ , полученная в результате анализа 1754 мелкофокусных (< 70 км) землетрясений:

$$\log_{10} E_R^{Choy} [\text{Дж}] = 1.5 M_S + 4.4. \quad (18)$$

Зависимость (17) в среднем переоценивает величину энергии примерно в 2.5 раза. При фиксированном наклоне «1.5» наилучшее соответствие с экспериментальными точками дает зависимость с коэффициентом 4.4. Впрочем, разброс значений столь велик, что различие между коэффициентами (4.8 или 4.4) можно не принимать во внимание.

Использование магнитуды  $M_S$  для оценки энергии ограничено не очень сильными и неглубокими землетрясениями. В работе [12] было предложено энергию  $E_R$  определять независимо — из формулы (16), а магнитуду  $M_S$  заменить на новую величину  $M_W$ , которая свободна от указанных выше ограничений:

$$\log_{10} 5 \cdot 10^{-5} M_0 [\text{Дж}] = 1.5 M_W + 4.8. \quad (19)$$

В результате элементарных преобразований формулы (19) получаем

$$\log_{10} M_0 [\text{Дж}] \approx 1.5 M_W + 9.101. \quad (20)$$

Легко убедиться, что формулы (20) и (2) практически совпадают. Таким образом, для оценок энергии сейсмических волн, излучаемых землетрясением, можно использовать следующую формулу:

$$\log_{10} E_{EQ} [\text{Дж}] = 1.5 M_W + 4.8. \quad (21)$$

Заметим, что в формуле (21) энергия сейсмических волн обозначена новой переменной  $E_{EQ}$ . В силу различия магнитудных шкал  $M_W$  и  $M_S$  формулы (17) и (21) не могут быть полностью идентичными.

## 2. ЦУНАМИ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: ЭМПИРИЧЕСКИЕ СВЯЗИ

В отличие от сейсмологии, где существует единодушно признаваемая специалистами характери-

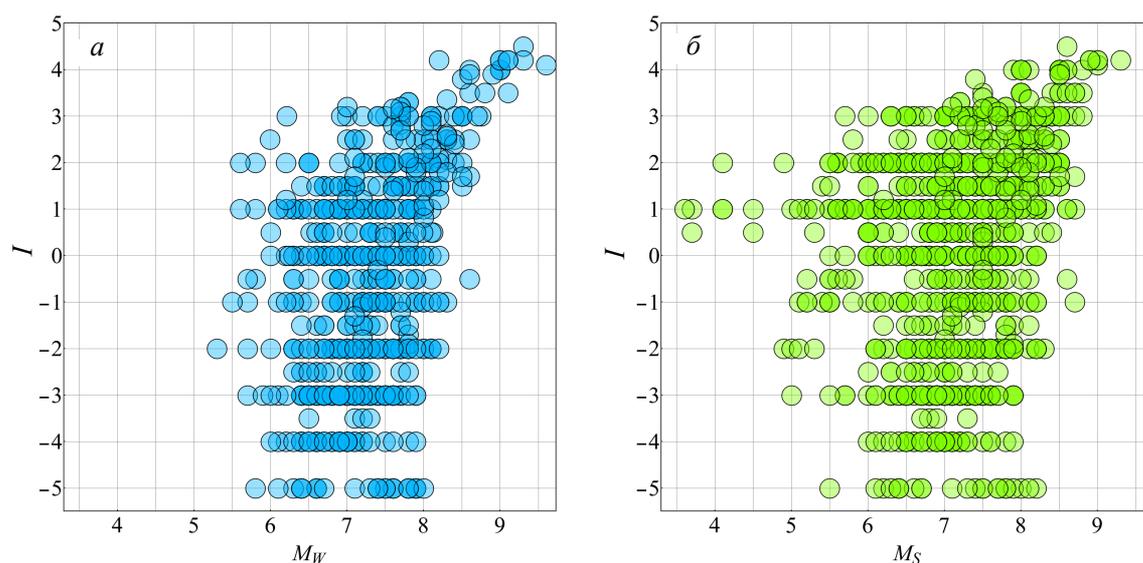


Рис. 3. Интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры  $I$  как функция моментной магнитудой землетрясения  $M_W$  (а) и магнитуды  $M_S$  (б)

стика «силы землетрясения» (моментная магнитуда), для волн цунами такой количественной характеристики пока нет [30]. Один из вариантов количественной меры силы цунами — это интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры [31]:

$$I = 0.5 + \log_2 \langle h \rangle, \quad (22)$$

где  $\langle h \rangle$  — средняя высота заплеска цунами на ближайшем к источнику побережье. Информация об интенсивности цунами собирается в специализированных базах данных, в первую очередь в базе TL/ICMMG GHTD [32].

На рис. 3, а представлена связь между интенсивностью цунами по шкале Соловьева–Имамуры и моментной магнитудой землетрясения. Рисунок построен на основе данных TL/ICMMG GHTD. В среднем прослеживается естественная тенденция увеличения интенсивности цунами с ростом магнитуды. Но представленная зависимость характеризуется колоссальным разбросом данных. При фиксированной магнитуде землетрясения (например, при  $M_W = 8$ ) интенсивность цунами может варьироваться на 6 единиц, что соответствует 64-кратному изменению средней высоты заплеска. Очевидно, что прогноз цунами, основанный исключительно на величине моментной магнитуды землетрясения, будет отличаться чрезвычайно низкой надежностью. Кроме того, следует принимать во внимание, что для сильных сейсмических событий первичная оценка величины  $M_W$  часто оказывается неточной (обычно заниженной).

Примечательно, что при попытке связать интенсивность цунами по шкале Соловьева–Имамуры с магнитудой по поверхностным волнам  $M_S$  — соответствующая зависимость представлена на рис. 3, б — разброс данных заметно увеличивается. Недостатки шкалы  $M_S$  особенно хорошо

заметны для сильных сейсмических событий, что, по-видимому, обязано известной проблеме насыщения: при очень сильных землетрясениях, начиная с  $M_S \sim 8$ , магнитуда  $M_S$  выходит на насыщение, то есть перестает расти с увеличением силы землетрясения, определяемой, например, по сейсмическому моменту  $M_0$  [12].

Одной из причин большого разброса данных на рис. 3 может быть несовершенство шкалы магнитуд землетрясения и/или шкалы интенсивности цунами. И эта причина действительно наличествует, но она не является основной и единственной. Большой разброс данных обязан тому, что цунамигенность землетрясения определяется не только магнитудой, но и механизмом очага землетрясения, его глубиной, а также характером вспарывания разрыва. Кроме того, значительная неопределенность в высотах заплеска возникает под влиянием особенностей топографии дна и затопляемого участка суши, различий в глубинах океана в области источника цунами, а также из-за возможного вклада в энергию волн подводных оползней [33].

Но даже при наличии большого разброса данных зависимость, представленная на рис. 3, а, позволяет сделать ряд практически важных выводов:

1. землетрясения с магнитудой  $M_W < 6$  крайне редко возбуждают значимые волны цунами;
2. землетрясения с магнитудой  $M_W < 7$  практически никогда не сопровождались катастрофическими цунами ( $I \leq 2$ , кроме 3 событий);
3. землетрясения с моментной магнитудой  $M_W \geq 9$  всегда вызывают катастрофические волны цунами ( $I \approx 4$ ).

На рис. 4 представлены распределения числа цунами-событий по глубинам и магнитудам  $M_W$

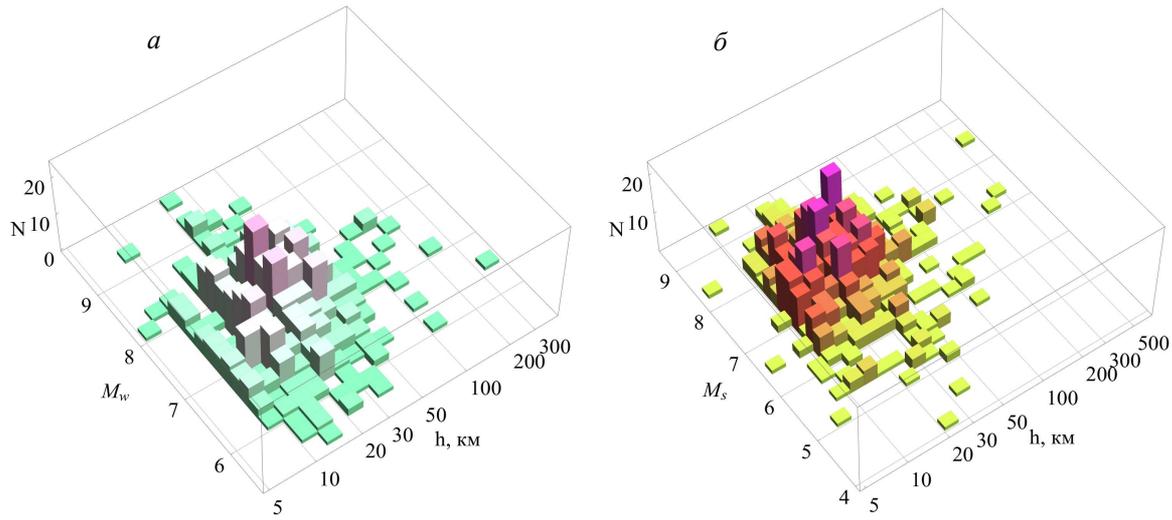


Рис. 4. Распределение числа цунами-событий по глубине очага землетрясения  $h$  и магнитудам:  $a$  —  $M_W$  и  $b$  —  $M_S$

и  $M_S$  вызвавших их землетрясений. Глубины очагов и магнитуды известны одновременно для 652 ( $M_W$ ) и для 767 ( $M_S$ ) событий. Из рисунков хорошо видно, что волны цунами, как правило, возникают при сильных и неглубоких землетрясениях. Максимумы распределений лежат в диапазоне магнитуд от 7 до 8 и в диапазоне глубин очагов от 30 до 50 км. Быстрое убывание распределений при увеличении глубины и при уменьшении магнитуды наглядно демонстрирует, что слабые и глубокие сейсмические события редко сопровождаются волнами цунами. Убывание распределений при увеличении магнитуды связано с тем, что очень сильные подводные землетрясения происходят крайне редко, хотя такие сейсмические события всегда возбуждают волны цунами.

Далее представим некоторые эмпирические соотношения для источников цунами. Такие соотношения могут оказаться полезными как для решения практической задачи оперативной оценки цунамигенности землетрясения, так и для развития представлений о физической природе явлений, происходящих в эпицентральной зоне подводного землетрясения.

