

О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии

© 2020 Н. А. Сычева¹, Л. М. Богомолов^{*2}

¹Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: bleom@mail.ru

Резюме. Обобщены данные о сброшенных напряжениях и приведенной сейсмической энергии для землетрясений Северной Евразии. Анализируются взаимосвязи этих параметров с сейсмическим моментом и магнитудой. Проведены детализационные исследования для Северного Тянь-Шаня (Бишкекского геодинамического полигона), получены значения динамических параметров очагов для 183 землетрясений разных энергетических классов ($K = 8.7-14.8$): угловой частоты, параметра спектральной плотности, скалярного сейсмического момента, радиуса очага, уровня сброшенных напряжений, сейсмической энергии и приведенной сейсмической энергии. Для расчета радиуса очага и сброшенных напряжений использованы две модели – подход Брюна и улучшенная модель Мадариаги–Канеко–Ширера. Для относительно слабых событий установлена степенная зависимость (регрессия) сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента M_0 , что согласуется с результатами о степенной зависимости от M_0 приведенной сейсмической энергии в ряде других регионов Северной Евразии. Отмечена связь между видом очаговой подвижки и уровнем сброса напряжений.

Ключевые слова: очаг землетрясения, магнитуда, сейсмический момент, сброс напряжений, приведенная сейсмическая энергия, масштабные зависимости

On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy

Nailia A. Sycheva¹, Leonid M. Bogomolov^{*2}

¹Research Station RAS in Bishkek city, Kyrgyzstan

²Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: bleom@mail.ru

Abstract. A generalization of the results on the stress drop and the specific seismic energy for the earthquakes in Northern Eurasia has been made. The relationship of these parameters with the seismic moment and the magnitude has been analyzed. Detailed studies for the Northern Tien Shan (Bishkek geodynamic polygon) were carried out, the values of the dynamic parameters of the sources for 183 earthquakes of various energy classes ($K = 8.7-14.8$) were obtained: angular frequency, spectral density parameter, scalar seismic moment, source radius, stress drop level, seismic energy and specific seismic energy. Two models have been used to compute the source radius and the stress drop – the Brune approach and the improved Madariaga–Kaneko–Shearer model. For relatively weak events, a power-law dependence (regression) of the stress drop on the scalar seismic moment M_0 has been identified, that complies with the results on the power-law dependence of the specific seismic energy on M_0 in a number of other regions of Northern Eurasia. The relationship between the type of source movement and the stress drop level has been noted as well.

Keywords: earthquake source, magnitude, seismic moment, stress drop, specific seismic energy, scaling dependence

Для цитирования: Сычева Н.А., Богомолов Л.М. О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии. *Геосистемы переходных зон*, 2020, т. 4, № 4, с. 393–446. (На рус. и англ.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.4.393-416.417-446>

For citation: Sycheva N.A., Bogomolov L.M. On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 4, pp. 393–446. (In Russ. & Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2020.4.4.393-416.417-446>

Благодарности

Авторы выражают признательность Ю.А. Ребецкому за обсуждение и ценные советы по ходу работы.

Введение

Динамические параметры (ДП) очагов землетрясений: скалярный сейсмический момент M_0 , излученная сейсмическая энергия E_s , радиус очага r (радиус Брюна) и сброшенные касательные напряжения (stress drop, $\Delta\sigma$) – могут характеризовать региональные особенности гедеформационного процесса. Создание современных сейсмических сетей и развитие методов обработки сейсмограмм сделало возможным в настоящее время определять ДП даже для слабых землетрясений [Добрынина, 2009; Пустовитенко, 2013; Parolai et al., 2007; и др.]. Для некоторых регионов, в частности Северного Тянь-Шаня, вовлечение очагов слабых землетрясений в расчет динамических параметров позволило «накопить статистику» событий с найденными значениями ДП, выявлять их корреляционные свойства и закономерности распределений ДП [Сычева, Богомолов, 2016; Baltay et al., 2011]. При формировании банков данных по динамическим параметрам с числом записей более 100 (что лишь в несколько раз меньше полного числа событий в том же диапазоне магнитуд) можно говорить о массовых определениях ДП [Сычева, Богомолов, 2016].

