

МАСШТАБНЫЙ ЭФФЕКТ ПРИ МОНИТОРИНГЕ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

А.Н. Беседина, Г.Г. Кочарян, О.А. Пронюк

В статье рассмотрены возможные причины возникновения значительных отклонений от закона подобия при анализе данных сейсмических наблюдений. Показано, что эффекты, связанные с физическими различиями в динамике разрывов разного размера, обусловленные масштабной зависимостью физико-механических свойств горного массива и слагающих его геоматериалов, имеют ограниченный диапазон действия и в реальном диапазоне параметров не приводят к радикальному изменению эффективности сейсмического источника. Иные источники, связанные либо с недостатками измерительной аппаратуры, либо с некорректной интерпретацией результатов измерений, приводят подчас к наблюдаемому сильному росту приведенной сейсмической энергии с увеличением магнитуды слабых сейсмических событий.

Постановка проблемы

Одним из фундаментальных в современной сейсмологии является вопрос о существовании подобия между большими и малыми сейсмическими событиями. Исследование этой проблемы важно как с точки зрения понимания механики процесса, так и для того, чтобы иметь возможность адекватно сопоставлять результаты, полученные на разных масштабных уровнях, что существенно обогащает возможности использования данных при решении инженерных задач.

Масштабные соотношения для землетрясений включают сравнение статических (сейсмический момент M_0 , характерный радиус очага r_0 , статический скачок напряжений $\Delta\tau$) и динамических (излученная сейсмическая энергия E_s) параметров. В этих целях часто используют приведенную сейсмическую энергию:

$$e = \frac{E_s}{M_0} \quad (1)$$

или, так называемое, кажущееся напряжение:

$$\sigma_a = \mu \cdot e = \mu \frac{E_s}{M_0}, \quad (2)$$

где μ – модуль сдвига массива в окрестности очага.

Через эти параметры, используя такую характеристику, как величина сброшенного в очаге напряжения $\Delta\tau$, легко выражается излучательная эффективность очага землетрясения η_R , введенная Х. Канамори [Kanamori, Brodsky, 2004]:

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}}, \quad (3)$$

где ΔE_{sur} – величина энергии, идущей на трещинообразование.

$$\eta_R = \frac{2\mu}{\Delta\tau} \frac{E_s}{M_0} = 2 \frac{\sigma_a}{\Delta\tau} = \frac{2\mu}{\Delta\tau} e. \quad (4)$$

Понятно, что η_R превышает величину сейсмической эффективности источника, определяемую как отношение излученной энергии E_s к полному изменению внутренней энергии системы ΔE_e . Если $\eta_R \approx 1$, то участок формирования разрушения не существен. Если же $\eta_R \ll 1$, то доминируют динамические процессы разрушения породы. Все параметры, используемые в соотношении (4), могут быть оценены непосредственно из результатов измерений.

В предположении выполнения самоподобия, и сейсмическая энергия и сейсмический момент пропорциональны кубу характерного размера источника [Аки, Ричардс, 1982], что означает независимость величины η_R от масштаба события при постоянстве скачка напряжений $\Delta\tau$.

Связь излучательной эффективности землетрясений с масштабом исследовалась во многих работах. Ряд авторов отметили увеличение величины кажущихся напряжений с масштабом для событий в диапазоне магнитуд $5 > M > 2,5$ [например Kanamori et al., 1993; Abercrombie, 1995; Mayeda and Walter, 1996 и др.], объясняя это существованием разницы в динамике разрыва для землетрясений разного масштаба. В работе [Ide, Beroza, 2001] показали, что этот эффект в определенной степени связан с ограниченной частотной полосой сейсмической аппаратуры.

Тем не менее, хорошо известно, что при анализе рядов данных о слабой сейсмичности ($M_0 < 10^{12}$ Н/м), полученных в одном и том же массиве горных пород, чаще всего наблюдается довольно сильная зависимость величины приведенной энергии или излучательной эффективности землетрясения от масштаба события [Gibowicz et al., 2001; Кочарян, 2012; Hua et al., 2013].