В качестве первого примера приведем две эмпирические зависимости, полученные в работе [34] для диапазона магнитуд  $6.7 < M < 8.5$  в результате анализа волнового поля в очаге, восстановленного по измерениям на побережье. Первая зависимость связывает средний радиус очага цунами  $R_{TS}$  и магнитуду землетрясения  $M$  (тип магнитуды авторы не указывают):

$$\log_{10} R_{TS} [\text{км}] = (0.50 \pm 0.07) M - (2.1 \pm 0.6). \quad (23)$$

Заметим, что реальные очаги цунами имеют не круговую, а более сложную, как правило, вытянутую форму. Вторая зависимость связывает амплитуду

смещения поверхности океана в очаге цунами  $\xi$  с магнитудой землетрясения:

$$\log_{10} \xi [\text{км}] = (0.8 \pm 0.1) M - (5.6 \pm 1.0). \quad (24)$$

Величина  $\xi$  может также рассматриваться как амплитуда вертикального остаточного смещения дна. Интервальные оценки в формулах (23) и (24) соответствуют 80%-ной вероятности.

Модель «макросейсмического источника цунами» [35, 36] предполагает, что очаг имеет эллиптическую форму и характеризуется длинами полуосей  $a$  и  $b$ , а также максимальным поднятием воды  $\xi$ . Оригинальные эмпирические формулы, которые описывают параметры макросейсмического источника, имеют следующий вид:

$$a = (L + 2h)/2, \quad (25)$$

$$b = h, \quad (26)$$

$$\log_{10} \xi [\text{м}] = 0.97(J_{\max} - 8.95), \quad (27)$$

где  $L$  — длина разлома,  $h$  — глубина землетрясения,  $J_{\max}$  — максимальная интенсивность сотрясений. Величины  $L$  и  $J_{\max}$  вычисляются по формулам

$$\log_{10} L [\text{км}] = 0.5M - 1.8, \quad (28)$$

$$J_{\max} = 1.6(1.5)M - 4.3(4.5) \log_{10} h + 3.3(4.5), \quad (29)$$

где  $M$  — магнитуда землетрясения (тип магнитуды авторы не указывают). Эмпирические константы соответствуют следующим регионам: Японское море и Южные Курилы (в скобках).

Заметим, что формулы (25)–(29) в настоящее время представляют скорее не научный, а исторический интерес. В частности, предположение (26)

о том, что ширина очага цунами связана только с глубиной сейсмического источника и никак не зависит от магнитуды, очевидно, не соответствует действительности. Формула, применяемая для оценки длины разлома (28), более или менее близка к соответствующей связи (5) [17].

В завершение этого раздела обратимся к связи энергии цунами с магнитудой землетрясения. Одна из первых таких зависимостей, а именно связь потенциальной энергии начального возвышения с моментной магнитудой, была получена в работе [37]:

$$\log_{10} E_{TS} [\text{Дж}] = 2.0 M_W - 2.46. \quad (30)$$

Энергия  $E_{TS}$  рассчитывается по смещению свободной поверхности воды  $\xi$  в соответствии с формулой

$$E_{TS} = \frac{\rho g}{2} \iint \xi^2 ds, \quad (31)$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $g$  — ускорение силы тяжести. Интеграл (31) вычисляется по всей расчетной области. Величина  $E_{TS}$  именуется «доступная потенциальная энергия». Физический смысл этой величины — разница между потенциальными энергиями водного слоя с возмущенной и невозмущенной свободной поверхностью. Именно эта энергия в дальнейшем переходит к волнам цунами.

Эмиль Окал, используя теорию нормальных мод, аналитически получил соотношение, связывающее энергию цунами в дальнейшей зоне с сейсмическим моментом  $M_0$  [дин×см] [38]:

$$E_{TS} [\text{эрг}] = 7.4 \cdot 10^{-17} M_0^{4/3}. \quad (32)$$

Переходя в формуле (32) к единицам СИ и выражая сейсмический момент через моментную магнитуду посредством формулы (2), приходим к следующему выражению:

$$\log_{10} E_{TS} [\text{Дж}] = 2.0 M_W - 1.66. \quad (33)$$

Примечательно, что, несмотря на разницу в подходах, примененных для получения выражений (30) и (33), они демонстрируют идентичность коэффициента при  $M_W$ . Однако свободные коэффициенты отличаются, поэтому формула Каджиуры (30) дает значения энергии, заниженные приблизительно в 6.3 раза по сравнению с формулой Окала (33).

Что касается точности теоретических оценок энергии цунами, то, как отмечал сам Окал [38],

$$\xi = \frac{1}{8\pi^3 i} \int_{s-i\infty}^{s+i\infty} dp \int_{-\infty}^{+\infty} dm \int_{-\infty}^{+\infty} dn \frac{p^2 \exp(pt - imx - iny)}{\text{ch}(kH) (gk \text{th}(kH) + p^2)} H(p, m, n), \quad (38)$$

где

$$H(p, m, n) = \int_0^\infty dt \int_{-\infty}^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{+\infty} dy \exp(-pt + imx + iny) \eta(x, y, t), \quad (39)$$

$$k^2 = m^2 + n^2. \quad (40)$$

В выражение (38) входят функции гиперболических косинуса  $\text{ch}(kH)$  и тангенса  $\text{th}(kH)$ .

к сожалению, не существует экспериментальных методов, позволяющих измерить энергию сильных трансокеанских цунами. Возможно, что единственный более-менее надежный метод оценки энергии цунами как раз и состоит в расчете потенциальной энергии начального возвышения.

### 3. ГЕНЕРАЦИЯ ЦУНАМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ ДНА

В этом разделе мы представим ряд теоретических результатов, имеющих важное значение для понимания того, какие именно движения дна способны эффективно возбуждать волны цунами.

Рассмотрим безграничный по горизонтали слой однородной несжимаемой жидкости постоянной глубины  $H$  в поле силы тяжести. Начало прямоугольной системы координат  $Oxyz$  расположим на невозмущенной свободной поверхности воды, ось  $Oz$  направим вертикально вверх, оси  $Ox$  и  $Oy$  — по горизонтали. Источником волновых возмущений в слое жидкости будет служить динамическое смещение поверхности дна  $\eta(x, y, t)$ . Амплитуду смещения будем полагать малой величиной по сравнению с глубиной океана:  $|\eta| \ll H$ . Это предположение позволяет рассматривать задачу в линейной постановке. Заметим, что предположение о малости амплитуды смещения дна в большинстве случаев очень хорошо соответствует реальности.

Для нахождения волновых возмущений, вызываемых деформацией дна, решается задача относительно потенциала скорости течения  $F$  [4, 5, 39]:

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial z^2} = 0, \quad (34)$$

$$z = 0: \quad g \frac{\partial F}{\partial z} = - \frac{\partial^2 F}{\partial t^2}, \quad (35)$$

$$z = -H: \quad \frac{\partial F}{\partial z} = \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (36)$$

Искомое возмущение свободной поверхности  $\xi$  связано с потенциалом следующей формулой:

$$\xi = - \frac{1}{g} \frac{\partial F}{\partial t} \Big|_{z=0}. \quad (37)$$

Задача (34–36) имеет аналитическое решение, которое может быть получено с использованием интегральных преобразований Фурье и Лапласа [40–43]. Здесь мы приведем только итоговую формулу для возмущения свободной поверхности:

Из аналитического решения задачи о генерации цунами движениями дна следует, что спектр смещения водной поверхности — подынтегральная функция в формуле (38) — промодулирован быстро затухающей функцией  $1/\text{ch}(kH)$ , где  $k$  — волновое число. Это накладывает существенные ограничения на спектральный состав волн на поверхности водного слоя, которые возбуждаются движениями дна. Длина волн оказывается ограниченной снизу величиной  $\lambda \sim H$ . Это проявление «сглаживающего эффекта водного слоя» [44–47]. Иногда этот эффект еще именуют «фильтр Каджиуры».

Из-за ограничений на длину волны в частотном диапазоне также имеется соответствующее ограничение, на котором мы остановимся подробнее. Аргумент модулирующей функции связан с циклической частотой  $\omega$  ( $\omega = 2\pi f$ ) дисперсионным соотношением для гравитационных поверхностных волн на воде:  $\omega^2 = gk \text{th}(kH)$ . Используя дисперсионное соотношение, величину  $1/\text{ch}(kH)$  несложно представить в форме частотной зависимости. На рис. 5 величина  $1/\text{ch}(kH)$  построена как функция безразмерной частоты  $f\sqrt{H/g}$ . Из рисунка видно, что при малых частотах величина  $1/\text{ch}(kH)$  близка к 1, — это диапазон недиспергирующих длинных волн. С ростом частоты мы переходим в диапазон диспергирующих волн, в котором величина  $1/\text{ch}(kH)$  начинает экспоненциально быстро уменьшаться.

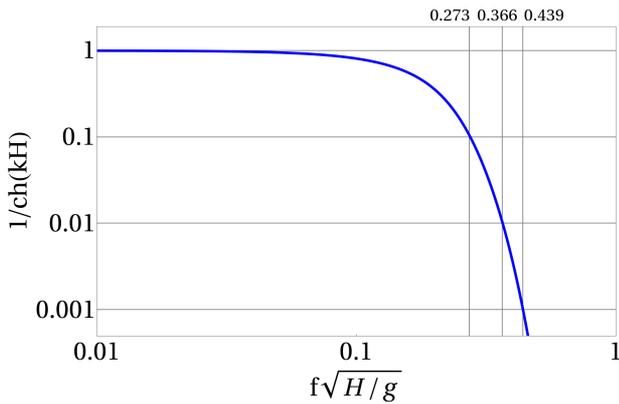


Рис. 5. Величина  $1/\text{ch}(kH)$ , определяющая амплитуду гравитационных поверхностных волн, возбуждаемых колебаниями дна, в зависимости от безразмерной частоты этих колебаний

Установим пороговое значение частоты  $f_g$ , при превышении которого амплитуду возбуждаемых волн можно полагать пренебрежимо малой. Например, такое пороговое значение частоты можно определить из условия десятикратного, стократного или тысячекратного ослабления поверхностных волн. Из рис. 5 видно, что соответствующие значения критических частот являются довольно близкими:  $f_{10} \approx 0.273\sqrt{g/H}$ ,  $f_{100} \approx 0.366\sqrt{g/H}$  и  $f_{1000} \approx 0.439\sqrt{g/H}$ . Следовательно, для оценок пользоваться можно любой из этих трех величин. Для определенности в качестве пороговой частоты

мы выберем

$$f_g \equiv f_{100} \approx 0.366\sqrt{g/H}. \quad (41)$$

Итак, при колебаниях дна возбуждение гравитационных поверхностных волн (цунами) возможно только в частотном диапазоне  $f < f_g$ . Заметим, что пороговая частота  $f_g$  при типичных океанских глубинах ( $H = 4000$  м) является весьма низкой:  $f_g \approx 0.02$  Гц. В силу того, что остаточные деформации дна соответствуют нулевой частоте, они никогда не могут превысить пороговую частоту  $f_g$ . Именно поэтому остаточные деформации вносят основной вклад в генерацию цунами. Вклад иных движений дна — сейсмических колебаний с различными частотами — заведомо ослаблен, так как значительная доля энергии этих колебаний приходится на диапазон  $f > f_g$ .

