

УДК 550.34

## ХАРАКТЕРНЫЙ РАЗМЕР НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СЕЙСМОАКТИВНОГО РАЗЛОМА И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ В СКЕЙЛИНГЕ ОЧАГОВЫХ СПЕКТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2016 г. А. А. Гусев

Представлено академиком РАН Е.И. Гордеевым 01.09.2015 г.  
Поступило 23.09.2015 г.

Ранее отмечалось подобие очаговых спектров землетрясений Камчатки в отношении обычной корнер-частоты  $f_{c1}$  и выраженные отклонения от подобия для второй  $f_{c2}$  и третьей  $f_{c3}$  корнер-частот. Значение  $f_{c3}$  связывается с характерным размером  $L_{is}$  поверхности разлома; при этом  $L_{is} \approx v_r T_{is}$ , где  $v_r$  – скорость разрыва,  $T_{is} \approx 1/f_{c3}$  – характерное время. Оценки  $f_{c3}$  использованы для нормировки  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , что дает безразмерные параметры очага  $\tau_1$  и  $\tau_2$  и позволяет изучить зависимость  $\tau_2(\tau_1)$ . Рост очага понимается как процесс агрегации элементарных площадок размера  $L_{is}$ . Безразмерная ширина случайного фронта агрегации порядка  $\tau_2$ , она нарастает во времени примерно в соответствии со степенным законом с показателем  $\beta$ . Оценки  $\beta$  по данным о землетрясениях Камчатки, США и Средней Азии ( $\beta = 0.3–0.6$ ) согласуются с ожидаемыми по известной теории агрегационного роста Идена и ее обобщениям.

DOI: 10.7868/S0869565216300228

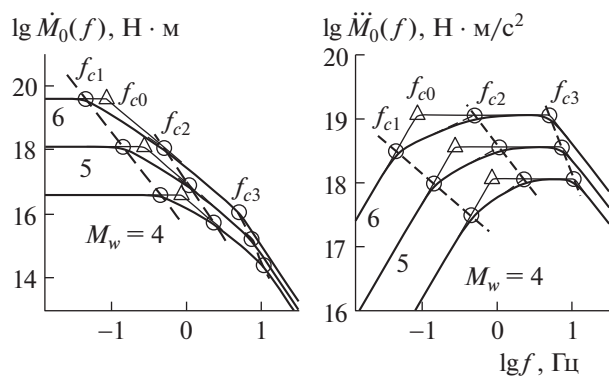
Недавно для сотен землетрясений Камчатки был изучен скейлинг характерных (корнер) частот очаговых спектров [1]. Были выявлены примерное подобие очагов в отношении обычной корнер-частоты  $f_{c1}$ , и наряду с этим выраженные отклонения от подобия для второй  $f_{c2}$  и третьей  $f_{c3}$  корнер-частот  $f_{c1} \leq f_{c2} \leq f_{c3}$ . Обсуждается вероятный смысл различий в скейлинге  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ . Считаем, как обычно, что очаговый процесс землетрясения – это скольжение бортов сейсмоактивного геологического разлома в пределах некоторого его участка. Предполагается [2–4], что поверхности разлома присущ характерный размер, обозначаемый  $L_{is}$ ; он проявляется в виде высокочастотного (ВЧ) среза очагового спектра ускорения, т.е. наличия  $f_{c3}$ . Связь  $f_{c3}$  с  $L_{is}$  формируется следующим образом. Введем параметр “характерное время”  $T_{is} = T_{c3} = 1/f_{c3}$ : за время  $T_{is}$  фронт бегущего по очагу разрыва проходит расстояние  $L_{is} \approx v_r T_{is}$ , где  $v_r$  – скорость разрыва, порядка 2.5–3.5 км/с. Относительно времен  $T_{c1} = 1/f_{c1}$  и  $T_{c2} = 1/f_{c2}$  мы будем полагать, что  $T_{c1}$  близко к длительности раз-

рыва  $T$ , а  $T_{c2}$  – к локальному времени скольжения в точке очага  $T_r$  (rise time) [5].