В настоящей работе мы проанализировали некоторые опубликованные данные об очаговых параметрах слабых землетрясений и исследовали вероятные причины, приводящие к возникновению масштабного эффекта.

Экспериментальные данные

В нашей более ранней работе мы исследовали ряд данных, в который были включены события с моментными магнитудами от $-3,6$ до $8,5$, произошедшие в различных регионах [Кочарян, 2012]. Было показано, что при изменении сейсмического момента на 19 порядков – в диапазоне от 10^3 Н/м до 10^{22} Н/м, практически все данные лежат в диапазоне $E_s/M_0 \sim 10^{-6} - 10^{-3}$.

Этот диапазон значений соответствует теоретической оценке величины приведенной сейсмической энергии. Как показано в [Кочарян, 2012]

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{\mu}{\rho C_s^2} \frac{D}{L} \frac{V_r^3}{C_s^3}, \quad (5)$$

где ρ и C_s – плотность и скорость распространения поперечных волн, L и D – длина сейсмодислокации и соответствующее смещение, а V_r – скорость распространения разрыва.

Отношение D/L есть уровень реализованной в процессе землетрясения сдвиговой деформации; отношения $\mu/\rho C^2 \sim 1$ (V_r/C_r) $_{\max} \leq 1$. Оценивая порядок величины деформации $D/L \approx 10^{-3}$, получаем максимально возможную величину параметра $E_s/M \sim 10^{-3}$. Нижнего предела отношения видимо не существует, однако, при $E_s/M_0 < 10^{-6}-10^{-7}$ скорость распространения разрыва V_r должна оказаться на порядок ниже скорости поперечных волн, так что событие становится уже «медленным» землетрясением.

Таким образом, если рассматривать весь комплекс данных, то явной зависимости этого отношения от масштаба землетрясения не обнаруживается, что соответствует самоподобной среде с линейными характеристиками.

Однако, как отмечалось выше, рассмотрение рядов данных для некоторых регионов приводит к обнаружению зависимости эффективности излучения от масштаба события. Особенно выражен этот эффект для слабых событий с магнитудой $M < 2 \div 2,5$.

Примеры зависимостей значения нормализованной энергии от величины сейсмического момента события приведены на рис. 1.

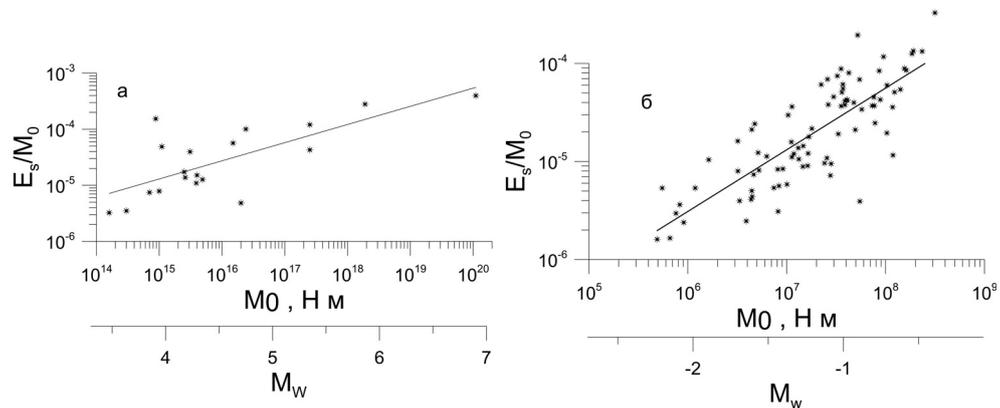


Рис. 1. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.