Соотношениям динамических параметров очагов в различных регионах, в частности поиску корреляций между значениями радиуса очага r , момента M_0 и магнитуды M посвящено большое число работ [Кочарян, 2014; Abercrombie, Leary, 1993; Allmann, Shearer, 2009; Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015; Pacor et al., 2016]. Для различных сейсмоактивных регионов установлены соответствующие им соотношения, которые, как правило, представляют собой линейные зависимости в логарифмическом масштабе (см., например, обзор [Кочарян, 2014]).

Наиболее известными среди таких соотношений можно считать среднюю корреляционную зависимость из [Ризниченко, 1985] между M и M_0 (Н·м):

$$\lg M_0 = 1.6M + 8.4 \quad (1)$$

и численно близкую к ней зависимость Канамори [Kanamori, 1977], эквивалентную выражению (1), для моментной магнитуды M_w :

$$\lg M_0 = 1.5M_w + 9.1, \text{ где } M_0 \text{ (Н·м)}. \quad (2)$$

В недавней работе [Сычева, 2020] на примере Бишкекского геодинамического полигона (БГП), Северный Тянь-Шань, было показано, что корреляционные соотношения такого вида выполняются и для диапазона магнитуд $M \geq 2.7$ (с доверительной погрешностью до 10 %).

Вопрос о корреляции между значениями радиуса очага и магнитудой события, а также между сброшенными напряжениями и магнитудой изучен в меньшей степени. Для случая сброшенных напряжений даже само наличие такой корреляции неочевидно из-за большого разброса значений $\Delta\sigma$ для событий с близкими магнитудами. В ряде работ, основанных на современных данных [Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015; и др.], не выявлено значимых взаимосвязей между сброшенными напряжениями и сейсмическим моментом (и, как следствие, с магнитудой землетрясения). Результаты других работ подтвердили такую взаимосвязь, но дали различные тренды изменения $\Delta\sigma$ (нарастающий или убывающий) с увеличением M_0 или M_w . Примером «интуитивно» ожидаемого нарастающего тренда $\Delta\sigma(M_0)$ может быть результат, полученный в [Pacor et al., 2016] для сейсмоактивного региона Абруццо (Abruzzo, Центральная Италия), включающего эпицентральную зону катастрофического землетрясения Л’акуила 06.04.2009, $M_w = 6.1$. В работе же [Candela et al., 2011] на основе анализа разломных зон во Французских Альпах и Неваде, США, аргументировано, что по крайней мере в этих регионах усредненная зависимость $\Delta\sigma(M_0)$ слабоспадающая ($\Delta\sigma \sim M_0^{-0.15}$), а не нарастающая. Таким образом, даже характер зависимости $\Delta\sigma(M_0)$ пока не установлен однозначно.

В многочисленных работах, посвященных проблеме самоподобия сейсмических очагов [библиографию см., например, в [Кочарян, 2014]], внимание фокусировалось на масштабной зависимости приведенной сейсмической энергии, e_{PR} , представляющей собой отношение излученной сейсмической энергии E_s к сейсмическому моменту M_0 :

$$e_{PR} = E_s / M_0 = \sigma_a / G, \quad (3)$$

где G – модуль сдвига, σ_a – так называемое кажущееся напряжение (apparent stress), смысл которого поясняется ниже.

Было продемонстрировано [Кочарян, 2016], что зависимость e_{PR} от M_0 является слабонарастающей и хорошо описывается степенной функцией вида $(M_0)^\alpha$, $0 < \alpha < 1$. Но при этом взаимосвязь параметров e_{PR} и $\Delta\sigma$ практически не анализировалась. В данной работе ниже будет показано, что значения сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии пропорциональны друг другу, т.е. между этими величинами имеется физическая взаимосвязь. Это позволяет использовать данные о зависимости e_{PR} от сейсмического момента для анализа вопроса об усредненной зависимости (тренде) $\Delta\sigma(M_0)$.