При высокочастотных сейсмических колебаниях дна проявляются эффекты сжимаемости воды. Известно, что сжимаемый водный слой, ограниченный свободной поверхностью сверху и абсолютно жестким дном снизу, представляет собой волновод [48]. Акустические волны в таком волноводе существуют только при частотах, превышающих частоту отсечки  $f_{ac} = c/4H$ , где  $c$  — скорость звука в воде. Примечательно, что для условий нашей планеты при любой глубине океана выполняется неравенство  $f_{ac} > f_g$ . В силу того, что гравитационные поверхностные волны возбуждаются движениями дна с частотами  $f < f_g$ , частотные диапазоны цунами и гидроакустических волн не пересекаются. В этой связи эффектами сжимаемости воды в задаче о динамике цунами целесообразно пренебречь, по крайней мере в первом приближении. Заметим, что сжимаемость воды (и упругость дна) слабо влияют на цунами, — проявления этих факторов наблюдаются только при распространении волн на трансокеанские расстояния [49]. При очень быстрых движениях дна нельзя исключить возможность дополнительного вклада в генерацию цунами нелинейных акустических эффектов [4, 50–52].

Как следует из сказанного выше, в частотном диапазоне  $f_g < f < f_{ac}$  сейсмические колебания дна не возбуждают ни гравитационные, ни акустические волны. В этом диапазоне водный слой совершает обычные вынужденные колебания, следуя за движениями дна. Примечательно, что этот теоретический вывод удалось подтвердить экспериментально путем совместного анализа вариаций давления и вертикального ускорения, зарегистрированных донными обсерваториями DONET во время сильных подводных землетрясений [53, 54].

Далее проведем сравнительную оценку гидростатического и динамического давления, которое действует на подвижное океаническое дно [55]. Для определенности рассмотрим безграничный по горизонтали океан фиксированной глубины  $H$ . Гидростатическое давление на дно определяется известной формулой:  $p_{st} = \rho gH$ , где  $\rho$  — плотность воды. Предположим, что достаточно протяженный участок дна совершает гармонические колебания с ам-

плитудой  $\eta$  и циклической частотой  $\omega$  в вертикальном направлении. В этом случае над подвижным участком дна к гидростатическому давлению добавится динамическая компонента, амплитуду которой можно рассчитать, используя второй закон Ньютона:  $p_d = \rho H \eta \omega^2$ . Вообще говоря, колебания дна вызывают гравитационные поверхностные волны с амплитудой  $\sim \eta$ . И эти волны также создают динамические вариации придонного давления. Но относительная амплитуда этих вариаций заведомо мала ( $\sim \rho g \eta \ll \rho g H$ ), поэтому мы их сразу исключаем из рассмотрения.

Найдем отношение динамической компоненты давления к гидростатической

$$\frac{p_d}{p_{st}} = \frac{\eta \omega^2}{g}. \quad (42)$$

Из формулы (42) можно заключить, что отношение давлений определяется отношением ускорения сейсмических колебаний дна к ускорению силы тяжести. Значимость динамической компоненты возрастает пропорционально квадрату частоты колебаний дна. Но частотный диапазон, в котором возможна генерация цунами, ограничен сверху величиной  $f_g$ . Реальные сейсмические движения дна, несомненно, будут иметь в своем спектре и более высокие частоты. Но если мы отфильтруем высокочастотные компоненты  $f > f_g$ , то это никак не отразится на процессе генерации цунами. В этой связи частоту колебаний дна целесообразно ограничить сверху величиной  $f_g$ . Подставляя в формулу (42) соответствующее критическое значение циклической частоты  $\omega_g = 2\pi f_g$ , получаем следующую оценку:

$$\frac{p_d}{p_{st}} < 5.3 \frac{\eta}{H}. \quad (43)$$

В силу того, что амплитуда сейсмических колебаний дна существенно меньше глубины океана ( $\eta/H \ll 1$ ), динамической компонентой давления можно пренебречь. Иными словами, давление на дно океана во время процесса генерации цунами определяется главным образом гидростатической компонентой.

Сделанный теоретический вывод подтверждается измерениями вариаций придонного давления в очаге цунамигенного землетрясения Токачи–Оки 2003 на глубине около 2000 м [56]. Двойная амплитуда вариаций придонного давления составила  $\approx 5 \times 10^5$  Па. Гидростатическое давление было почти на два порядка больше  $\approx 2 \times 10^7$  Па.

В гидродинамических задачах при постановке граничных условий на твердых поверхностях принято различать нормальную и тангенциальную компоненты скорости течения жидкости. В задаче о генерации цунами такой твердой поверхностью является дно океана, которое при землетрясении может перемещаться как в своей плоскости, так и в нормальном направлении. Будем эти движения называть тангенциальными и нормальными. Вытеснение воды, очевидно, ассоциируется с нормальными движениями дна.

Сопоставим эффективность нормальных и тангенциальных движений дна с точки зрения передачи энергии водному слою. Будем рассматривать деформацию дна с остаточным смещением, во время которой участок поверхности дна смещается на расстояние  $\eta$  за время  $\tau$ : один раз в тангенциальном направлении, а в другой раз — в нормальном.

Во время движения дна в своей плоскости со стороны дна на водный слой действует напряжение, которое может быть оценено по формуле  $T_t = \rho C_B u^2$ , где  $\rho$  — плотность воды,  $C_B$  — безразмерный эмпирический коэффициент, значение которого обычно полагают равным 0.0025,  $u$  — скорость потока (в нашем случае  $u = \eta/\tau$ ) [4, 55]. Энергию, передаваемую водному слою единицей поверхности дна, движущегося в своей плоскости, будем оценивать как работу напряжения  $T_t$  на пути  $\eta$ :

$$W_t = \rho C_B u^2 \eta = \rho C_B \eta^3 / \tau^2. \quad (44)$$

Как мы установили выше, на поверхность дна действует нормальное напряжение, определяемое главным образом гидростатическим давлением  $T_n = \rho g H$ . Энергию, передаваемую водному слою единицей поверхности дна при его движении в нормальном направлении, оцениваем как работу напряжения  $T_n$  на пути  $\eta$ :

$$W_n = \rho g H \eta. \quad (45)$$

Отношение энергий, передаваемых водному слою тангенциальными и нормальными движениями дна, определяется формулой

$$\frac{W_t}{W_n} = \frac{C_B u^2}{g H}. \quad (46)$$

Даже в случае весьма высоких скоростей смещения дна ( $\sim 1$  м/с) и малых глубин ( $\sim 1$  м) имеем  $C_B u^2 / g H \sim 10^{-4}$ . При типичных значениях скорости движения дна и глубины океана ( $u \sim 0.1$  м/с,  $H \sim 10^3$  м) условие  $W_t / W_n \ll 1$  выполняется с очень хорошим запасом. Следовательно, движения дна в своей плоскости не вносят никакого заметного вклада в энергию волн цунами.

На основе выполненных выше оценок можно сделать два важнейших вывода: (1) волны цунами формируются исключительно низкочастотными сейсмическими движениями дна ( $f < f_g$ ), причем ведущая роль в генерации волн принадлежит остаточным (косейсмическим) смещениям дна; (2) к генерации цунами при землетрясении приводят движения дна в нормальном к поверхности дна направлении, т.е. именно те движения, которые сопровождаются вытеснением воды.

#### 4. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ОЧАГА ЦУНАМИГЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРЯМОУГОЛЬНОЙ ПЛОЩАДКОЙ РАЗРЫВА

В простейшем случае очаг цунамигенного землетрясения может быть представлен прямоугольной

площадкой разрыва с однородным распределением подвижки. Очагам большинства сильных землетрясений, которые способны возбуждать волны цунами, свойственна сдвиговая природа, т.е. вектор Бюргерса (вектор дислокации) лежит в плоскости площадки разрыва и имеет только две отличные от нуля компоненты:  $U = (U_1, U_2, 0)$ . Геометрия источника сдвигового типа представлена на рис. 6.

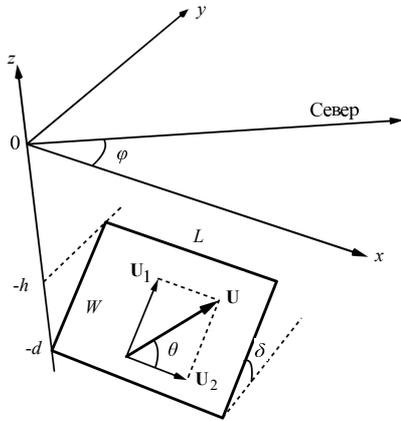


Рис. 6. Геометрия сейсмического источника сдвигового типа.  $U = (U_1, U_2, 0)$  — вектор смещения висячего бока относительно лежащего (вектор Бюргерса) и его компоненты,  $L$  — длина площадки разрыва,  $W$  — ширина площадки разрыва,  $d$  — глубина нижней кромки площадки разрыва,  $h$  — глубина верхней кромки площадки разрыва,  $\delta$  (Dip) и  $\theta$  (Rake) — углы, характеризующие положение площадки разрыва в пространстве и направление подвижки,  $\varphi$  (Strike) — угол простирания

Напряжения и смещения, вызываемые источниками внутри упругого однородного полупространства, исследовались многими авторами [57–62]. При расчетах остаточных смещений дна океана в очаге цунами, как правило, ссылаются на работу [63], автор которой собрал, систематизировал и тщательно проверил весьма громоздкие расчетные формулы. Теперь эти формулы принято называть формулами Окада. Подчеркнем, что формулы Окада позволяют рассчитать только остаточные, т.е. статические деформации. Для восстановления динамики деформации дна следует решать иную, более общую задачу.

Для рассмотрения реальных сейсмических событий необходимо связать прямоугольную систему координат  $Oxyz$ , используемую при записи формул Окада, с географическими координатами эпицентра землетрясения, ориентируя ось  $Ox$  в направлении простирания. Угол простирания  $\varphi$  (Strike) отсчитывается по часовой стрелке от направления «Север».

Несмотря на то, что формулы Окада являются аналитическими выражениями, выявление на их основе каких-либо общих закономерностей представляется нетривиальной задачей. И дело здесь не только в громоздкости выражений, но, главным об-

разом, в большом числе входных параметров. Действительно, для расчета смещений дна в очаге цунами с применением формул Окада требуется набор из восьми входных параметров: глубина залегания площадки разрыва  $d$  (или  $h$ ), длина площадки разрыва  $L$ , ширина площадки разрыва  $W$ , длина вектора Бюргерса  $|U| \equiv U$ , угол падения (Dip)  $\delta$ , угол между направлением простирания и направлением подвижки в плоскости площадки разрыва (Rake или Slip)  $\theta$ , коэффициент Ламе  $\lambda$ , коэффициент Ламе  $\mu$ .