В [3, 4, 6, 7] выдвинуто несколько дополняющих друг друга гипотез о природе  $f_{c3}$  и  $L_{is}$ . Значение  $L_{is}$  может быть связано: 1) с толщиной зоны поврежденных пород вокруг разлома; 2) с нижним пределом диапазона размеров шероховатости на поверхности разлома; 3) с шириной зоны сцепления на кончике трещины-очага; 4) с размером очага слабейшего землетрясения; 5) с размером зоны зарождения разрыва. Так или иначе  $L_{is}$  – это размер единичного сейсмоактивного пятна на разломе. Для слабейших землетрясений  $f_{c1}$  и  $f_{c3}$  сближаются и совпадают друг с другом, а также и с  $f_{c2}$  [2].

Наблюдаемый медленный спад  $f_{c3}$  в зависимости от сейсмического момента  $M_0$  землетрясения может, согласно [6, 8], возникать за счет положительной корреляции по следующей цепочке: большой  $M_0$  очага  $\Rightarrow$  большой геологический возраст (“зрелость”) разлома  $\Rightarrow$  большая толщина поврежденной зоны  $\Rightarrow$  большой  $L_{is}$   $\Rightarrow$  низкая  $f_{c3}$ . Поясним, что на “зрелых” разломах могут возникать землетрясения и с большими, и с малыми  $M_0$ ; но на свежесформированных, обычно коротких, разломах возникновение протяженных очагов маловероятно. В этой ситуации можно ожидать определенную, но не резко выраженную зависимость  $f_{c3}$  от  $M_0$ .

*Институт вулканологии и сейсмологии  
Дальневосточного отделения  
Российской Академии наук,  
Петропавловск-Камчатский  
Камчатский филиал Геофизической службы  
Российской Академии наук,  
Петропавловск-Камчатский  
E-mail: gusev@emsd.ru*



**Рис. 1.** Принятая схема скейлинга очаговых спектров землетрясений в варианте очагового спектра смещения  $\dot{M}_0(f)$  и очагового спектра ускорения  $\ddot{M}_0(f)$ ; эти спектры пропорциональны спектрам смещения и ускорения объемных волн.

Гипотеза [3, 4] о существовании  $L_{is}$  и его связи с  $f_{c3}$  не общепринятая. Ее признание тормозится спорным характером вопроса о природе ВЧ-среза наблюдаемого спектра записи ускорения. Этот срез возникает за счет совместного действия двух разных эффектов: обсужденного выше ВЧ-среза очагового спектра при  $f = f_{c3}$  и частотно-зависимых потерь энергии волн при их распространении в среде. Расщепить эти эффекты непросто, поэтому наблюдаемый ВЧ-срез часто рассматривают как чистый эффект потерь. Когда в [1, 9] удалось уверенно разделить названные эффекты, был получен достаточный материал для анализа соотношения частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ .

В рамках модели [10] возникновение очага связывают с пробегающей по его площадке зоной скольжения; ее ширина  $L_r \approx v_r T_r$ . Это представление используется далее. Анализ проводится на основе простой идеи: если  $L_{is}$  существует и связано с  $T_{is}$ , а  $T_{is} = T_{c3} = 1/f_{c3}$ , то можно использовать  $f_{c3}$  для нормировки  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , получая безразмерные очаговые параметры и изучая их связь. Так вводят нормированную длительность  $\tau_1 = T_{c1}/T_{c3} = f_{c3}/f_{c1}$  и нормированное локальное время скольжения  $\tau_1 = T_{c2}/T_{c3} = f_{c3}/f_{c2}$ . Полезно также ввести нормированный размер очага  $\lambda_1$ . В этом случае можно  $v_r$  положить равной единице, тогда  $\lambda_1 = \tau_1$ ; аналогично вводится безразмерная ширина зоны скольжения  $\lambda_2 = \tau_2$ . Введем представление об элементарной площадке на разломе с размером, равным единице. Тогда рост очага землетрясения можно представить себе как процесс последовательного объединения конечного числа элементарных площадок и формирование из них тесных связанных групп (кластеров). В качестве независимой переменной скейлинга далее используется линейный размер очага  $\lambda_1 = \tau_1$ , а зависимая пере-

