

ВРЕМЕННЫЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АФТЕРШОКОВОГО ПРОЦЕССА НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Лутиков А.И.^{1,2}, Родина С. Н.²

¹Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, ail@ifz.ru

²Институт физики Земли РАН, г. Москва, rodina@ifz.ru

Введение

Сильные коровые землетрясения обычно сопровождаются многочисленными повторными толчками – афтершоками. Всестороннему изучению различных аспектов развития афтершокового процесса посвящены многочисленные исследования, начавшиеся практически с первых шагов становления инструментальной сейсмологии. Ни в коем случае не претендуя на полноту, упомянем лишь некоторые работы, имеющие хотя бы косвенное отношение к теме настоящей статьи. Могут быть выделены три основные направления исследования афтершокового процесса. Это – оценка пространственных размеров области их распространения, оценка продолжительности афтершокового процесса и оценка его интенсивности во времени.

Чаще всего интенсивность афтершокового процесса количественно оценивается по изменению числа повторных толчков выше некоторой пороговой (низшей представительной) магнитуды во времени. Широко известен закон Омори [14, 17], согласно которому спад активности афтершокового процесса угасает по степенному закону. Однако, довольно скоро выяснилось, что он не является универсальным – по различным оценкам убывание может происходить как по степенному закону [14], по его модифицированному виду, учитывающему вторичные афтершоковые последовательности сильных повторных толчков [16], так и по экспоненте [13].

Дальнейшие исследования развития афтершокового процесса связаны с изучением изменений его структуры во времени. Работы [2, 3] посвящены исследованию динамики временной структуры афтершоков 4 землетрясений. Авторами выявлено временное группирование, с которым согласуется изменение параметра закона Омори (γ), а также наклон графика повторяемости.

В статье [6] анализируется 11 сильнейших землетрясений мира, для большинства из которых афтершоковые последовательности наилучшим образом описываются модифицированным законом Омори. Для некоторых землетрясений отмечается переход от экспоненциального закона убывания на степенной. Установлено, что эффективная продолжительность афтершоковых последовательностей варьирует от двух недель до двух лет.

Бот [10] сформулировал принцип, согласно которому максимальная магнитуда афтершоков меньше магнитуды главного события на величину $\Delta M = 1$, который в целом, в среднем выполняется. Дальнейшие уточнения [12, 15] показали, что этот параметр может изменяться в пределах от $0.6 \leq \Delta M \leq 1.7$.

Одним из направлений изучения динамики афтершокового процесса во времени является слежение за наклоном графика повторяемости (параметр b) на разных временных интервалах его развития. Веймер и Катсумата (1999) [18] показали, что в афтершоковых последовательностях наклон графика повторяемости варьирует в пределах $0.6 \leq b \leq 1.4$. В работе [7] исследования изменения наклона графика повторяемости показали, что непосредственно после главного события его значение минимально, а затем, по мере развития афтершокового процесса, его значение постепенно возрастает до фонового.

Резюмируя сказанное, отметим, что реальные афтершоковые процессы, вследствие различий в строении вмещающей среды и соответственно известной уникальности каждого сильного сейсмического события, не могут быть адекватно описаны каким-то одним законом спада активности. Также следует отметить, что отсутствуют сколько-нибудь строгие критерии, определяющие пространственно-временные границы афтершокового процесса.

Постановка задачи и методы анализа

Целью предлагаемой работы является оценка продолжительности афтершоковых последовательностей сильных и умеренно сильных землетрясений Курило-Камчатского региона и суммарного скалярного сейсмического момента, высвободившегося в ходе их развития. Отметим, что скалярный сейсмический момент (M_0) землетрясения может также рассматриваться в качестве

верхней оценки энергии тектонических сил, выделившейся при землетрясении. Действительно, согласно определению

$$M_0 = \mu DS,$$

где μ – модуль сдвига, S – площадь плоскости разрыва, а D – средняя величина подвижки по разрыву. В то же время величина μS может рассматриваться в качестве тектонической силы $F_{\text{Тек}}$, вызвавшей разрыв (землетрясение). Тогда работа или энергия (E) тектонических сил, затраченная на реализацию землетрясения равна скалярному произведению этих сил на величину подвижки, то есть

$$E = (\mathbf{F}_{\text{Тек}} \cdot \mathbf{D}),$$

где \mathbf{F}_T и \mathbf{D} – векторы. Таким образом, работа тектонических сил, затраченная на реализацию землетрясения, в точности совпадает с его скалярным моментом при условии, что направления векторов подвижки и силы совпадают. Следовательно, скалярный сейсмический момент землетрясения может рассматриваться также в качестве верхней оценки полной энергии, выделяющейся при его реализации.