Если расчет проводится для реального события, то к перечисленным параметрам следует добавить еще три величины: угол простирания (Strike)  $\varphi$ , а также долготу и широту эпицентра.

Анализ общих свойств смещений океанического дна в 8-мерном пространстве входных параметров представляется задачей не только чрезмерно сложной, но и лишенной практической целесообразности. Легче рассматривать конкретные сейсмические события, для которых все означенные параметры имеют определенные значения. Но для выявления некоторых общих свойств деформаций дна можно сократить число входных параметров, используя физически разумные предположения и эмпирические связи для очагов землетрясений, описанные в разд. 1. Анализ такого рода проведен, например, в работах [4, 63].

Как было показано в разд. 3, основным эффектом, приводящим к генерации волн цунами при землетрясениях, — вытеснение воды остаточной (косейсмической) деформацией дна. Рассмотрим водный слой, ограниченный свободной поверхностью сверху и поверхностью дна произвольной формы снизу (система координат описана в разд. 3). Пусть до землетрясения положение дна определяется формулой

$$z = -H(x, y). \quad (47)$$

После землетрясения на поверхности дна формируется векторное поле остаточных смещений  $u = (u_x, u_y, u_z)$  и дно перемещается в новое положение

$$z = -H(x, y) + \eta(x, y), \quad (48)$$

где  $\eta(x, y)$  — остаточное смещение поверхности дна. Зная рельеф дна и векторное поле  $u$ , можно рассчитать величину  $\eta(x, y)$  по следующей формуле [64, 65]:

$$\eta = \frac{\partial H}{\partial x} u_x + \frac{\partial H}{\partial y} u_y + u_z. \quad (49)$$

Распределение глубин океана, разумеется, индивидуально для каждого источника цунами. В этой связи анализ вклада горизонтальных компонент, который описывается первыми двумя членами в формуле (49), не может быть выполнен без привязки к реальным источникам цунами.

Примеры расчета вертикальной компоненты векторного поля смещения дна  $u_z$  при различных значениях входных параметров ( $M_W$ ,  $h$ , Dip и Rake)

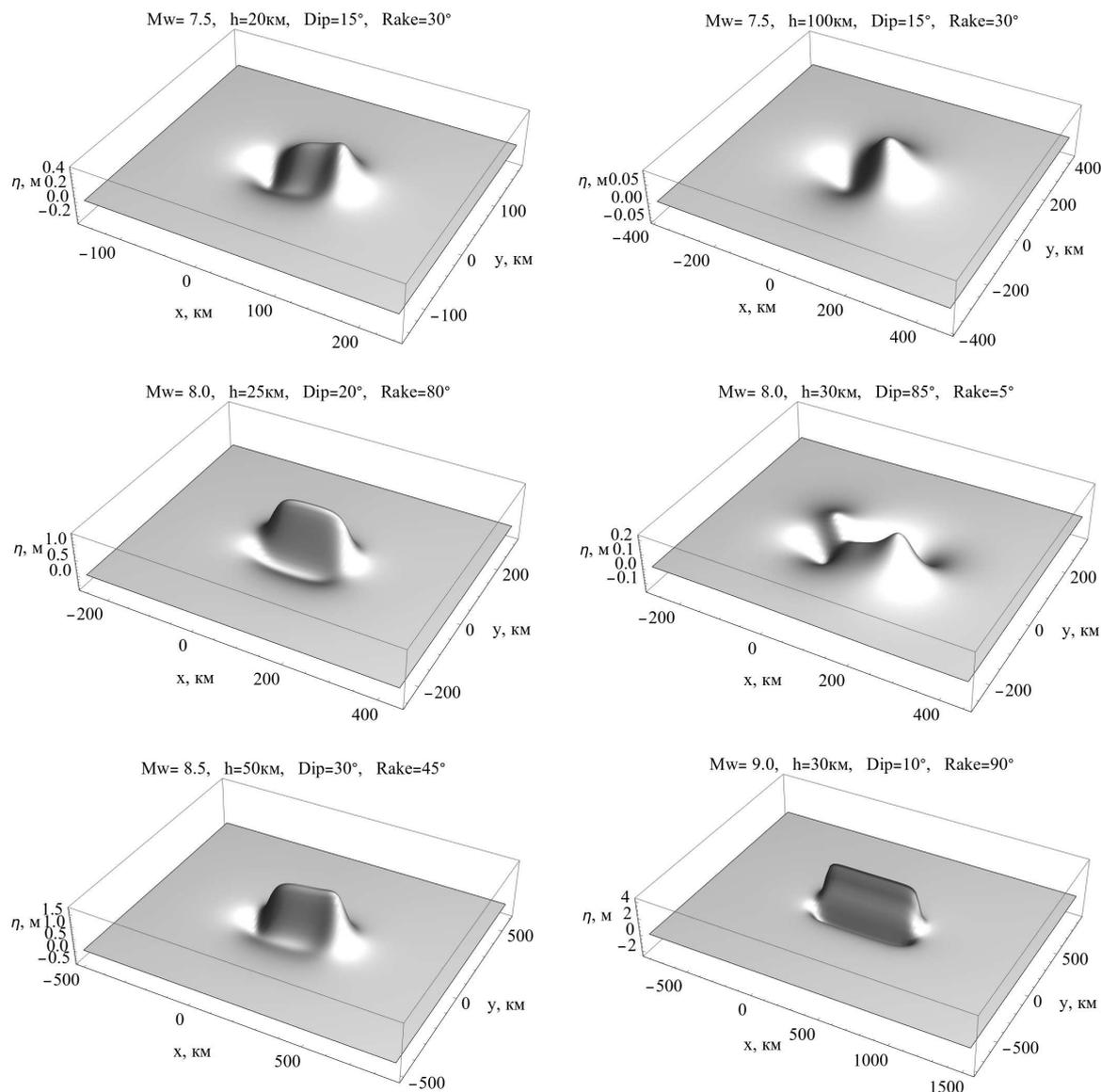


Рис. 7. Примеры расчета вертикальной компоненты косейсмического смещения дна  $u_z$  по формулам Окада. Параметры источника указаны на рисунке

представлены на рис. 7. Из рисунка видно, что структура деформации дна может быть весьма сложной даже в идеализированном случае равномерного распределения подвижки вдоль прямоугольной площадки разрыва. Для реальных событий, особенно при учете особенностей топографии дна и неоднородности подвижки вдоль поверхности разрыва, структура функции  $\eta(x, y)$  в большинстве случаев оказывается еще более сложной.

## 5. СВОЙСТВА КОСЕЙСМИЧЕСКИХ СМЕЩЕНИЙ ДНА ПО ДАННЫМ О СТРУКТУРЕ ПОДВИЖКИ

Первые работы, посвященные восстановлению структуры очага землетрясения по полю сейсмических волн, появились в 70–80-х годах XX века [66–

69]. Существенный прогресс, достигнутый в этом направлении в начале XXI века, обеспечил возможность получения реалистичных оценок распределения подвижки в очагах землетрясений [70–73].

Для восстановления распределения подвижки ныне используют не только традиционные сейсмические данные. Здесь хорошо себя зарекомендовали методы инверсии геодезических данных [74, 75], данных о сильных движениях [76, 77], данных о цунами [78, 79], данных радарной спутниковой интерферометрии и временных вариаций гравитационного поля [80, 81], а также методы, основанные на одновременном использовании несколько типов данных [82, 83].

В англоязычной литературе распределение косейсмической подвижки именуется Slip Distribution или Finite Fault Model (FFM). Аббревиатуру FFM мы будем использовать ниже.

Для подводных землетрясений данные о распределении подвижки обладают особой ценностью, — они позволяют восстановить косейсмические смещения дна в очаге цунами, что, в свою очередь, обеспечивает возможность описания генерации волн цунами. Адекватность такого способа восстановления смещений дна подтверждается неплохим соответствием расчетных и измеренных (с применением глубоководных станций DART, DONET и др.) волновых форм [71, 85, 86]. Именно поэтому FFM данные широко используются для моделирования конкретных цунами различными научными группами [65, 96, 97].

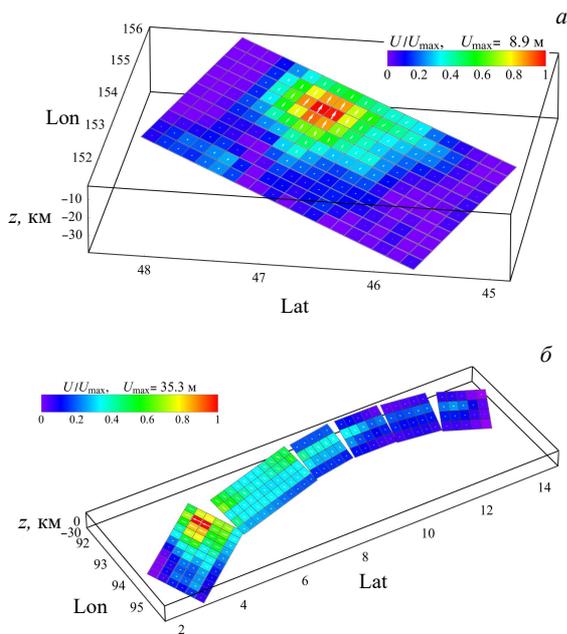


Рис. 8. Примеры представления структуры подвижки в очагах землетрясений: Центральные Курилы 15.11.2006 (по данным USGS) и Суматра 26.12.2004 (по данным [84])

На рис. 8 показаны два примера представления структуры подвижки в очагах сильных подводных землетрясений. Структура подвижки в очаге землетрясения представляется следующим образом. Поверхность разрыва аппроксимируется одним (рис. 8, а) или несколькими (рис. 8, б) плоскими прямоугольными сегментами (fault segments). Каждый такой сегмент характеризуется определенными размерами, а также положением и ориентацией в пространстве (географические координаты, глубина, углы падения и простирания). Сегмент разбивается на конечное число прямоугольных элементов (subfaults) одинакового размера. Для каждого элемента задаются его координаты (долгота, широта), глубина и вектор Бюргерса  $U$ , характеризующий величину и направление подвижки (как правило, задаются длина вектора Бюргерса и угол *Rake*). Кроме того, для каждого элемента может быть определено время его активации

(activation time) и продолжительность подвижки (rise time). Задание этих временных характеристик позволяет описать динамику процесса вспарывания разрыва. Отметим, что восстановление динамических FFM для реальных событий весьма трудоемкая задача, требующая привлечения значительных вычислительных ресурсов и большого количества высококачественных данных для инверсии. Поэтому на практике чаще всего используются FFM, не содержащие информации о динамике процесса вспарывания разрыва. Именно такие «традиционные» FFM, подразумевающие одновременную активацию всех элементов, мы будем анализировать ниже. А на влиянии динамики процесса вспарывания на генерацию цунами кратко остановимся в конце данного раздела.