Наличие нарастающей степенной зависимости сброшенных напряжений от сейсмического момента также подтверждено при анализе динамических параметров очагов землетрясений [Сычева, Богомолов, 2016], произошедших в Северном Тянь-Шане внутри области $41\text{--}43^\circ$ с.ш. и $73\text{--}77^\circ$ в.д., называемой Бишкекским геодинамическим полигоном.

Данная работа является продолжением и детализацией исследования [Сычева, 2020], где рассматривались динамические параметры землетрясений на более широкой территории, называемой Центральным Тянь-Шанем. Стоит отметить, что разделение на Центральный, Западный и Восточный Тянь-Шань проводится по долготе, и нет противоречия при отнесении территории БГП (часть Северного Тянь-Шаня) к Центральному Тянь-Шаню. В работе [Сычева, 2020] были рассчитаны динамические параметры для 150 землетрясений Центрального Тянь-Шаня; построены регрессионные зависимости скалярного сейсмического момента, радиуса очага и сброшенных напряжений от магнитуды, найдены коэффициенты корреляции динамических параметров и моментной магнитуды M_w . Для Центрального Тянь-Шаня

в целом было отмечено, что между магнитудой M и $\Delta\sigma$ наблюдается более слабая корреляция, чем между M и M_0 , а также между M и r . Сейсмическая активность Северного Тянь-Шаня выше, чем в среднем для Центрального Тянь-Шаня. Значительный сброс напряжений характерен для областей с деформацией преобладания простого сжатия. В работе [Сычева, 2020] также показано, что, согласно распределению коэффициента Лоде–Надаи μ_e , большая часть исследуемой территории находится в условиях деформации с преобладанием простого сжатия ($\mu_e > 0.2$), в северо-западной части выделяется область деформации с преобладанием простого растяжения ($\mu_e < -0.2$), для большей части впадин характерна деформация чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$).

Анализ сброшенных напряжений и/или параметра e_{PR} для зоны БГП с высокой плотностью данных представляет интерес в связи с уже упомянутым вопросом о наличии или отсутствии усредненной зависимости $\Delta\sigma$ от масштаба события. Для обоснования тесной физической взаимосвязи между сброшенными напряжениями и приведенной сейсмической энергией ниже приведено краткое изложение теоретических основ оценки динамических параметров очагов землетрясений. Считаем это целесообразным, поскольку оригинальные работы по методикам оценок ДП [Костров, 1975; Ризниченко, 1985; Boatwright, 1980] опубликованы довольно давно, а способы реализации таких методик в современных работах различаются, что затрудняет сравнение их результатов. Для иллюстрации пропорциональности между значениями $\Delta\sigma$ и e_{PR} рассматриваются примеры эмпирических определений приведенной сейсмической энергии в разных регионах Северной Евразии. Обобщение этих результатов указывает на наличие степенной (монотонно нарастающей) зависимости e_{PR} от сейсмического момента, т.е. от масштаба события. При попытке распространения этого вывода на сброшенные напряжения, $\Delta\sigma \sim e_{PR}$, возникает расхождение с результатами об отсутствии зависимости $\Delta\sigma(M_0)$. Детальный анализ взаимосвязи сброшенных напряжений и других ДП в данной работе проводится на примере территории БГП в Северном Тянь-Шане, с использованием банка данных о динамических параметрах и спектральных характеристиках землетрясений, который содержит записи для 183 событий энергетических

классов $K = 8.7 - 14.8$ ($M = 2.7-6.0$), что составляет 53 % от общего числа событий того же диапазона классов, произошедших в тот же период. Этот банк данных не имеет аналогов по объему данных о ДП очагов на компактной территории, он позволяет применить статистические методы анализа для обоснования устойчивых корреляций $\Delta\sigma$ и M_0 , а также выявления других закономерностей, в частности взаимосвязи сброшенных напряжений с типом фокального механизма. На примере Северного Тянь Шаня показано, как можно нивелировать несоответствие результатов из различных литературных источников о характере зависимости $\Delta\sigma(M_0)$.