а – землетрясения Калифорнии; значки – данные [Kanamori et al., 1993], линия – наилучшее приближение данных зависимостью $e = 1,8 \cdot 10^{-10} M_0^{0,32}$ с коэффициентом корреляции $R = 0,54$; б – сейсмичность, индуцированная ведением горных работ на медно-никелевом месторождении в Канаде; значки – данные [Urbancic, Young, 1993], линия – наилучшее приближение данных зависимостью $e = 5,2 \cdot 10^{-10} M_0^{0,63}$ с коэффициентом корреляции $R = 0,65$

Для довольно крупных (моментные магнитуды от 3,5 до 7,2) землетрясений Калифорнии [Kanamori et al., 1993] (рис. 1,а) $E_s/M_0 \sim M_0^{0,32}$, анализ последовательности микроземлетрясений, зарегистрированных в этом же регионе [Ide, Veroza, 2003], демонстрирует зависимость $E_s/M_0 \sim M_0^{0,21}$. В последней работе, впрочем, отмечается, что зависимость может оказаться менее выраженной при использовании более совершенных моделей поглощения. Примененный в этих целях, для четырех регионов Калифорнии, в более поздней работе [Baltay et al., 2010] метод анализа коды показал слабую зависимость: $E_s/M_0 \sim M_0^{0,091}$ для последовательности событий Hector Mine (77 событий с моментными магнитудами от 3 до 7,1) и практически не обнаружил зависимости кажущегося напряжения от масштаба для землетрясений в Паркфилде $E_s/M_0 \sim M_0^{0,001}$ (всего 47 событий, расчеты выполнены для 11 с M_w от 2,8 до 6,0), последовательности афтершоков в Неваде $E_s/M_0 \sim M_0^{0,022}$

(всего 56 событий, расчеты выполнены для 12 с M_w от 3,1 до 6,0) и роя землетрясений в Серро-Прието $E_s/M_0 \sim M_0^{0.016}$ (всего 43 события, расчеты выполнены для 12 с M_w от 2,8 до 5,1).

Использование данных, полученных для Байкальской рифтовой зоны [Добрынина, 2011; seis-bykl. ru] дает зависимость близкую к полученной Канамори $E_s/M_0 \sim M_0^{0.31}$.

Для землетрясений Средней и Центральной Азии также можно обнаружить тенденцию возрастания эффективности с масштабом $E_s/M_0 \sim M_0^{0.25}$ [http://www.kndc.kz; Кочарян, 2012], однако разброс данных здесь довольно велик. Подобного тренда возрастания отношения E_s/M_0 практически не наблюдается для землетрясений Камчатки [www.emsd.ru/; Кочарян, 2012].

Обработка данных по микроземлетрясениям в Японии (M_w от 0,8 до 2,9) [Stork, Ito, 2004] дает регрессионную зависимость $E_s/M_0 \sim M_0^{0.47}$ при значительном разбросе данных.

Выраженные зависимости излучательной эффективности от масштаба наблюдаются для микросейсмичности, регистрируемой при ведении горных работ и заполнении водохранилищ. Так, обработка результатов наблюдений за микросейсмичностью (155 событий M_w от -3,6 до -1,9), проводившихся в Канаде при проходке участка шахты в граните [Gibowicz et al., 1991], дает соотношение $E_s/M_0 \sim M_0^{0.33}$. Проведенные этими же авторами [Domański, Gibowicz, 2008] измерения параметров более крупных событий на медной шахте в Польше (100 событий с M_w от 1,4 до 3,6) дали близкую зависимость $E_s/M_0 \sim M_0^{0.28}$. Для многочисленных событий, зарегистрированных при разработке рудного месторождения в Финляндии [Oye et al., 2005], масштабный эффект выражен слабее $E_s/M_0 \sim M_0^{0.13}$. Индуцированная ведением горных работ сейсмичность на медно-никелевом месторождении в Канаде (85 событий с магнитудами от -2,2 до -0,4) [Urbancic, Young, 1993] напротив, демонстрирует аномально сильную зависимость от масштаба $E_s/M_0 \sim M_0^{0.63}$ (рис. 1,б). В точности такое же масштабное соотношение $E_s/M_0 \sim M_0^{0.63}$ установили авторы [Hua et al., 2004] для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0,1÷4,2).