Прежде чем переходить к рассмотрению экспериментальных данных, дадим определение очага землетрясения, исходя из представления об очаге как о дислокации [4] или внезапной подвижке горных пород по некоторой поверхности ослабленной прочности [9]. В соответствии с этим, будем понимать под очагом землетрясения разрыв или односвязную систему разрывов, возникающих в результате главного толчка. Согласно такому определению, очаг землетрясения занимает вполне определенный объем вмещающего пространства, а само понятие очага оказывается, вообще говоря, нетождественным понятию очаговой области, которая, по мнению С.А. Федотова, по своей природе не имеет четких границ [8]. Выделение афтершоковых областей осуществлялось оконным способом, как правило, по афтершокам первого месяца с обязательным последующим визуальным контролем [1].

Приблизительным критерием окончания афтершокового процесса был его выход на фон, определяемый, как правило, по временному ряду высвобождения скалярного сейсмического момента с интервалом дискретизации в 1 месяц за некоторое время до возникновения главного события в очаговой области, оконтуривающей очаг по афтершокам первых месяцев. Это время выбиралось тем большим, чем больше была его магнитуда. Поскольку использование этого критерия иногда допускало известную неоднозначность в определении времени окончания процесса, оно уточнялось из условия отсутствия в течение месяца сейсмических событий с магнитудой большей или равной низшей представительной магнитуде используемого каталога.

Были рассмотрены афтершоковые последовательности 32 сильных и умеренных Курило-Камчатских землетрясений в интервале магнитуд $5.3 \leq M_w \leq 8.3$. Были оценены их продолжительности во времени T_{aft} (в днях) и суммарные скалярные сейсмические моменты $M_{0\text{cum aft}}$, высвободившиеся в ходе развития афтершокового процесса. Для Камчатских землетрясений информационной базой служили Региональный каталог землетрясений Камчатки (www.emsd.ru), а для Курильских – Оперативный сейсмологический каталог Геофизической службы РАН (www.gsras.ru) и Каталог землетрясений геологической службы США (NEIC). Также были использованы Каталог СМТ (www.globalcmt.org) и Унифицированный каталог землетрясений Северной Евразии под редакцией В.И. Уломова и Н.В. Кондорской. Переход от магнитуд слабых и умеренных землетрясений к скалярному сейсмическому моменту (M_0) осуществлялся по имеющимся или специально полученным корреляционным зависимостям. Для сильных ($M_w \geq 5.5$) землетрясений скалярный момент брался непосредственно из каталогов СМТ или Геологической службы США.

Анализ экспериментальных данных

Отметим, что парные землетрясения рассматривались как одно событие; при этом продолжительности их афтершоковых процессов суммировались, а моментная магнитуда определялась по сумме их скалярных моментов в соответствии с формулой Канамори [Kanamori, 1977] (размерность скалярного момента [Н·м]):

$$\lg M_0 = 1.5M_w + 9.1 \quad (1)$$

Регрессионные зависимости между $\lg(M_{0\text{cum aft}})$ и M_w (рис. 1) и $\lg T_{\text{aft}}$ (в днях) (рис. 2) от магнитуды главного события M_w были построены по всем 32 рассмотренным землетрясениям. При этом использовался обычный метод наименьших квадратов, поскольку оценки суммарного скалярного сейсмического момента $M_{0\text{cum aft}}$, высвободившегося в афтершоках, и продолжительности афтершокового процесса T_{aft} получены с заведомо большими ошибками, чем значения соответствующих моментных магнитуд главных событий.