Векторное поле косейсмических смещений дна океана  $u = (u_x, u_y, u_z)$  может быть рассчитано по распределению подвижки, например, с использованием формул Окада. Вклад каждого прямоугольного элемента в смещение дна вычисляется независимо. Итоговое смещение получается путем суммирования вкладов от всех элементов. Один из наиболее эффективных программных кодов, позволяющий выполнять такие вычисления (FFaultDisp, <https://ocean.phys.msu.ru/projects/ffaultdisp/>), разработан в нашей научной группе.

На рис. 9 в качестве примера представлено векторное поле косейсмического смещения дна, рассчитанное по данным о распределении подвижки, которые показаны на рис. 8, а. Из рис. 9 можно заключить, что вертикальное смещение дна носило типичный для землетрясений в зонах субдукции характер: близбереговая область испытала косейсмическое опускание, а мористая область — поднятие. Поднятие дна достигало 2.72 м, опускание — 0.54 м, амплитуда горизонтального смещения — 3.76 м.

Первые попытки изучения общих свойств смещений дна в очагах цунами, восстановленных на основе данных о распределении подвижки, были предприняты нами в статьях [19, 65]. В этих работах использовался сравнительно небольшой набор данных, представленных на сайтах Калифорнийского института технологий (California Institute of Technology, Caltech), Университета Санта-Барбары (UC Santa Barbara, UCSB) и Геологической службы США (US Geological Survey, USGS). В последние годы получила известность база данных SRCMOD (Earthquake Source Model Database, <http://equake-rc.info/SRCMOD/>), которая интегрирует в себе практически всю доступную ныне информацию по данным о распределении подвижки. Далее в этом разделе мы проанализируем общие свойства остаточных смещений дна в очагах подводных землетрясений на основе выборки из базы данных SRCMOD: 200 моделей очагов (FFM), построенных различными научными группами для 75 землетрясений за период с 1923 по 2013 гг. [87].

Для каждой из 200 моделей по распределению подвижки с применением формул Окада вначале рас-

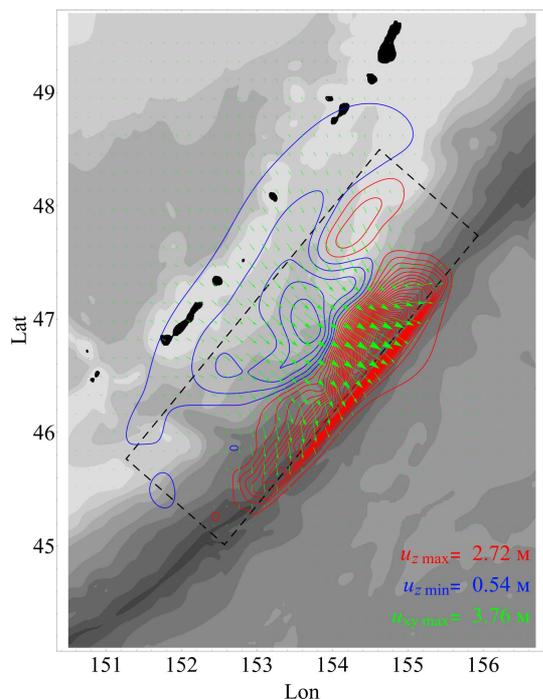


Рис. 9. Косейсмическое смещение дна, вызванное землетрясением 15.11.2006 на Центральных Курилах. Расчет выполнен с использованием распределения подвижки, представленного на рис. 8, а. Вертикальная компонента смещения  $u_z$  показана изолиниями с шагом 0.2 м (красные линии — поднятие, синие — опускание), вектора горизонтальной компоненты ( $u_x, u_y$ ) — зелеными стрелками. Черная пунктирная линия — проекция площадки разрыва на поверхность дна океана. В правом нижнем углу указаны максимальные величины поднятия и опускания дна, а также максимальная длина вектора горизонтального смещения. Батиметрия представлена серым тоном с шагом 1 км

считывалось векторное поле косейсмического смещения дна  $\vec{u}$ . Затем по формуле (49) определялось смещение поверхности дна  $\eta$ . В расчетах использовалась батиметрия GEBCO с разрешением 30 угл. с.

В качестве параметров очага цунами, которые определяются по смещению поверхности дна  $\eta$ , будем рассматривать амплитуду смещения дна  $A$ , вытесненный объем воды  $V$  и потенциальную энергию начального возвышения  $E$ . Означенные величины определяются следующими формулами:

$$A = \text{Max}[\eta(x, y)] - \text{Min}[\eta(x, y)], \quad (50)$$

$$V = \left| \iint \eta(x, y) dx dy \right|, \quad (51)$$

$$E = \frac{\rho g}{2} \iint \eta^2(x, y) dx dy. \quad (52)$$

В расчетах использовались следующие значения ускорения свободного падения и плотности:  $g = 9.8 \text{ м/с}^2$ ,  $\rho = 1030 \text{ кг/м}^3$ . Вычисление максимальных и минимальных значений, а также интегрирование в формулах (50–52) выполнялось по

всей области, где смещения поверхности дна имели заметные значения. Для прибрежных источников область суши в расчетах не учитывалась. Заметим, что при вычислении энергии мы исходим из традиционного предположения, согласно которому начальное возвышение  $\xi$  эквивалентно косейсмическому смещению поверхности дна  $\eta$ .

На рис. 10, а представлена амплитуда смещения дна  $A$  в зависимости от моментной магнитуды землетрясения  $M_W$ . Зависимость характеризуется довольно значительным разбросом данных: коэффициент корреляции составляет 0.8. Разброс объясняется чувствительностью смещения дна не только к магнитуде, но и к ориентации площадки разрыва, направлению и распределению подвижки, глубине землетрясения. Из рисунка видно, что амплитуда варьируется от нескольких сантиметров (7 см) до нескольких десятков метров (48.5 м) и, в среднем, экспоненциально быстро возрастает с увеличением магнитуды. Регрессионная зависимость, построенная методом наименьших квадратов, имеет следующий вид:

$$\log_{10} A^{FFM} [\text{м}] = (0.87 \pm 0.09) M_W - (6.62 \pm 0.72). \quad (53)$$

Интервальные оценки соответствуют 95% вероятности.

Регрессионная зависимость (53) изображена на рис. 10, а синей пунктирной линией. Для сравнения сплошной красной линией на рисунке показана зависимость (24), которая была получена в работе [34]. Зависимость (24) характеризуется близким наклоном, но лежит несколько выше регрессионной связи (53). Впрочем, с учетом разброса данных различия между (24) и (53) можно полагать несущественными.

Связь абсолютной величины полного вытесненного объема с моментной магнитудой представлена на рис. 10, б. Вытесненный объем варьируется от 0.08 до 121 км<sup>3</sup> и в среднем экспоненциально быстро возрастает с увеличением моментной магнитуды. По сравнению с амплитудой смещения дна вытесненный объем заметно лучше коррелирует с моментной магнитудой: коэффициент корреляции составляет 0.95. Соответствующая регрессионная зависимость, построенная методом наименьших квадратов, имеет следующий вид:

$$\log_{10} V^{FFM} [\text{м}^3] = (1.48 \pm 0.07) M_W - (2.45 \pm 0.52). \quad (54)$$

Интервальные оценки соответствуют 95% вероятности. На рис. 10, б зависимость (54) показана синей пунктирной линией.

Зависимость потенциальной энергии начального возвышения  $E$  от моментной магнитуды представлена на рис. 10, в. Для реальных событий оценка энергии варьируется в диапазоне от  $4.62 \times 10^9$  до  $1.01 \times 10^{16}$  Дж. В среднем энергия экспоненциально быстро возрастает с увеличением моментной магнитуды. Зависимость характеризуется довольно высоким коэффициентом корреляции — 0.94. Регресси-

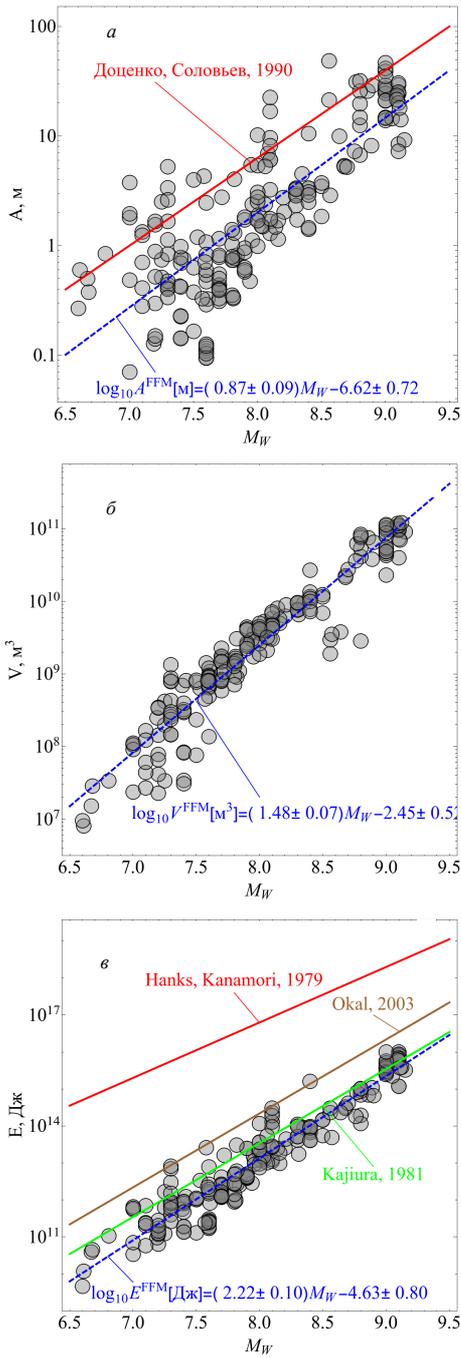


Рис. 10. Амплитуда смещения дна (а), абсолютная величина объема воды, вытесненного остаточным смещением дна (б), и потенциальная энергия возвышения водной поверхности, эквивалентного по форме остаточному смещению дна (энергия цунами) (в) как функции моментной магнитуды землетрясения: точки — расчет на основе данных о распределении подвижки (FFM), синие пунктирные линии — регрессионные зависимости. Сплошными цветными линиями показаны зависимости, полученные другими авторами (ссылки приведены на рисунке)

онная зависимость имеет следующий вид:

$$\log_{10} E^{FFM} [\text{Дж}] = (2.22 \pm 0.10) M_W - (4.63 \pm 0.80). \quad (55)$$

Интервальные оценки соответствуют 95% вероятности. Зависимость (55) показана на рисунке синей пунктирной линией.