Теоретические основы оценок динамических параметров очагов, связь сброшенных напряжений с приведенной сейсмической энергией

Скалярный сейсмический момент определяется, согласно [Костров, 1975; Аки, Ричардс, 1983], как произведение модуля сдвига G , площади разрыва S и среднего по этой площади смещения D :

$$M_0 = G S D \quad (4)$$

По величине M_0 можно оценить магнитуду землетрясения M_w с помощью формулы Канамори (2). Для наглядного сопоставления скалярной величины M_0 и тензора сейсмического момента $(M_0)_{ij}$ [Костров, 1975; Кейлис-Борок и др., 1979; Аки, Ричардс, 1983] приводим выражение, связывающее компоненты этого тензора с вектором смещения по разрыву D_i и единичным вектором n_j ($i, j=1, 2, 3$), задающим ориентацию поверхности S :

$$(M_0)_{ij} = G S (D_i n_j + D_j n_i) / 2 \quad (5)$$

Выражение (5) можно переписать в виде

$$(M_0)_{ij} = M_0 (d_i n_j + d_j n_i) / 2 = M_0 m_{ij}, \quad (6)$$

где $d_i = D_i / D$ – компоненты единичного вектора, направленного вдоль вектора смещения, а тензор m_{ij} представляет собой тензор механизма очага (направляющий тензор сейсмического момента), который может быть также выражен через направляющие векторы для осей растяжения t_i , $i = 1, 2, 3$ и сжатия p_j , $j = 1, 2, 3$ с помощью формулы $m_{ij} = (t_i t_j - p_j p_j) / 2^{1/2}$. Как видно из (6), скалярный сейсмический момент

и наибольшая компонента тензора $(M_0)_{ij}$ имеют один и тот же порядок величины.

Для совокупности землетрясений, произошедших в объеме среды V за период времени T , вызванная ими усредненная неупругая деформация описывается тензором скорости разрывной (сейсмотектонической) деформации, $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ [Юнга, 1990]:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (7)$$

где суммирование проводится по сейсмическим событиям, нумерованным с помощью индекса α , N – количество событий. В случае, когда период времени выражен в годах, тензор $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ также называют среднегодовым приростом сейсмотектонической деформации (СТД). В работах [Лукк, Юнга, 1979; Юнга, 1990] предложено аппроксимировать (7) следующим выражением:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum M_0^{(\alpha)} \cdot \sum m_{ij}^{(\alpha)} = I_\Sigma \sum m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (8)$$

где введена скалярная характеристика прироста сейсмотектонической деформации I_Σ , называемая интенсивностью СТД.

Формулы (7), (8) указывают на возможность взаимосвязей между динамическими параметрами очагов (в частности, сейсмическим моментом M_0) и параметрами тензора прироста СТД. Анализ подобных взаимосвязей по сейсмическим данным для Северного и Центрального Тянь-Шаня входит в задачи данной работы.

Смещение D в выражении (4) описывает асимптотическое значение относительной подвижки «берегов» при $t \rightarrow \infty$ [Ризниченко, 1985; Boatwright, 1980; Scholz, 2002]. Согласно известным решениям волновых уравнений для сферически расходящихся сейсмических волн, D пропорционально низкочастотному пределу спектральной плотности смещения Ω_0 , которое регистрируется в волновой зоне на удалении от разрыва [Аки, Ричардс, 1983]. Сейсмический момент также пропорционален Ω_0 (этот параметр далее для краткости будем называть спектральной плотностью, следуя терминологии [Scholz, 2002, 2019] и других работ. Стоит отметить, что M_0 считается наиболее адекватным показателем интенсивности («силы») землетрясения [Hanks, Kanamori, 1979], он не зависит от деталей развития процесса в очаге, в частности от описываемых параметром вы-

сокочастотной части спектра – угловой частотой f_0 (частотой среза).