Возможные причины отклонения от закона подобия

Можно обнаружить несколько факторов, приводящих к возникновению зависимости излучательной эффективности от масштаба события. Рассмотрим их последовательно.

1. Эффект влияния ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры

Как отмечалось выше, этот эффект детально был рассмотрен в работе [Ide, Beroza 2001]. Если аппаратура «обрезает» полосу частот, то часть энергии, которую несут колебания вне этой полосы, не регистрируется. Как показано в [Ide, Beroza 2001], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной определяется выражением

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} [\arctg(f_M/f_0) - (f_M/f_0)/(1 + (f_M/f_0)^2)], \quad (6)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала.

Проведенное нами рассмотрение этого эффекта для различной сейсмической аппаратуры показало, что для событий малых магнитуд этот эффект оказывается весьма значительным [Кочарян, 2012]. Так для использованных Х. Канамори данных регистрации датчиками системы «Terrascope» [Kanamori et al., 1993] величина рассчитанной непосредственно по волновым формам сейсмической энергии E_{sreg} оказывается втрое меньше «истинного» значения E_s для событий с моментными магнитудами менее $M_w \sim 3$. При использовании датчика СМ-3 $E_{sreg}/E_s < 0,33$ при $M_w < 2$, а для пьезоакселерометра с ограничением в области высоких частот $f_{sp} \sim \sim 5$ кГц, такое соотношение достигается для $M_w < -3,5$. Этот эффект может быть учтен в расчетах сейсмической энергии при помощи соотношения (6), что и было сделано в рассматриваемом ряду данных либо самими авторами, либо нами [Кочарян, 2012].

2. Зависимость механических параметров нарушений сплошности от масштаба

Рассматривая баланс энергии при землетрясении, можно показать [Кочарян, 2013], что излучательная эффективность землетрясения может быть выражена через сдвиговую жесткость разлома или трещины k_f при помощи выражения:

$$\eta_R = 1 - \frac{(3 \div 4)\mu}{L \cdot k_f}. \quad (7)$$

При достаточно крупных землетрясениях величину модуля сдвига материала, слагающего блоки горной породы, можно считать не зависящей ни от масштаба, ни от тектонической обстановки. Соответственно, макроскопическими параметрами, определяющими эффективность излучения при землетрясении, являются длина разлома L (иными словами масштаб события) и его жесткость k_f . Подчеркнем, что величина η_R не зависит от скачка напряжений на разломе $\Delta\tau$.

В наиболее простом линейном случае, когда разломная зона представляется в виде слоя толщиной $W_f = \beta \cdot L$ с пониженным эффективным модулем сдвига μ_f , жесткость разлома определяется как отношение

$$k_f \approx \frac{\mu_f}{W_f} \approx \frac{\mu_f}{\beta \cdot L}, \quad (8)$$

что означает независимость излучательной эффективности от масштаба события, так как при подстановке (8), выражение (7) не зависит от L .

В лаборатории Деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН в течение ряда лет сейсмическими методами проводились инструментальные исследования характеристик нарушений сплошности разных иерархических уровней – от мелких трещин до региональных разломов. Результаты измерений жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней приведены в нескольких публикациях, например, в работе [Костюченко и др., 2002]. Эти данные мы дополнили значениями, полученными из результатов измерения скорости поперечных волн в нескольких крупных разломных зонах методом каналовых волн [Li et al., 1990; Li et al., 2000; Li et al., 2004; Ben-Zion et al., 2003; Jahnke et al., 2002; Mizuno et al., 2006]. Значения сдвиговой жесткости в последнем случае рассчитывались по соотношению (8), с учетом снижения интегрального значения k_f на 25–30% из-за наличия тонких слоев глинистого материала, которые неизменно встречаются в разломных зонах.