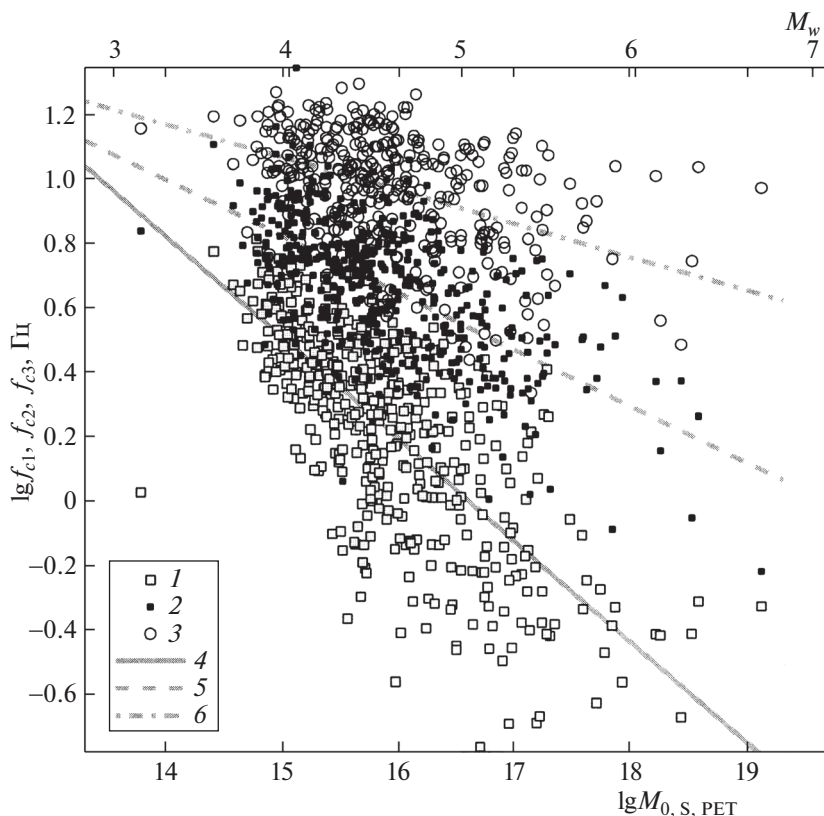
менная  $\tau_2$  — это число элементарных площадок на “мгновенной” ширине растущего фронта.

Рост поверхностей путем агрегации элементарных объектов и связанное с таким ростом увеличение шероховатости границ (или фронтов роста) широко изучались в последние годы в таких контекстах, как продвижение фронта осаждения материала в виде атомов или частиц суспензии, движение фронта травления материала, движение фронта смачивания пористого субстрата, распространение фронта лесного пожара, рост трещин и пр. [11]. Масштаб формирующейся шероховатости описывался через среднеквадратическую ширину  $w$  случайного фронта растущей поверхности. Рост  $w$  во времени  $t$  обычно следует степенному закону  $w(t) \sim t^{\beta_g}$ , где  $\beta_g$  — “показатель роста”. Сопоставление наблюдаемых характеристик скейлинга  $\tau_2(\tau_1)$  с результатами упомянутых исследований может дать новую информацию о закономерностях формирования очагов землетрясений. Используя данный подход, удалось обнаружить, что наблюдаемые зависимости  $\tau_2(\tau_1)$  сопоставимы с типичными законами случайного роста.