Для сравнения на рис. 10, в показаны аналогичные зависимости (30) и (33), полученные ранее в работах [37, 38] соответственно. Кроме того, на рисунке показана энергия землетрясения, рассчитанная по формуле Канамори (21) [12].

Из анализа смещений океанического дна в очаге цунами, рассчитанных по данным о распределении подвижки, следует, что в среднем энергия цунами оказывается близкой к оценкам Каджиуры, но несколько уступает оценкам Окала.

Используя регрессионную зависимость (55) и формулу Канамори для энергии землетрясения (21), получаем формулу для оценки доли энергии землетрясения, переходящей к волнам цунами:

$$\log_{10} E^{FFM} / E_{EQ} = 0.72 M_W - 9.43. \quad (56)$$

Из формулы (56) следует, что доля энергии землетрясения, переходящая к цунами, растет с увеличением магнитуды от 0.004% (при  $M_W=7$ ) до 0.1% (при  $M_W=9$ ).

Следует отметить, что при смещении дна на высоту  $\eta$  силы гидростатического давления на дно совершают работу, абсолютная величина которой превосходит энергию цунами (энергию начального возвышения) в  $2H/\eta$  раз [55]. Если очаг цунами приурочен к большим глубинам ( $H/\eta \sim 10^3$ ), то при сильных землетрясениях работа сил гидростатического давления может оказаться сопоставимой с энергией землетрясения.

Далее мы остановимся на выявлении роли горизонтальных компонент смещения неровного океанического дна при генерации волн цунами. Заметим, что анализ амплитуды  $A$  в данном случае не представляет особого интереса. Дело в том, что величина  $A$  фактически определяется по значениям функции  $\eta$  всего в двух точках, в которых функция  $\eta$  принимает максимальное и минимальное значения. Составляющие функции  $\eta$ , которые обязаны горизонтальным и вертикальным компонентам смещения дна, характеризуются почти полным отсутствием взаимной корреляции и значительной изменчивостью. В противоположность изменчивой «точечной» величине  $A$ , интегральные характеристики, такие как вытесненный объем  $V$  и потенциальная энергия начального возвышения  $E$ , очевидно, отличаются большей стабильностью, что позволяет вводить на их основе количественные характеристики, описывающие вклад горизонтальных компонент смещения неровного дна в волну цунами.

Сама структура формулы (49) и линейность формулы (51) позволяют легко разделить вклады вертикальной и горизонтальных компонент смещения дна в вытесненный объем:

$$V = V_{xy} + V_z, \quad (57)$$

$$V_{xy} = \iint \left( \frac{\partial H}{\partial x} u_x + \frac{\partial H}{\partial y} u_y \right) dx dy, \quad (58)$$

$$V_z = \iint u_z dx dy. \quad (59)$$

Заметим, что в формулах (57–59), в отличие от формулы (51), мы рассматриваем вытесненный объем с учетом знака.

Нелинейность формулы для энергии (52) не позволяет сделать аналогичное простое разделение вкладов горизонтальных и вертикальных смещений в энергию. Поэтому вклад горизонтальных смещений в потенциальную энергию начального возвышения мы определим следующим образом:

$$E_{xy} = E - E_z, \quad (60)$$

$$E_z = \frac{\rho g}{2} \iint (u_z)^2 dx dy, \quad (61)$$

где  $E_z$  — потенциальная энергия, рассчитанная с учетом только вертикальной компоненты смещения дна,  $E$  — потенциальная энергия, рассчитанная с учетом всех компонент смещения дна по формуле (52).

Рис. 11, *a* иллюстрирует относительную величину вкладов горизонтальных и вертикальной компонент смещения дна в вытесненный объем ( $V_{xy}$  и  $V_z$ ). Обе величины могут иметь как положительный, так и отрицательный знак. Для наглядности мы представляем линейные эквиваленты объемов с сохранением знака:  $\text{sign}(V_{xy})|V_{xy}|^{1/3}$  и  $\text{sign}(V_z)|V_z|^{1/3}$ . Из рисунка видно, что в большинстве случаев (167 из 200) знаки величин  $V_{xy}$  и  $V_z$  совпадают. Этот впечатляющий и несколько неожиданный результат означает, что горизонтальные смещения дна, как правило, обеспечивают дополнительный вклад в вытесненный объем. Впервые это свойство было отмечено нами в работе [65].

Заключение о роли горизонтальных компонент смещения дна в вытеснении воды в очаге цунами можно сделать по распределению, представленному на рис. 11, *b*. Из распределения хорошо видно, что далеко не всегда ролью горизонтальных компонент можно пренебрегать. Конечно, в подавляющем большинстве случаев вклад горизонтальных компонент не превышает 40%. Но существуют единичные случаи, когда этот вклад оказывается преобладающим (до 88%). В среднем вклад горизонтальных смещений в вытесненный объем составляет 15%.

На рис. 12, *a* представлена доля потенциальной энергии возвышения водной поверхности, которая обязана вкладу горизонтальных компонент смещения наклонного дна  $E_{xy}/E$ , в зависимости от полной потенциальной энергии  $E$ . Величина  $E_{xy}/E$  может быть как положительной, так и отрицательной ( $-0.08 < E_{xy}/E_{xyz} < 0.41$ ). В большинстве случаев (172 из 200) вклад горизонтальных смещений является положительным. Иными словами, горизонтальные компоненты смещения дна, как правило, дают дополнительный вклад в энергию цуна-

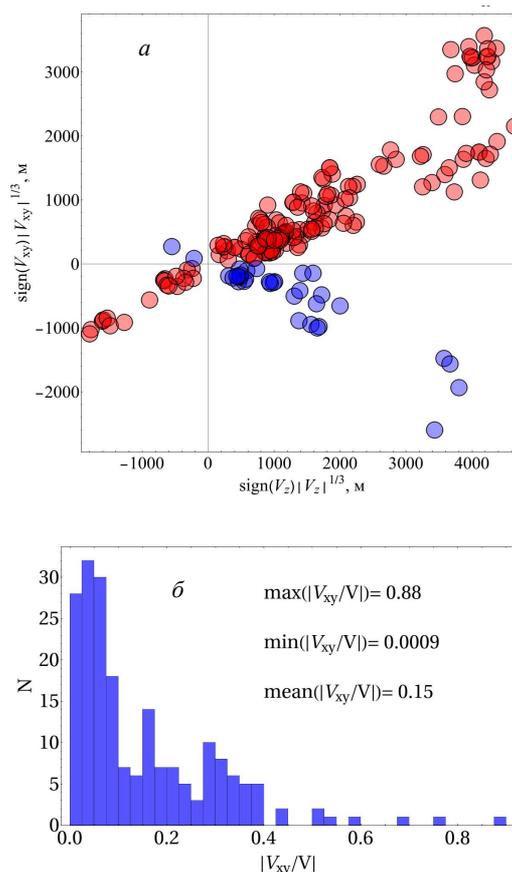


Рис. 11. *a* — Объем воды, вытесненный горизонтальными компонентами смещения дна  $V_{xy}$ , как функция объема, вытесненного вертикальной компонентой смещения  $V_z$ . По осям отложены линейные эквиваленты вытесненных объемов с сохранением знака. Цвет кружка при  $\text{sign}(V_{xy}) = \text{sign}(V_z)$  красный, при  $\text{sign}(V_{xy}) \neq \text{sign}(V_z)$  — синий. *b* — Распределение числа событий по величине  $|V_{xy}/V|$ . На рисунке указаны минимальное, максимальное и среднее значения величины  $|V_{xy}/V|$

ми. Примечательно, что не только для вытесненного объема, но и для энергии цунами этот вклад не является пренебрежимо малым.

На рис. 12, *b* представлено распределение числа событий по абсолютной величине отношения доли энергии начального возвышения  $E_{xy}$ , ассоциирующейся с горизонтальными смещениями, к полной энергии начального возвышения  $E$ . Распределение подтверждает сделанный ранее вывод, что роль горизонтальных смещений в генерации цунами не является пренебрежимо малой. Величина  $|E_{xy}/E|$  может достигать 41%, среднее ее значение составляет 10%.

Тот факт, что в большинстве случаев горизонтальные смещения наклонного дна обеспечивают дополнительный вклад в объем воды, вытесненный в источнике, и в энергию цунами, говорит о существовании определенной корреляции между рельефом дна и косейсмическими смещениями. Для объяснения факта наличия такой корреляции до-

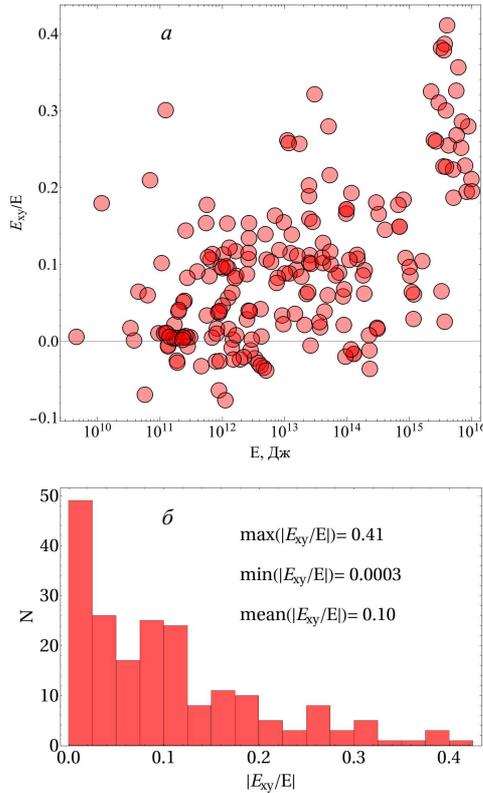


Рис. 12. *a* — Относительный вклад горизонтальных компонент смещения дна в энергию цунами как функция полного значения энергии. *б* — Распределение числа событий по величине  $|E_{xy}/E|$ . На рисунке указаны минимальное, максимальное и среднее значения величины  $|E_{xy}/E|$

статочно вспомнить, что большинство цунамигенных землетрясений приурочены к зонам субдукции [3, 64], которым свойственны определенные формы рельефа дна океана, такие, например, как глубоководные желоба. И, несмотря на то, что каждое сейсмическое событие индивидуально, в целом землетрясения в зонах субдукции происходят по определенным «сценариям», одним из проявлений которых и является наблюдаемая скоррелированность вертикальных и горизонтальных косейсмических смещений подводных склонов.