Обобщение этих данных позволяет рекомендовать для оценки жесткости разломов и трещин следующие приближенные соотношения:

$$k_f = (1,93) \cdot 10^9 \cdot L^{-0.32} \text{ Па/м}, \quad L \geq 500 \text{ м}, \quad R = 0,88, \quad (9a)$$

$$k_f = (1,5) \cdot 10^{11} \cdot L^{-1} \text{ Па/м}, \quad L < 500 \text{ м}, \quad R = 0,90. \quad (9б)$$

В выражениях (9) R – коэффициенты корреляции.

Подставляя (9) в (7), получаем соотношение:

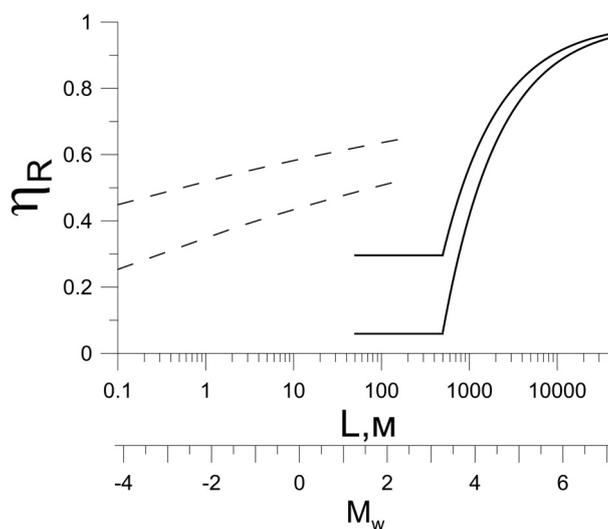
$$\eta_R = \begin{cases} 1 - (1,5 \div 2) \cdot 10^{-9} \cdot \mu \cdot L^{-0.68}, & L \geq 500 \text{ м} \\ 1 - (2 \div 2,7) \cdot 10^{-11} \cdot \mu, & L < 500 \text{ м} \end{cases}, \quad (10)$$

которое описывает зависимость излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба.

Поскольку на сейсмогенных глубинах значения скоростей распространения P и S волн близки к соответствующим величинам, измеренным в образцах [Moos, Zoback, 1993], можно считать, что эффективная величина модуля сдвига G и для слабых событий будет оставаться примерно постоянной, что в соответствии с (10) приводит к постоянству значения η_R землетрясений малых магнитуд.

Расчет по соотношению (10) показан сплошными линиями на рис. 2. Параллельно оси абсцисс для ориентира приведена ось моментных магнитуд M_w , соответствующих длине очага L . Таким образом, для событий с $M_w > 3,5$ эффективность излучения постепенно возрастает с масштабом. При этом в диапазоне больших магнитуд $M_w > 6,5$ этот процесс становится малозаметным.

Рис. 2. Зависимость излучательной эффективности землетрясения от характерного размера очага. Ниже, для ориентира, приведена ось соответствующих значений магнитуд. Сплошные линии – расчет по соотношению (10), пунктир – по соотношению (13)



Для малых событий с $M_w < 1$ ($L < 50$ м) понятие сдвиговой жесткости разлома становится, в контексте рассматриваемой задачи, не столь определенным. Многие мелкие события происходят на одних и тех же ограниченных участках более крупных разломов [8], так, что величина сдвиговой жесткости слабо зависит от магнитуды события.

Часть мелких событий связана, вероятно, с образованием новых трещин. В этом случае можно считать справедливым приближение Кейлиса-Борока – Эшелби [Keilis-Borok, 1959], согласно которому скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении

по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины:

$$\Delta \sigma \sim \Delta u / r, \quad (11)$$

то есть $k_f = \partial \sigma / \partial u \sim 1/r$, что, как и в случае (8), означает независимость излучательной эффективности от масштаба события.