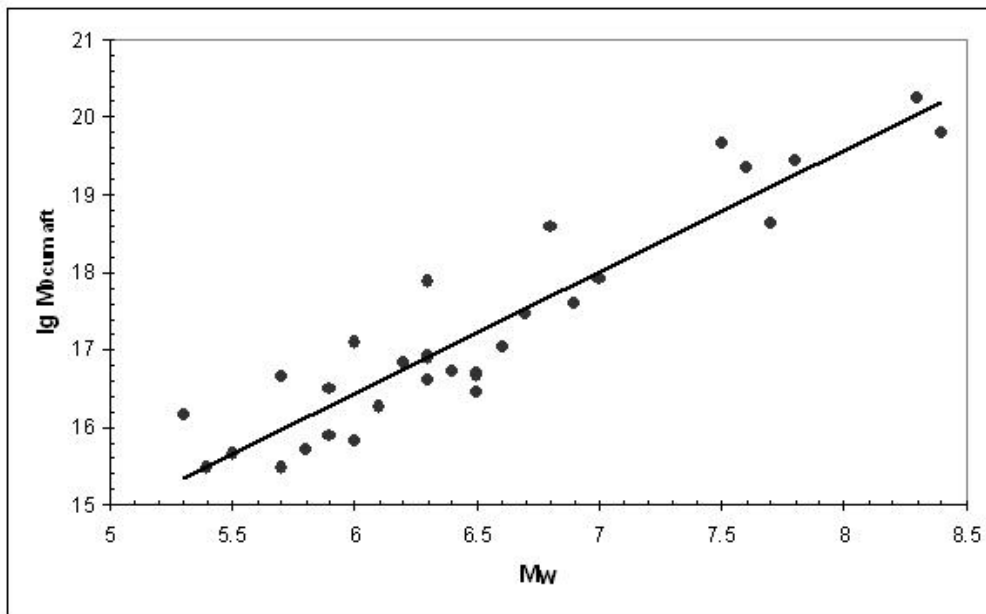


Рис. 1. Регрессионная зависимость между $\lg(M_{0cum\ aft})$ и M_W главного события.

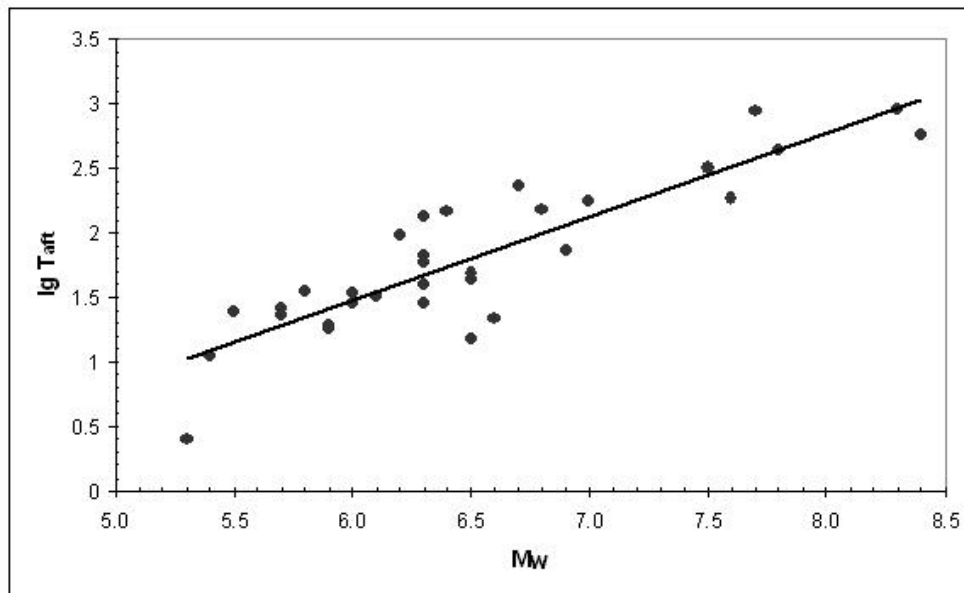


Рис. 2. Регрессионная зависимость между $\lg T_{aft}$ и M_W главного события.