Выражение для расчета сейсмического момента M_0 на основе спектральных параметров записывается в форме [Аки, Ричардс, 1983; Ризниченко, 1985; Boatwright, 1980]:

$$M_0 = 4 \pi \rho R V_s^3 \Omega_0 / \Psi_0, \quad (9)$$

где R – расстояние от очага станции или до референтной точки, где определяется спектр, ρ – плотность пород в области очага, V_s – скорость поперечных волн, Ψ_0 – фактор направленности излучения из очага (для источника, описываемого скачком смещения на плоскости разрыва, среднее значение этого фактора принимается 0.64 [Ризниченко, 1985]). Фактор Ψ_0 мало чувствителен к модели разрыва в очаге, так что погрешность оценки M_0 по формуле (9) не превышает 10–15 % [Ruff, 1999; Scholz, 2002].

Величина сброшенных напряжений характеризует среднее различие между касательным напряжением в разломе до землетрясения (σ_0) и после него (σ_1) [Gibowicz, Kijko, 1994]. Этот параметр определяется по среднему смещению D , нормированному на характерный размер очага r_1 , с помощью следующего выражения [Костров, 1975; Кочарян, 2014; Brune, 1970, 1971; Ruff, 1999; Mori et al., 2003]:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 = C_\sigma GD/r_1, \quad (10)$$

где коэффициент $C_\sigma \sim 1$ при адекватном выборе характерного размера r_1 , который в случае некруглой формы очага может отличаться от упомянутого выше радиуса r .

Для площадки разрыва в форме круга радиусом r (площадь $S = \pi r^2$), характерный размер r_1 можно отождествить с радиусом r , и тогда выражение для сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ примет форму $\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / \pi r^3$. Значение коэффициента C_σ для случая разрыва-круга определено в работе [Eshelby, 1957]: $C_\sigma = 7\pi/16 \approx 1.37$, и из (10) получается следующее выражение:

$$\Delta\sigma = 7M_0/16 r^3, \quad (11)$$

которое наиболее часто используется для оценки величины $\Delta\sigma$ по сейсмическим данным [Brune, 1970, 1971; Scholz, 2002].

Радиус очага r в выражении (11) определяется формулой [Scholz, 2002; Abercrombie, Rice, 2005; Scuderi et al., 2016]:

$$r = k V_s / f_0, \quad (12)$$

где k – численный коэффициент, зависящий от модели разрыва в очаге. Входящая в (12) угловая частота f_0 характеризуется теми свойствами, что при $f = f_0$ модельный спектр смещения $S(f)$ [Scholz, 2002] проходит точку перегиба, а соответствующий спектр скорости имеет максимум. Подстановка (12) в (11) дает общее выражение для сброшенных напряжений через сейсмический момент и угловую частоту:

$$\Delta\sigma = (7/16k^3) M_0 f_0^3 / V_s^3, \quad (13)$$

которое будем далее использовать для сопоставления с зависимостью сейсмической энергии и приведенной сейсмической энергии от f_0 .

Предварительно рассмотрим выбор моделей разрыва в очаге, определяющих значение коэффициента k в (12), который может существенно повлиять на погрешность расчета величины радиуса очага и, как следствие, сброшенных напряжений. Для определения динамических параметров очага по параметрам спектров чаще других используются две модели: ставшая почти классической модель Брюна [Brune, 1970, 1971] и модель Мадариаги [Madariaga, 1976, 1979].

При использовании простейшей модели Брюна [Brune, 1970] $k = k_B = 0.37$ и выражения (11, 13) определяют так называемый радиус Брюна, $r = r_B$. В этой модели очага считается, что смещение происходит одновременно и «мгновенно» по всей плоскости разрыва, которая имеет форму круга с радиусом r . Зона очага – сферическая, с тем же радиусом.

В современных работах [Boore, 2003; Abercrombie, Rice, 2005; Lancieri et al., 2012; Kaneko, Shearer, 2014; и др.] модель Брюна характеризуют как *ad hoc*, поскольку она не вытекает непосредственно из теоретических расчетов, но опирается на общефизические принципы (в силу которых правильно описывается и низкочастотный предел спектральной плотности смещения, и спад этой плотности смещения пропорционально $1/f^2$ в области высоких частот). В этих и других работах аргументировано, что модель Брюна (выражение (12) с коэффициентом $k = k_B = 0.37$) дает завышенное значение радиуса очага и оценка сброшенных напряжений $\Delta\sigma$, которая получается при подстановке этого значения k в (13), может оказаться заниженной в несколько раз [Abercrombie, Rice, 2005]. Тем не менее применение простейшей модели Брюна может быть оправдано, когда проводится сравнение

расчетов динамических параметров с предшествующими результатами для данного региона, полученными по записям сейсмограмм на аналоговых станциях.