3. Зависимость упругих характеристик горной породы от масштаба

Несколько иная ситуация имеет место для слабых событий, расположенных на небольших глубинах до 1–2 км, например, в случае шахтной сейсмичности. В этом случае начинает играть роль эффект снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Для оценки этого эффекта мы использовали результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита, проведенные на разных базах – от образцов до сейсмических профилей, на глубине около 1000 м. Анализ данных продемонстрировал устойчивое снижение этого параметра от значения характерного для измерений на образцах $C_s \approx 3300$ м/с, до величины $C_s \approx 2600$ м/с, полученной при измерениях на базах 100–500 м. Соответствующий пересчет позволяет построить зависимость для эффективного значения модуля сдвига:

$$\mu = 2.4 \cdot 10^{10} \cdot L^{-0.06} \text{ Па/м}^2 \text{ при } 0,1 \text{ м} < L < 200 \text{ м}, \quad (12)$$

которая описывает экспериментальные данные с коэффициентом корреляции $R = 0,96$. Понятно, что соотношение (12) не следует экстраполировать за пределы диапазона имеющихся измерений.

Подстановка (12) в (8) дает соотношение:

$$\eta_R = 1 - (0,48 \div 0,65) \cdot L^{-0.06} \cdot \mu, \quad 0,1 \text{ м} < L < 200 \text{ м}, \quad (13)$$

которое показано на рис. 2 пунктиром.

4. Поглощение и рассеяние высоких частот при распространении колебаний

При распространении импульса в среде с поглощением закономерности снижения амплитуды колебаний с расстоянием зависят от спектрального состава сигнала и добротности среды. Из-за интенсивного поглощения высоких частот спектр сигнала, регистрируемого на некотором удалении от слабых сейсмических событий, целиком лежит в области низких, по сравнению с угловой частотой f_0 излучаемого сигнала, частот. Соотношение между угловой частотой f_0 и величиной сейсмического момента можно получить, используя, например, известную модель Брюна [Brune, 1970]:

$$f_0 = 67,33 \cdot C_s M_0^{-0.33} \text{ Гц}, \quad (14)$$

Так угловая частота модельного спектра для события с $M = 1$ составляет величину более 25 Гц, а с $M = -1$ – более 200 Гц.

На больших расстояниях высокочастотная часть спектра затухает настолько, что становится неразличимой на фоне шума и не может быть восстановлена путем применения обычных процедур. Это может привести к существенной недооценке величины E_s и, соответственно, кажущегося напряжения σ_a или излучательной эффективности источника.

Этот эффект хорошо виден при анализе рассчитанных значений нормализованной сейсмической энергии E_s/M_0 на различных эпицентральных расстояниях. Пример такого расчета приведен на рис. 3 в виде зависимостей величины E_s/M_0 от магнитуды события и расстояния. Здесь при расчете сейсмической энергии мы использовали выражение

$$E_s \approx \Theta \cdot r^2 [r_0 q(r_0)/r q(r)]^2 [\sum v_s^2 dt], \quad (15)$$

где $q(r)$ – функция поглощения, $\sum v_s^2$ – сумма квадратов компонент зарегистрированной скорости смещения грунта, r – расстояние до гипоцентра, а Θ – коэффициент, зависящий от свойств среды, направленности излучения и угла выхода луча на свободную поверхность.