Таким образом, представление о существовании внутреннего масштаба в очаге землетрясения позволяет рассчитать из наблюдаемых параметров спектров землетрясений безразмерные очаговые параметры — времена ( $\tau_1$ ,  $\tau_2$ ) и размеры ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ). После такого приведения поведение  $\tau_2$  как функции от  $\tau_1$  согласуется с представлением о развитии очагового процесса как последовательности шагов случайного роста, причем наблюдаемые тенденции сопоставимы с известными моделями такого роста.

Изучение скейлинга совокупностей землетрясений — важный источник информации о структуре очага землетрясения. При этом может быть использована важная, известная, но редко явно формулируемая концепция “эмпирической автомодельности”, когда считается, что уже сформированный очаг некоторого землетрясения можно одновременно рассматривать как приближительный аналог определенного этапа в развитии очага более крупного землетрясения. Автомодельность — это известное свойство модели сейсмического очага-трещины по [12]. Если идея автомодельности верна, начальная часть записи от большого очага должна быть похожа на запись от малого очага; наблюдения в общем поддерживают эту идею.

Изучение скейлинга очагов обычно затрагивает такие параметры разрыва, как  $M_0$ , длина  $L$ , площадь, время распространения  $T$ , сейсмическая энергия  $E$ , а также спектральные параметры. По сейсмограммам можно восстановить очаговый спектр. Этот спектр (рис. 1) включает ряд



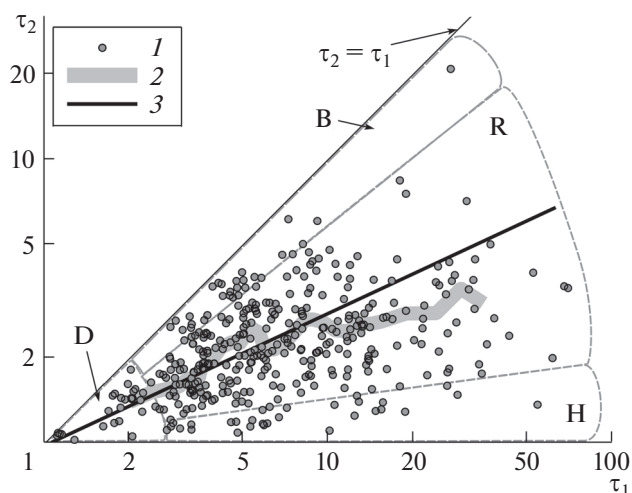
**Рис. 2.** Значения  $f_{c1}$  (1),  $f_{c2}$  (2) и  $f_{c3}$  (3), снятые с наблюдаемых и исправленных за поглощение спектров ст. РЕТ, и соответствующие линии ортогональной регрессии (4, 5 и 6).

ветвей с поведением типа  $f^\gamma$ ; положение угловых точек (кроссовера) на стыках ветвей дает важнейшую информацию в виде корнер-частот. Самая низкая из них,  $f_{c1} = 1/T_{c1}$  (перегиб от  $f^0$  к  $\approx f^{-1}$ ), близка к  $1/T$ . Для  $T$  скейлинг неплохо изучен, что дает косвенную информацию об  $f_{c1}$ . Относительно скейлинга  $f_{c2}$  (перегиб от  $\sim f^{-1}$  к  $f^{-2}$  сопоставим с  $1/T_r$ ) имеются ограниченные сведения. Большой объем информации накоплен для частоты  $f_{c0}$ , близкой к  $(f_{c1}f_{c2})^{0.5}$ , именно она обычно называется корнер-частотой. Извлечь из тренда  $f_{c0}$  информацию о поведении  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$  затруднительно. Третья корнер-частота,  $f_{c3}$  (перегиб от  $f^{-2}$  к  $f^{-(3-4)}$ ), изучена недостаточно, даже представление о ее реальности не общепринято.