В модели Мадариаги [Madariaga, 1976, 1979] в качестве очага рассматривается дисковая трещина, радиально растущая со скоростью $V_R \sim (0.7-0.9)V_S$ и останавливающаяся, когда ее радиус достигает максимального значения, называемого радиусом разрушения r_M . Очаг считается цилиндрически симметричным. В этой модели угловая частота зависит не только от радиуса очага, сопоставляемого с r_M , но и от скорости разрыва V_R . В большинстве работ для оценок радиуса очага принимается, что $V_R \approx 0.9V_S$ [Abercrombie, Rice, 2005; Kaneko, Shearer, 2014; и др.], и тогда коэффициент k в (12) для модели Мадариаги становится равен $k = k_M = 0.21$. Если радиус очага в модели Брюна в 1.76 раз больше, чем в модели Мадариаги, то расхождение $\Delta\sigma$ в этих моделях, обратно пропорциональное кубу радиуса, оказывается пятикратным (а точнее, в 5.5 раза).

Расчеты, проведенные в работе [Kaneko, Shearer, 2014] с учетом эффектов сцепления (cohesion), ограничивающих значение напряжения на фронте растущей трещины, позволили уточнить модель Мадариаги (круглой расширяющейся трещины) и показали, в частности, что при той же скорости разрушения $0.9V_S$ коэффициент в формулах (12), (13) следует принять равным $k = k_{KS} = 0.26$ (Kaneko, Shearer). Таким образом, радиус очага оценен на 24 % больше по сравнению с моделью Мадариаги, а сброшенное напряжение в 1.9 раз меньше, чем для этой модели, но в 2.9 раз больше, чем для модели Брюна.

Известны также и другие работы [Москвина, 1969 а, б; Sato, Hirasawa, 1973; Kwiatak, Ben-Zion, 2013], в которых предсказаны значения радиуса очага и сброшенных напряжений примерно в середине между этими параметрами в моделях Брюна и Мадариаги. В частности, в работе [Sato, Hirasawa, 1973] рассматривалась модель круговой трещины, аналогичная случаю Мадариаги, и установлено значение коэффициента $k = k_{SH} = 0.29$.

Опираясь на общефизический принцип ответственности результатов, можно подтвердить, что выражение (12) с коэффициентом по Канеко–Ширеру ($k = 0.26$) дает наиболее надежную оценку радиуса очага. В гидродинамике сплошных сред и физической акустике извест-

на задача об излучении звука колеблющимся телом в жидкой среде [Ландау, Лившиц, 1988]. В спектре такого излучения угловая частота f_0 с высокой точностью соответствует «геометрическому» условию: половина длины волны $\lambda/2$ на данной частоте равна габаритному размеру (диаметру излучателя), т.е. $r = \lambda/4$. Переходя от жидкой среды к твердой земле, используя для интересующих нас поперечных волн соотношение $\lambda = V_S/f_0$, из этого условия легко получить выражение (12) с «общефизической» оценкой коэффициента $k_{OF} = 0.25$.

Таким образом, усовершенствованная модель Мадариаги–Канеко–Ширера может считаться предпочтительной по отношению к другим моделям. Соответствующее этой модели значение $k_{KS} = 0.26$ (весьма близкое к общефизической оценке) можно использовать как «эффективное», $k = k_{ef}$, для проведения массовых расчетов по формулам (12, 13). Отличие оценок сброса напряжений, получаемых для других моделей разрыва (Брюна, Мадариаги, Сато и др.), от результатов расчета $\Delta\sigma$ с использованием значения $k_{ef} = 0.26$ не превышает 2.9 раз. По сути, это является возможной систематической погрешностью, которую уместно сравнить со случаями 2–3-кратных расхождений значений сейсмического момента в определениях разных авторов. Стоит отметить, что модель Брюна все еще продолжает применяться в работах недавнего времени [Ide et al., 2003; Oth et al., 2010; Baltay et al., 2011; Cotton et al., 2013; Pacor et al., 2016; Safonov et al., 2017]. Результаты расчетов радиуса очага и сброшенных напряжений по любой из моделей позволяют построить распределения этих величин по площади и во времени. Эти распределения, а также относительные значения r , $\Delta\sigma$ более информативны по сравнению с их абсолютными значениями.