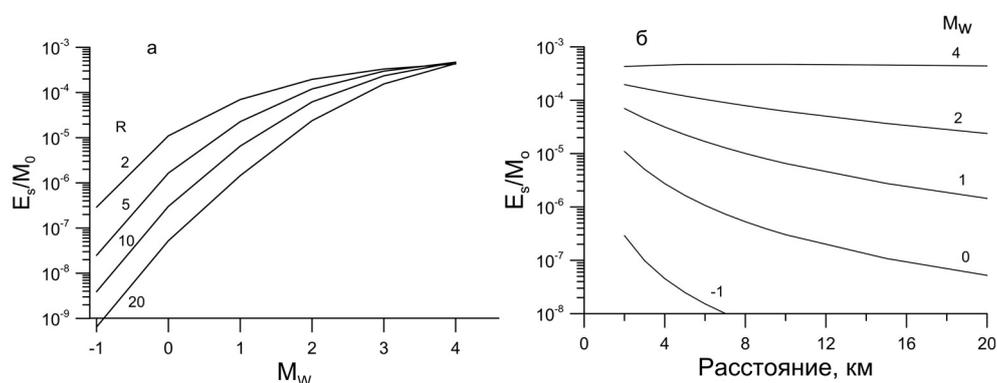


Рис. 3. Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от масштаба события (а) и расстояния до источника (б).

Цифры около кривых на рис. а – расстояние в км, на рис. б – моментная магнитуда

Использовалась функция поглощения, предложенная в работе [Jennings, Kanamori, 1983], а параметры колебаний рассчитывались по модели Брюна [Brune, 1970] в среде с добротностью $Q = 200$.

Как видно из графиков на рис. 3, если в ближней зоне землетрясений с магнитудой больше 2 отношение E_s/M_0 практически не зависит от расстояния, то для слабых событий налицо радикальная недооценка рассчитанной величины сейсмической энергии, быстро увеличивающаяся с ростом расстояния.

Сильные зависимости излучательной эффективности от масштаба, отмечаемые в ряде публикаций для слабой сейсмичности, например, [Urbancic, Young, 1993; Hua et al., 2013 и др.] могут быть связаны с тем обстоятельством, что при ведении горных работ индуцированная сейсмичность часто концентрируется на определенных участках, например, в окрестности забоя. Соответственно, регистрация колебаний от событий разной магнитуды производится примерно на одном и том же расстоянии от источника, что приводит к серьезной недооценке сейсмической энергии слабых событий, по сравнению с более сильными.

Заключение

Мы рассмотрели возможные причины возникновения значительных отклонений от закона подобия при анализе данных сейсмических наблюдений. Две из них

связаны с объективно существующей зависимостью физико-механических свойств горного массива и слагающих его геоматериалов от масштаба задачи. Каждая из этих зависимостей имеет ограниченный диапазон действия и в реальном диапазоне параметров не приводит к фатальному изменению эффективности сейсмического источника на несколько порядков величины.

Зависимость упругих модулей горной породы от масштаба, по-видимому, играет роль главным образом для слабых событий, расположенных на небольших глубинах, то есть для сейсмичности, индуцированной ведением горных работ, заполнением водохранилищ и т.д. Излучательная эффективность может увеличиться в несколько раз при переходе от микрособытий сантиметрового масштаба к землетрясениям с $M_w \sim 1-2$. Вариации излучательной эффективности малых событий, расположенных на сейсмогенных глубинах в разломных зонах, едва ли могут быть существенными.

Более медленное, по сравнению со случаем самоподобной среды, снижение эффективной жесткости разломных зон с масштабом приводит к тенденции постепенного возрастания в 5–10 раз излучательной эффективности землетрясений средних магнитуд ($M_w \sim 3-7$), происходящих в близких тектонических условиях. При этом скорость нарастания излучательной эффективности с масштабом постепенно замедляется. Подобного тренда практически не наблюдается для «межплитных» землетрясений. Более того, можно видеть тенденцию к снижению эффективности для крупнейших событий с $M > 8$. Возможно, это связано с тем, что на этих участках события происходят на крупнейших разломах, что обуславливает примерно одинаковую величину параметра k_f для разных событий.