Недавно [1, 9] для изучения скейлинга были изучены очаговые спектры для более 500 землетрясений Камчатки по материалам цифровой регистрации сейсмической станции РЕТ в полосе частот 0.1–30 Гц. Диапазон магнитуд 3.8–6.5, диапазон расстояний 80–220 км. Для пересчета спектров к очагу определили и учли свойства поглощения вблизи РЕТ; затем определили (где возможно) корнер-частоты  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  и изучили их

зависимость от  $M_0$  (рис. 2). Наблюдаемый тренд данных для корнер-частоты  $f_{ci}$  описывается параметром наклона в билогарифмическом масштабе,  $\alpha_i = \frac{-d \lg f_{ci}}{d \lg M_0}$ . Для  $f_{c1}$ ,  $\alpha_1 = 0.315 \pm 0.019$  такой скейлинг примерно согласуется с обычной гипотезой подобия очагов, предсказывающей  $\alpha_1 = 1/3$ ; далее  $\alpha_2 = 0.176 \pm 0.017$  и  $\alpha_3 = 0.103 \pm 0.025$ . Скейлинг  $f_{c2} \sim M_0^{-0.18} \sim f_{c1}^{0.54}$  указывает на выраженное нарушение подобия; скейлинг  $f_{c3} \sim M_0^{-0.10} \sim f_{c1}^{0.3}$  нарушает подобие еще резче. Эмпирическая тенденция  $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3$  явно несет важную информацию о свойствах очагов; ее интересно извлечь.

Следуя программе, описанной во вводной части, для каждого спектра рассчитали нормированные параметры  $\tau_1 = f_{c3}/f_{c1}$  и  $\tau_2 = f_{c3}/f_{c2}$ . Величина  $\tau_1$  – это длительность очага в единицах  $T_{is}$ . Эта единица различна для разных очагов и в среднем близка к 0.1 с. Одновременно  $\tau_1 = \lambda_1$  задает размер очага в единицах  $L_{is}$ , составляющих порядка 300 м. Изучили соотношение  $\tau_2(\tau_1)$  (рис. 3); эта связь характеризуется большим разбросом.



**Рис. 3.** Зависимость безразмерного локального времени скольжения  $\tau_2$  от безразмерной длительности разрыва  $\tau_1$ . 1 – данные отдельных землетрясений; 2 – линия скользящей медианы; 3 – линия ортогональной регрессии.

Области В, Н, D и R, выделенные на рис. 3, соответствуют очагам качественно различной пространственно-временной структуры. В области В зона скольжения занимает почти весь очаг, при этом  $f_{c2} \approx f_{c1}$  и реализуется очаговый спектр с единственным перегибом от  $f^0$  к  $f^{-2}$ ; это – классический спектр [13] с  $\epsilon = 1$ . Напротив, в области Н зона скольжения узкая ( $L_r \ll L$ ), что близко к моделям [10, 14]. При  $f_{c1} \approx f_{c2} \approx f_{c3}$  (область D) спектр очага следует классической модели “ $\omega^{-3}$ ”; разрыв сначала разрастается примерно по модели [12], а затем гладко тормозится по [15]. Центральная область R – это область “обычных” очагов, поведение которых варьируется вокруг среднего поведения (выраженного как линия медиан).

Наклон линии ортогональной регрессии  $\beta = \frac{-d \lg \tau_2}{d \lg \tau_1}$  составляет  $\beta = 0.47 \pm 0.043$ . Это наблюдаемое среднее поведение  $\tau_2(\tau_1)$  можно сравнить с значениями  $\beta_g$  для существующих моделей случайного роста. В частности, подходящая для нашего случая известная модель Идена для случая роста на точечной затравке в невозмущенных условиях дает  $\beta_g = 1/3$ . Однако при движении границы в условиях замороженного беспорядка значение  $\beta_g$  может достигать 0.65, иногда более. Полученная нами оценка – примерно в середине интервала известных оценок, и она не противоречит обычным представлениям о заметной неоднородности поверхности разломов. При  $\tau_1 > 10$  средний тренд на рис. 3 несколько замедляется и оценка наклона приближается к  $\beta = 0.35$ . Пока неясно, реально ли это отклонение от линейного

тренда или оно связано со случайными особенностями изученного набора данных.