В аналитической форме они имеют вид:

$$\lg(M_{0cum\ aft}) = (1.57 \pm 0.11) M_W + 7.025 \pm 0.73 \quad R_C = 0.932 \quad (2),$$

$$\lg T_{aft} = (0.645 \pm 0.064) M_W - 2.394 \pm 0.422 \quad R_C = 0.879 \quad (3),$$

где R_C – коэффициент линейной корреляции.

Зависимости (2) и (3) демонстрируют достаточно тесную корреляционную связь между параметрами афтершокового процесса $M_{0cum\ aft}$ и T_{aft} и моментной магнитудой главного события. При этом более низкий коэффициент корреляции во временной зависимости представляется вполне естественным, поскольку, как правило, трудно или практически невозможно указать точные временные границы окончания афтершокового процесса. В то же время периферийные по времени афтершоки обычно являются сравнительно слабыми и вносят незначительный вклад в суммарный скалярный сейсмический момент афтершоков.

Одновременно следует отметить, что относительная интенсивность афтершокового процесса, определяемая нами как отношение $M_{0cum\ aft} / M_{0ME}$ (M_{0ME} – скалярный сейсмический момент главного события), не обнаруживает никакой значимой зависимости ни от M_W главного события, ни от его

механизма очага или пространственного положения его гипоцентра. На рис. 3 дана гистограмма распределения всех рассмотренных землетрясений по величине отношения M_{0cum_aft} / M_{0ME} .

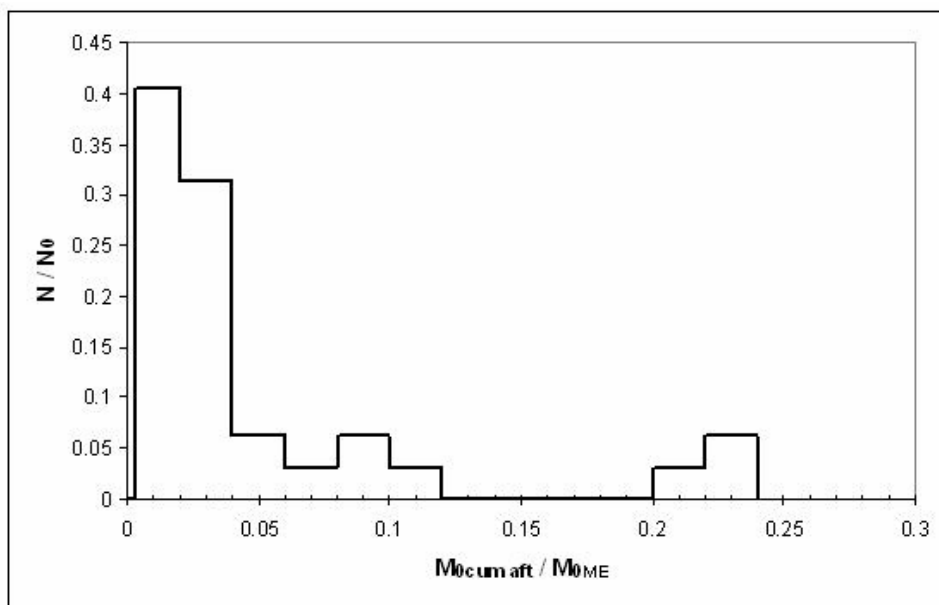


Рис. 3. Распределение числа землетрясений по величине отношения M_{0cum_aft} / M_{0ME} .

Видно, что для более, чем 70% землетрясений относительная интенсивность афтершокового процесса лежит в пределах $0.0038 \leq M_{0cum_aft} / M_{0ME} \leq 0.04$, то есть, в подавляющем большинстве случаев в афтершоках высвобождается не более 4% от скалярного момента главного события. Эмпирическое распределение на рис. 3 является достаточно типичным для сейсмологии примером распределения с «тяжелыми хвостами» [Родкин, Писаренко, 2007]. Следует отметить, что аналогичные формулам (2) и (3) оценки, полученные для других регионов Земли, будут, вероятно, демонстрировать близкую по величине R_C корреляционную связь между $\log(M_{0cum_aft})$ и $\log T_{aft}$ с M_W , но параметры таких зависимостей могут существенно отличаться от приведенных выше. То же, вероятно, будет касаться и вида распределения, представленного на рис. 3.