Другие рассмотренные источники возникновения зависимости эффективности излучения от масштаба являются артефактами и связаны либо с недостатками измерительной аппаратуры, либо с некорректной интерпретацией результатов измерений. Следует подчеркнуть, что именно эти эффекты, не связанные с физическими различиями в динамике разрыва, приводят подчас к наблюдаемому сильному росту параметра E_s/M_0 с увеличением магнитуды слабых сейсмических событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00780-а, 13-05-00950-а) и ОНЗ РАН (Программа № 6).

Литература

- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология, т. 1, 2. М.: Мир, 1982.
- Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В.* Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физ. мезомех. 2002. Т. 5. № 5. С. 23–42.
- Кочарян Г.Г.* Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2012. С. 36–48.
- Кочарян Г.Г.* Жесткость разломной зоны как геомеханический фактор, контролирующей излучательную эффективность землетрясений в континентальной коре // ДАН, 2013, в печати.
- Abercrombie, R.E.* Earthquake source scaling relationships from 1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 km depth // J. Geophys. Res. 1995. 100. P. 24,015–24,036.

- Baltay A., Prieto G., Beroza G.C.* Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment // *J. Geophys. Res.*, 2010115, B08314, doi:10.1029/2009JB006736.
- Ben-Zion Y., Peng Z., Okaya D., Seeber L., Armbruster J.G., Ozer N., Michael A.J., Barris S., Aktar M.* A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey // *Geophys. J. Int.* 2003. 152. P. 699–717.
- Brune J.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 4997–5009.
- Domański, B., Gibowicz S.* Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland // *Acta Geophys.* 2008. V. 56. P. 324–343.
- Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D.* Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2 // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1991. V. 81. P. 1157–1182.
<http://www.kndc.kz> Казахстанский национальный центр данных ИГИ НЯЦ РК
- Hus W., Chen Z., Zheng S.* Source Parameters and Scaling Relations for Reservoir Induced Seismicity in the Longtan Reservoir Area // *PAGEOPH.* 2013.170. P 767–783.
- Ide S., Beroza G.* Does apparent stress vary with earthquake size? // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 3349–3352.
- Jahnke G., Igel H., Ben-Zion Y.* Three-dimensional calculations of fault zone guided waves in various irregular structures // *Geophys. J. Int.* 2002. 161. P. 416–426.
- Kanamori H., Hauksson E., Hutton L.K., Jones L.M.* Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1993. 83. P. 330–346.
- Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics.* 2004. 67. P. 1429–1496.
- Keilis-Borok V.I.* On the estimation of the displacement in an Earthquake Source and Source Dimensions // *Ann. Geophys.* 1959. V. 12. P. 205–214.
- Li Y.-G., Leary P., Aki K., Malin P.* Seismic trapped modes in the Oroville and San Andreas fault zones // *Science.* 1990. 249. P. 763–766.
- Li Y.G., Vidale J.E., Aki K., Fei. X.* Depth dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. N B3. P. 6237–6254. doi:10.1029/1999JB900449.
- Li Y.G., Vidale J.E., Cochran E.S.* Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves // *Geophysical Research Letters.* 2004. V. 31. L12S06, doi:10.1029/2003GL019044.
- Mayeda K., Walter W.R.* Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 11195–11208.
- Mizuno T., Nishigami K.* Deep structure of the Nojima Fault, southwest Japan, estimated from borehole observations of fault-zone trapped waves // *Tectonophysics.* 2006. 417 (3-4). P. 231–247.
- Moos D., Zoback M.D.* In situ studies of velocity in fractured crystalline rocks // *Journal Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 2345–2358.
- Oye V., Bungum H., Roth M.* Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2005. V. 95. N. 3. P. 1011–1026.
- Stork A.L., Ito H.* Source Parameter Scaling for Small Earthquakes Observed at the Western Nagano 800-m-Deep Borehole, Central Japan // *BSSA.* 2004. V. 94. N. 5. P. 1781–1794.
- Urbancic T.I., Young R.P.* Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$ // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1993. V. 83. P. 378–397.