Данные рис. 3 получены путем обработки параметров  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  для индивидуальных землетрясений. Интересно также оценить  $\beta$  из осредненных зависимостей  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  от  $M_0$ ; как легко понять,  $\beta = (\alpha_2 - \alpha_3)/(\alpha_1 - \alpha_3)$ . Для условий Камчатки (см. рис. 2) это дает для  $\beta$  значение 0.34. Реальная точность этой оценки ограничена, и ее отличие от оценки по индивидуальным данным не сочли существенным.

Большой интерес представляет также сравнение выявленных трендов с подобными трендами для других регионов; но лишь в двух случаях удалось найти такие данные. К. Аки [2] по объединенным данным для запада США и Японского моря получил прямую с наклоном  $\alpha_3 = 0.106$ . Для запада США он приводит также данные, которые указывают на  $\alpha_1 = 0.344$  и  $\alpha_2 = 0.235$ . Отсюда получаем  $\beta = 0.57$ . Т.Г. Раутиан (частное сообщение) снабдила автора данными по  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ,  $f_{c3}$  и  $M_0$  для многих землетрясений Средней Азии за 1972–1990 гг., оценки получены по спектрам коды. По этим данным удастся оценить  $\alpha_1 = 0.326$ ,  $\alpha_2 = 0.180$  и  $\alpha_3 = 0.071$ , откуда  $\beta = 0.42$ .

Полученный диапазон 0.34–0.57 для наблюдаемых оценок  $\beta$ , несмотря на их невысокую точность, находится в согласии с ожидаемым диапазоном  $\beta_g = 0.33–0.65$ , который следует из известных моделей роста границы. Следует также отметить, что развиваемый подход предсказывает, что линии трендов  $\lg f_{c1}(\lg M_0)$ ,  $\lg f_{c2}(\lg M_0)$  и  $\lg f_{c3}(\lg M_0)$  должны сходиться приблизительно в одной точке. Такая тенденция хорошо видна на рис. 2. Она также существует и для каждого из двух других изученных наборов данных. Эти факты поддерживают развиваемую концепцию.

Результаты исследования проливают свет на трудную проблему качественного различия слабых и сильных землетрясений и позволят развить новые подходы в задаче прогноза сильных сейсмических движений грунта.

Автор признателен Т.Г. Раутиан за предоставленные материалы.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14–17–00621) в Камчатском филиале Геофизической службы РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев А.А., Гусева Е.М. // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 88–91.
2. Aki K. // In: Seismic Hazard in Mediterranean Region. L.: Kluwer Acad. Publ., 1988. P. 3–34.
3. Gusev A.A. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1983. V. 74. P. 787–808.

4. *Papageorgiou A.S., Aki K.* // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1983. V. 73. P. 693–722; Pt II: P. 953–978.
5. *Gusev A.A.* // Pure Appl. Geophys. 2013. V. 170. P. 65–93.
6. *Gusev A.A.* // In: Extended abstrs. Intern. Symp. on Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors. Tokyo. University of Tokyo, Bunkyo-ku, 1990. P. 140–142.
7. *Aki K.* // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1996. V. 93. P. 3740–3747.
8. *Purvance M.D., Anderson J.G.* // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2003. V. 93. P. 600–611.
9. *Гусев А.А., Гусева Е.М.* Материалы V Науч.-техн. конф. “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России”. [http://www.emsd.ru/conf2015lib/pdf/seism/Gusev\\_-Guseva.pdf](http://www.emsd.ru/conf2015lib/pdf/seism/Gusev_-Guseva.pdf)
10. *Haskell N.A.* // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1964. V. 54. P. 1811–1841.
11. *Halpin-Healy T., Zhang Y.-Ch.* // Phys. Repts. 1995. V. 254. P. 215–414.
12. *Костров Б.В.* // ПММ. 1964. Т. 30. С. 889–898.
13. *Brune J.N.* // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4997–5009.
14. *Aki K.* // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 1217–1231.
15. *Dahlen F.A.* // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. V. 64. P. 1159–1180.