Обсуждение результатов

Укажем расчетный способ оценки суммарного скалярного сейсмического момента M_{0cum_aft} , высвобождаемого в афтершоках. Для суммарного скалярного сейсмического момента всех афтершоков произвольного землетрясения с моментной магнитудой M_{WME} мы можем записать

$$M_{0cum_aft} = \sum M_{0i} \quad (4),$$

где суммирование ведется по всем афтершокам.

Тогда, используя формулу (1) и беря десятичный логарифм от левой и правой частей выражения (4), с учетом закона повторяемости его можно переписать в виде:

$$\lg M_{0cum_aft} = \lg \sum N(M_{Wi}) \cdot 10^{1.5M_{Wi} + 9.1},$$

где

$$\lg N(M_{Wi}) = -b_W \cdot M_{Wi} + A_W,$$

здесь b_W , A_W – параметры среднего закона повторяемости по моментной магнитуде, построенного по всей афтершоковой последовательности. Далее, вынося постоянный множитель $10^{9.1+A_W}$ за знак суммы и переходя от суммы к интегралу по M_W , имеем

$$\lg M_{0cum_aft} = \lg \int_{-\infty}^{M_{Waft\ max}} 10^{(1.5-b_W)M_W} dM_W + 9.1 + A_W,$$

или

$$\lg M_{0cum_aft} = \lg \int_{-\infty}^{M_{Waft\ max}} \exp[\ln 10(1.5-b_W)M_W] dM_W + 9.1 + A_W$$

Здесь $M_{Waft\ max}$ – моментная магнитуда самого сильного афтершока.

В итоге, после интегрирования и логарифмирования правой части, получим общую формулу, связывающую суммарный скалярный сейсмический момент афтершоков M_{0cum_aft} с моментной

магнитудой самого сильного афтершока $M_{Waft\ max}$ и параметрами среднего по всей афтершоковой последовательности графика повторяемости b_w и A_w :

$$\lg M_{0cum\ aft} = (1.5 - b_w) \cdot M_{Waft\ max} + 9.1 + A_w - \lg [\ln 10(1.5 - b_w)] \quad (5)$$

Воспользовавшись в выражении (5) еще раз формулой (1), получим в явном виде величину суммарного скалярного сейсмического момента афтершоков

$$M_{0cum\ aft} = 10^{-b_w M_{Waft\ max} + A_w} M_{0aft\ max} / [\ln 10(1.5 - b_w)] \quad (6),$$

где $M_{0aft\ max}$ – скалярный сейсмический момент самого сильного афтершока. Из последней формулы также следует, что наклон графика повторяемости (b_w) всегда должен быть строго меньше 1.5.

Таким образом, в теоретическом плане суммарный скалярный сейсмический момент афтершоков определяется моментной магнитудой и соответственно скалярным сейсмическим моментом сильнейшего афтершока и параметрами графика повторяемости $N(M_w)$, построенного по всей афтершоковой последовательности.

Сопоставление результатов прямых расчетов $M_{0cum\ aft}$ с оценками, выполненными по формуле (6) для Симуширских 2006, 2007 гг. и Шикотанского 04.10.1994 г. землетрясений показали вполне удовлетворительное согласие.

Заключение

Основные результаты работы сводятся к следующему:

1. На основании анализа афтершоковых полей 32 сильных и умеренно-сильных ($5.3 \leq M_w \leq 8.3$) Курило-Камчатских землетрясений были получены прямые оценки суммарного скалярного сейсмического момента ($M_{0cum\ aft}$), высвободившегося в афтершоках, и продолжительности афтершокового процесса (T_{aft}) в днях со времени главного события.
2. Установлена достаточно тесная корреляционная связь между десятичными логарифмами $M_{0cum\ aft}$ и T_{aft} и моментной магнитудой главного события и получены соответствующие корреляционные зависимости для Курило-Камчатского региона (формулы (2) и (3)).
3. Было отмечено, что относительная интенсивность афтершокового процесса, определяемая нами как отношение $M_{0cum\ aft} / M_{0ME}$ (M_{0ME} – скалярный сейсмический момент главного события), не обнаруживает никакой значимой зависимости ни от M_w главного события, ни от его механизма очага или пространственного положения его гипоцентра.
4. Построенное эмпирическое распределение (рис. 3) всех рассмотренных землетрясений по величине отношения $M_{0cum\ aft} / M_{0ME}$ имеет один резкий максимум при $0.0038 \leq M_{0cum\ aft} / M_{0ME} \leq 0.04$. Таким образом, около 72% всех рассмотренных сейсмических событий характеризуется относительной интенсивностью афтершокового процесса в пределах 0.38% - 4.0% от M_0 главного события. В целом, отношение $M_{0cum\ aft} / M_{0ME}$ по всем событиям не превосходит 0.234.
5. Было показано, что в теоретическом плане суммарный скалярный сейсмический момент афтершоков однозначно определяется моментной магнитудой и соответственно скалярным сейсмическим моментом сильнейшего афтершока и параметрами графика повторяемости $N(M_w)$, построенного по всей афтершоковой последовательности. Оценки $M_{0cum\ aft}$, выполненные с применением формулы (6) для Симуширских 2006 – 2007 гг. и Шикотанского 1994 г. землетрясений, показали удовлетворительное согласие с прямыми оценками, полученными суммированием скалярных моментов всех афтершоков.

Список литературы

1. Лутиков А.И., Донцова Г.Ю. Оценка линейных размеров очагов землетрясений Камчатки по размерам облака афтершоков // Физика Земли 2002 №6 с.46-56
2. Люсина А.В., Смирнов В.Б. О временной структуре афтершоковых последовательностей (на примере Аляскинского и Камчатского землетрясений) // Вулканология и сейсмология 1990 № 6 с.45-54
3. Люсина А.В., Смирнов В.Б. Временное группирование афтершоковых последовательностей (на примере землетрясений Коалинга 2 мая 1983 г. и Айдахо 28 октября 1983 г.) // Физика Земли 1993 № 8 с.9-14
4. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.:Наука 1985 с.14
5. Родкин М В, Писаренко В Ф. Распределение с тяжелыми хвостами: приложение к анализу катастроф. ГЕОС, 2007, 236 с.
6. Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г. Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985-2000 // Вычислительная сейсмология 2001 Вып.32 с.162-189
7. Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // Физика Земли, 2004 № 10 с. 26-36

8. Федотов С.А., Чернышев С.Д., Чернышева Г.В., Викулин А.В. Уточнение границ землетрясений с $M \geq 7 \frac{3}{4}$, свойств сейсмического цикла и долгосрочного сейсмического прогноза для Курило-Камчатской дуги // Вулканология и сейсмология 1980 №6 с.52-67
9. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.: Наука 1990 191с.
10. Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965 №2(6) p.483-514
11. Kanamori, H., 1977, The energy release of great earthquakes, J. Geophys. Res. 82, 2981-2987.
12. Kisslenger C., Jones L.M. Properties of aftershock sequences in southern California // J. Geophys. Res. 1991 V 96 p.11947-11958
13. Kisslinger C. The stretched exponential function as an alternative model for aftershock decay rate // J. Geophys. Res. 1993 Vol.98 p.1913-1921
14. Omori F. On the after-shocks of earthquake // J. Coll.Sci.Imp. Univ. Tokyo 1894 Vol.7 p.111-200
15. Sherbakov R., Turcotte D.L. A modified form of bath's law // BSSA 2004 V.94 p.1968-1975
16. Utsu T. A statistical study on the occurrence of aftershocks // Geophys. Mag. 1961 Vol.30 p.521-605
17. Utsu T. Statistical features of seismicity // International handbook of earthquake seismology / Ed. Lee W.H.K. et al. Academic Press. 2002 p.719-732
18. Weimer S., Katsumata K. Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones // J. Geophys. Res. 1999 V.104 p.13135-13151