В заключение остановимся на влиянии динамики процесса вспарывания разрыва на генерацию цунами. Как уже говорилось в начале этого раздела, в принципе возможно восстановление не только пространственной, но и пространственно-временной структуры подвижки. Такие FFM, содержащие временные параметры для каждого элемента, именуется в зарубежной литературе *delayed rupture* (отложенный разрыв), *kinematic FFM* (кинематическая FFM) — подразумевается, что мы не задумываемся о причинах активации каждого элемента в тот или иной момент времени) и *dynamic FFM* (динамическая FFM — здесь понятие «динамическая» используется как антоним понятию «статическая»). Мы будем называть FFM, содержащие временные параметры для каждого элемента, динамическими

FFM.

Активация различных элементов разлома в разное время приводит к тому, что смещения дна в очаге цунами также формируются не одновременно и мгновенно, а распространяются вдоль очага из одной части в другую. Рассчитать такие распространяющиеся смещения дна можно на основе традиционных формул Окада и принципа суперпозиции, задавая для каждого элемента собственное время активации. Влияние горизонтального распространения смещений дна на генерацию цунами детально исследовано только для двух реальных событий: катастрофического цунами в Индийском океане Суматра 2004 [88] и Великого Восточно-Японского землетрясения и цунами Тохоку 2011 [89, 90]. При Суматранском событии учет динамической FFM сказался преимущественно на временах добегающей волны цунами, в то время как при Японском событии учет динамики вспарывания разрыва заметным образом повлиял не только на время добегающей, но и на амплитуду цунами.

Оба рассмотренных события имели аномально большую моментную магнитуду  $Mw$  9.1. Однако теоретические исследования показывают, что ключевой характеристикой является не магнитуда землетрясения, а скорость горизонтального распространения деформации дна. Если эта скорость близка к скорости длинных волн на воде, то амплитуда возбуждаемой волны цунами может многократно превышать амплитуду смещений дна [91–94]. В реальных событиях скорость горизонтального распространения смещений, как правило, заметно превышает скорость длинных волн. Однако необходимо помнить, что при медленных землетрясениях, характеризующихся относительно медленным распространением деформации дна из одной части очага в другую, учет динамики процесса вспарывания разрыва может оказать существенное влияние на цунами. В работе [94] была высказана гипотеза, что ряд аномально высоких заплесков в ближней зоне, зафиксированных во время некоторых цунами-событий XX века, объясняется именно этим эффектом.

На наш взгляд, учет динамики вспарывания разрыва в очаге цунамигенного землетрясения является одним из наиболее перспективных направлений дальнейших исследований. В силу того, что при наличии достаточного количества высококачественных данных наблюдений динамическая FFM может быть восстановлена практически в реальном времени (в течение нескольких минут) [95], учет динамики сейсмического очага цунами может быть в недалеком будущем использован службами предупреждения о цунами для формирования прогноза высот волн на качественно новом уровне точности.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Активное изучение волн цунами в СССР/РФ было инициировано катастрофой в 4 ноября 1952 г. в г. Северо-Курильске. Землетрясение с магнитудой

дой  $M_w$  9.0 вызвало трансокеанское цунами с высотами волн на Гавайях до 6 м, на побережье Чили — до 3 м. В ближней зоне — на Камчатке и Северных Курилах — высоты волн достигали 15–20 м. По различным оценкам, число погибших составило от 10 до 14 тыс. человек.

Спустя четыре года после этого катастрофического события вышло Постановление Совета Министров СССР от 20.10.1956 г. № 1434 «О мероприятиях по организации своевременного оповещения населения Дальнего Востока о морских волнах, вызываемых подводными землетрясениями (цунами)». В названии Постановления явно указана причина возникновения цунами — землетрясение. Сейчас специалистам хорошо известно, что землетрясения являются не единственной причиной формирования волн цунами. Более того, по высотам заплеска лидируют оползневые и вулканогенные цунами. Но в большинстве случаев цунами формируются в результате сильных подводных землетрясений, причем именно сейсмогенным цунами присущи максимальные энергии и максимальные размеры области, в которой проявляется разрушительная сила волн.

В обзоре были рассмотрены основные свойства очагов землетрясений и представлены эмпирические закономерности, используемые при описании очагов цунами. Обсуждена сложная и неоднозначная связь между «силой землетрясения» (магнитудой) и «силой цунами» (интенсивностью цунами по шкале Соловьева–Имамуры), характер которой существенно осложняет оперативный прогноз высот волн цунами. Приведены некоторые эмпирические закономерности для очагов цунами (размер очага, высота начального возмущения водной поверхности и энергия в зависимости от магнитуды).

На основе аналитического решения задачи о генерации гравитационных волн движениями дна и физических оценок проанализирован процесс генера-

ции цунами землетрясением. Показано, что ведущая роль в генерации волн цунами сейсмическими движениями дна принадлежит остаточным (косейсмическим) смещениям дна, которые происходят в нормальном к поверхности дна направлении.

Значительное внимание уделено аппроксимации очага цунамигенного землетрясения прямоугольной площадкой разрыва. Именно такой подход в настоящее время возможно использовать для оперативного прогноза цунами в тех случаях, когда известен механизм очага землетрясения. Заметим, что механизмы очагов ныне могут определяться с небольшими задержками и в автоматическом режиме.

Отдельный раздел обзора посвящен способам описания генерации цунами с использованием данных о структуре подвижки в очаге землетрясения («Slip Distribution» или «Finite Fault Model»). Здесь на основе данных о структуре подвижки в очагах сильных подводных землетрясений (200 источников) анализируются общие свойства очагов цунами. В частности, найдены эмпирические связи амплитуды смещения дна в очаге цунами, вытесненного объема и энергии цунами (потенциальной энергии начального возвышения) с моментной магнитудой землетрясения. Показано, что цунами является «слабым отголоском» землетрясения. Доля энергии землетрясения, переходящая к цунами, растет с увеличением магнитуды и составляет от 0.004% (при  $M_W = 7$ ) до 0.1% (при  $M_W = 9$ ). Показано, что горизонтальные смещения дна, как правило, обеспечивают дополнительный вклад в вытесненный объем и энергию цунами.

В заключение раздела кратко обсуждаются возможности динамических «Finite Fault Model» для описания генерации цунами землетрясением. Если говорить про оперативный прогноз цунами по сейсмическим данным, то, возможно, будущие успехи в решении этой задачи будут связаны с развитием именно этого направления.

- [1] Пелиновский Е.Н. Гидродинамика волн цунами. Н. Новгород: ИПФ, 1996.
- [2] Bryant E. *Tsunami. The Underrated Hazard (2-nd ed)*, Springer, 2008.
- [3] Гусьяков В.К. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. **50**, N 5. 496 (2014).
- [4] Levin B.W., Nosov M.A. *Physics of Tsunamis, Second Edition*. Springer International Publishing AG Switzerland. 2016.
- [5] Saito T. *Tsunami generation and propagation*. Tokyo: Springer Japan, 2019.
- [6] Topics 2000. *Natural catastrophes — the current position*. Special Millennium Issue // Munich Re Group, 2001, 126 p.
- [7] Гусьяков В.К. // Геология и геофизика. **57**, N 9. 1601 (2016).
- [8] Kanamori H., Brodsky E.E. // *Reports on Progress in Physics*. **67**, N 8. 1429. (2004).
- [9] Maruyama T. // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*. **41**, N 3. 467 (1963).
- [10] Scholz C.H. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press, 2019.
- [11] Kanamori H. // *Physics of the earth and planetary interiors*. **6**, N 5. 346 (1972).
- [12] Hanks T.C., Kanamori H. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. **84**, N B5. 2348 (1979).
- [13] Ванек И., Затопек А., Карник В. и др. // Изв. АН СССР. Серия геофизическая. N 2. 153 (1962).
- [14] Brune J.N. // *Journal of geophysical research*. **75**, N 26. 4997 (1970).
- [15] Denolle M.A., Shearer P.M. // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. **121**, N 9. 6533 (2016).
- [16] Гусев А.А., Скоркина А.А., Чебров Д.В. // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. N 3. 36 (2017).
- [17] Kanamori H., Anderson D.L. // *Bulletin of the seismological society of America*. **65**, N 5. 1073 (1975).
- [18] *Handbook for Tsunami Forecast in the Japan Sea — Earthquake and Tsunami Observation Division*,

- Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency. 2001. P. 22.
- [19] *Bolshakova A.V., Nosov M.A.* // *Pure and Applied Geophysics*. **168**, N 11. 2023 (2011).
- [20] *Wells D.L., Coppersmith K.J.* // *Bulletin of the seismological Society of America*. **84**, N 4. 974 (1994).
- [21] *Gutscher M.A., Baptista M.A., Miranda J.M.* // *Tectonophysics*. **426**, N 1-2. 153 (2006).
- [22] *Liu P.L.F., Wang X., Salisbury A.J.* // *Journal of Asian Earth Sciences*. **36**, N 1. 2 (2009).
- [23] *Куликов Е.А., Иващенко А.И., Медведев И.П.* и др. // *ГеоРиск*. **XIII**, № 2. 18 (2019).
- [24] *Leonard M.* // *Bulletin of the Seismological Society of America*. **100**, N 5A. 1971 (2010).
- [25] *Kolesov S.V., Nosov M.A., Sementsov K.A.* et al. // *Geosciences*. **12**, N 455. (2022).
- [26] *Kanamori H.* // *Journal of geophysical research*. **82**, N 20. 2981 (1977).
- [27] *Gutenberg B., Richter C.F.* // *Bulletin of the Seismological society of America*. **32**, N 3. 163 (1942).
- [28] *Gutenberg B., Richter C.F.* // *Bulletin of the seismological society of America*. **46**, N 2. 105 (1956).
- [29] *Choy G.L. McGarr A., Kirby S.H., Boatwright J.* Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series. **170**. 43 (2006).
- [30] *Papadopoulos G.A., Imamura F., Nosov M., Charalampakis M.* *Geological records of tsunamis and other extreme waves*. Elsevier. (2020). pp. 33-46.
- [31] *Soloviev S.L.* Recurrence of tsunamis in the Pacific. In *Tsunamis in the Pacific Ocean*, edited by W.M. Adams, East-West Center Press, Honolulu, 1970. pp. 149-163.
- [32] *Gusiakov V.K.* // *The sea*. **15**. 23 (2009).
- [33] *Gusiakov V.K.* // *Pure and Applied Geophysics*. **168**, N 11. 2033 (2011).
- [34] *Доценко С.Ф., Соловьев С.Л.* // *Исследования цунами*. N 4. 8 (1990).
- [35] *Поплавская Л.Н.* Параметры очагов цунамигенных землетрясений и особенности цунами. 1980. с. 53-56.
- [36] *Поплавский А.А., Золотухин Д.Е., Храмушин В.Н.* // *Вулканология и сейсмология*. N 1. 65 (2012).
- [37] *Kajiura K.* // *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. **56**. 415 (1981).
- [38] *Okal E.A.* // *Pure and Applied Geophysics*. **160**, N 10-11. 2189 (2003).
- [39] *Liu C.M.* // *Wave Motion*. **93**, 102489 (2020).
- [40] *Носов М.А., Шелковников Н.К.* // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* N 3. 86 (1996). (M.A. Nosov, N.K. Shelkovnikov // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **51**, N 3. 77 (1996)).
- [41] *Носов М.А., Шелковников Н.К.* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. **33**, N 1. 145 (1997).
- [42] *Носов М.А., Мironyuk С.В., Шелковников Н.К.* // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* N 2. 68 (1997). (M.A. Nosov, S.V. Mironyuk, N.K. Shelkovnikov // *Moscow Univ. Phys. Bull.* textbf52, N 2. 99 (1997)).
- [43] *Носов М.А.* // *Вулканология и сейсмология*. N 6. 58 (1997).
- [44] *Носов М.А., Колесов С.В.* // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* N 2. 96 (2009). (M.A. Nosov, S.V. Kolesov // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **64**, N 2, 208 (2009)).
- [45] *Nosov M.A., Kolesov S.V.* // *Pure and Applied Geophysics*. **168**, N 6-7. 1223 (2011).
- [46] *Файн И.В., Куликов Е.А.* // *Вычислительные технологии*. **16**, N 2. 111 (2011).
- [47] *Носов М.А., Семенов К.А.* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. **50**, N 5. 612 (2014).
- [48] *Толстой И., Клей К.С.* *Акустика океана: Теория и эксперимент в подводной акустике*. Пер. с англ. Мир, 1969.
- [49] *Watada S., Kusumoto S., Satake K.* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. **119**, N 5. 4287 (2014).
- [50] *Новикова Л.Е., Островский Л.А.* // *Океанология*. **22**, N 5. 693. (1982).
- [51] *Носов М.А., Колесов С.В.* // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* N 3. 51 (2005).
- [52] *Nosov M.A., Kolesov S.V., Denisova A.V.* // *Advances in Geosciences*. **14**. 141 (2008).
- [53] *Nosov M., Karpov V., Kolesov S.* et al. // *Earth, Planets and Space*. **70**, N 1. 100 (2018).
- [54] *Nosov M., Karpov V., Sementsov K.* et al. // *Frontiers in Earth Science*. **9**. 661337 (2021).
- [55] *Носов М.А., Большакова А.В., Семенов К.А.* // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* N 1. 98 (2022). (M.A. Nosov, A.V. Bolshakova, K.A. Sementsov // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **76**, N 1, 136 (2022)).
- [56] *Bolshakova A., Inoue S., Kolesov S.* et al. // *Russian Journal of Earth Sciences*. **12**, N 2. 1 (2011).
- [57] *Chinnery M.A.* // *Bulletin of the Seismological Society of America*. **51**, N 3. 355 (1961).
- [58] *Maruyama T.* // *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*. **42**, N 2. 289 (1964).
- [59] *Press F.* // *Journal of geophysical research*. **70**, N 10. 2395 (1965).
- [60] *Savage J.C., Hastie L.M.* // *Journal of Geophysical Research*. **71**, N 20. 4897 (1966).
- [61] *Гусьяков В.К.* *Условно-корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений*. Новосибирск: ВЦ СО РАН. 1978. С. 23–51.
- [62] *Matsu'ura M., Tanimoto T.* // *Journal of Physics of the Earth*. **28**, N 1. 103 (1980).
- [63] *Okada Y.* // *Bulletin of the seismological society of America*. **75**, N 4. 1135 (1985).
- [64] *Tanioka Y., Satake K.* // *Geophys. Res. Lett.* **23**, N 8. 861 (1996).
- [65] *Nosov M.A., Bolshakova A.V., Kolesov S.V.* // *Pure and Applied Geophysics*. **171**, N 12. 3515 (2014).
- [66] *Alewine R.W., Jordan T.H.* // *Geophys. JR astr. Soc.* **35**. 357 (1973).
- [67] *Jovanovich D.B.* // *Geophysical Journal International*. **43**, N 2. 347 (1975).
- [68] *Павлов В.М., Гусев А.А.* // *ДАН*. **255**, N 4. 824 (1980).
- [69] *Ward S.N., Barrientos S.E.* // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. **91**, N B5. 4909 (1986).
- [70] *Ji C., Wald D.J., Helmberger D.V.* // *Bulletin of the Seismological Society of America*. **92**, N 4. 1192 (2002).
- [71] *Lay T., Yamazaki Y., Ammon C.J.* et al. // *Earth, planets and space*. **63**, N 7. 797 (2011).
- [72] *Shao G., Li X., Ji C., Maeda T.* // *Earth, planets and space*. **63**, N 7. 559 (2011).
- [73] *Yagi Y., Fukahata Y.* // *Geophysical Journal International*. **186**, N 2. 711 (2011).
- [74] *Ozawa S., Nishimura T., Suito H.* et al. // *Nature*. **475**, N 7356. 373 (2011).
- [75] *Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P.* // *Geophys. Res. Lett.* **38**, N 7. (2011).
- [76] *Kurahashi S., Irikura K.* // *Earth, planets and space*. **63**, N 7. 11. (2011).

- [77] Suzuki W., Aoi S., Sekiguchi H., Kunugi T. // *Geophys. Res. Lett.* **38**, N 7. (2011).
- [78] Satake K. // *J. of Physics of the Earth.* **35**, N 3. 241 (1987).
- [79] Fujii Y., Satake K., Sakai S.I. et al. // *Earth, planets and space.* **63**, N 7. 55 (2011).
- [80] Panet I., Mikhailov V., Diament M. et al. // *Geophysical Journal International.* **171**, N 1. 177 (2007).
- [81] Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А. и др. // *Физика Земли.* № 5. 53 (2019).
- [82] Koketsu K., Yokota Y., Nishimura N. et al. // *Earth and Planetary Science Letters.* **310**, N 3-4. 480 (2011).
- [83] Wei S., Graves R., Helmberger D. et al. // *Earth and Planetary Science Letters.* **333**. 91 (2012).
- [84] Rhee, J., Dreger D., Burgmann R., Romanowicz B. // *Bull. Seismo. Soc. Am.*, **97**(1A): S115 (2007).
- [85] Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Левин Б.В. и др. // *ДАН.* **426**, № 3. 386 (2009).
- [86] Носов М.А., Колесов С.В., Левин Б.В. // *ДАН.* **441**, № 1. 108 (2011).
- [87] Большакова А.В., Носов М.А., Колесов С.В. // *Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон.* № 1. 61 (2015).
- (Bolshakova A.V., Nosov M.A. Kolesov S.V. // *Moscow Univ. Phys. Bull.* **70**, N 1. 62 (2015)).
- [88] Suppasri A., Imamura F., Koshimura S. // *Coastal Eng. J.* **52**:2, 107 (2010).
- [89] Satake K., Fujii Y., Harada T., Namegaya Y. // *Bull. of the Seism. Soc. of Am.* **103**(2B). 1473 (2013).
- [90] Baba T., Allgeyer S., Hossen J. et al. // *Ocean Modell.* **111**. 46 (2013).
- [91] Novikova L.E., Ostrovsky L.A. // *Marine Geodesy.* **2**, N 4. 365 (1979).
- [92] Nosov M.A. // *Volcanology & Seismology.* **17**, N 6. 693 (1996).
- [93] Nosov M.A. // *Volcanology & Seismology.* **19**, N 6. 837 (1998).
- [94] Todorovska M.I., Trifunac M.D. // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.* **21**, N 2. 151 (2001).
- [95] Melgar D., Bock Y. // *J. of Geophys. Res.: Solid Earth.* **120**. 3324 (2015).
- [96] Poisson B., Oliveros C., Pedreros R. // *Geophysical Journal International.* **185**, N 3. 1365 (2011).
- [97] Newman A.V., Hayes G., Wei Y., Convers J. // *Geophysical Research Letters.* **38**, N 5. (2011).

## Models of tsunami sources of seismic origin

M.A. Nosov<sup>1,2,a</sup>, A.V. Bolshakova<sup>1,b</sup>, S.V. Kolesov<sup>1,2,c</sup>, K.A. Sementsov<sup>1,d</sup>

<sup>1</sup>Department of Physics of Sea and Inland Water, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University  
Moscow 119991, Russia

<sup>2</sup>Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Science  
Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia

E-mail: <sup>a</sup>m.a.nosov@mail.ru, <sup>b</sup>annabolshakova@list.ru, <sup>c</sup>kolesov@ocean.phys.msu.ru, <sup>d</sup>sebest@yandex.ru

The review provides basic concepts about the earthquake source and presents empirical relationships that link the size of the fault area, the slip value and the energy of seismic waves with the magnitude of the earthquake. The complex and ambiguous relationship between earthquake magnitude and tsunami intensity according to the Soloviev-Imamura scale is discussed. Some empirical regularities are presented that link the size of the tsunami source, the height of the initial disturbance of the water surface and the tsunami energy with the magnitude of the earthquake. Based on the analytical solution of the problem of the generation of gravity waves by bottom movements and physical assessments, it is shown that the leading role in the generation of tsunami waves by seismic bottom movements belongs to residual bottom displacements that occur in the direction normal to the bottom surface. A model is described that assumes the approximation of the source of a tsunamigenic earthquake by a rectangular fault area, as well as an approach to describing tsunami generation using data on the structure of slip distribution in the source of an earthquake. Based on data on the structure of slip distribution in the sources of strong underwater earthquakes (200 sources), empirical relationships were found between the amplitude of the bottom displacement in the tsunami source, the displaced volume of water and the tsunami energy with the moment magnitude of the earthquake. It is shown that the part of earthquake energy passed on to tsunamis increases with increasing magnitude and ranges from 0.004% (at  $M_W = 7$ ) to 0.1% (at  $M_W = 9$ ). It is shown that horizontal displacements of the bottom, as a rule, provide an additional contribution to the displaced water volume and energy of the tsunami.

PACS: 91.30.Nw.

*Keywords:* tsunami, earthquake, earthquake source, slip distribution, co-seismic displacements, tsunami generation.

*Received* 11 July 2024.

English version: *Moscow University Physics Bulletin.* 2024. **79**, No. 5. Pp. .

### Сведения об авторах

- Носов Михаил Александрович — доктор физ.-мат. наук, профессор, профессор РАН, зав. кафедрой физики моря и вод суши; тел.: (495) 939-16-77, e-mail: m.a.nosov@mail.ru.
- Большакова Анна Владимировна — канд. физ.-мат. наук, науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: annabolshakova@list.ru.
- Колесов Сергей Владимирович — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru.
- Семенцов Кирилл Александрович — канд. физ.-мат. наук, науч. сотрудник; тел.: (495) 939-36-98, e-mail: sebest@yandex.ru.