Далее расчет значения радиуса очага и, соответственно, уровня сброшенных напряжений приводится для двух моделей: $k = k_B = 0.37$ (модель Брюна); $k = k_{ef} = 0.26$ (Мадариаги–Канеко–Ширера).

Сейсмическая энергия E_s , т.е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, так же как и сейсмический момент, пропорциональна смещению D и площади разрыва S :

$$E_s = \sigma_a S D \quad (14)$$

В выражение (14) входит кажущееся напряжение σ_a (см. (3)), оно показывает, при каком касательном напряжении работа по подвижке на величину D численно равна E_s .

Сейсмическая энергия может быть оценена по спектральным параметрам Ω_0 и f_0 сейсмических волн в референтной точке на удалении от очага [Boatwright, 1980], причем вклад S -волн наиболее значим. Компактные выражения для E_s могут быть получены, если не учитывать направленность излучения из очага [Boatwright, 1980; Madariaga, 2011]. Приведем упрощенный вывод соотношения между E_s и угловой частотой f_0 , т.е. параметром спектра [Madariaga, 2011]. Поскольку плотность потока энергии в волне пропорциональна квадрату массовой скорости $\dot{u}^2$:

$$w(R, t) = \rho V_s \dot{u}^2(R, t), \quad (15)$$

то в пренебрежении неоднородностью направленности излучения

$$\begin{aligned} E_s &= 4\pi R^2 \rho V_s \int_0^\infty \dot{u}^2(R, t) dt = \\ &= 4R^2 \rho V_s (2\pi)^3 \int_0^\infty f^2 \cdot u_F^2 df, \end{aligned} \quad (16)$$

где u_F – фурье-гармоника смещения, выраженная через обычную (не циклическую) частоту f . Подстановка в (16) частотной зависимости u_F согласно спектральной модели Брюна [Brune, 1970]: $u_F = S(f) = \Omega_0 / (1 + f^2/f_c^2)$ дает после преобразований следующее выражение:

$$E_s = 8\pi^4 R^2 \rho V_s \Omega_0^2 f_c^3. \quad (17)$$

Как видно из (17), сейсмическая энергия сильно зависит от параметра f_c , описывающего поведение спектра в диапазоне высоких частот и имеющего тот же физический смысл, что и f_0 из (12), (13). Это отражает чувствительность E_s к скорости распространения разрыва в очаге [Hanks, Kanamori, 1979].

При объединении формул (9) и (17) можно получить удобное выражение, связывающее сейсмическую энергию, сейсмический момент и угловую частоту ($f_c \cong f_0$) [Madariaga, 2011]:

$$E_s = \frac{1}{2} \pi^2 \Psi_0^2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5 \approx 2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5. \quad (18)$$

Поскольку скорость S -волн есть не что иное как $(G/\rho)^{1/2}$, из выражения (18) следует, что приведенная сейсмическая энергия пропорциональна фактору $(f_0/V_s)^3$:

$$e_{PR} = 2 (M_0/G) f_0^3 / V_s^3. \quad (19)$$

Так как отношение V_s/f_0 характеризует радиус очага r [Brune, 1970, 1971], куб его значения пропорционален объему очага, и поэтому e_{PR} может быть выражена через объемную плотность сейсмического момента и модуль сдвига (параметр среды).

Из (19) видно, что приведенная сейсмическая энергия, как и $\Delta\sigma$ в (11), зависит только от объемной плотности сейсмического момента. Из выражений (13), (19) следует соотношение между e_{PR} и $\Delta\sigma$:

$$e_{PR} = 32 k^3 \Delta\sigma / 7G \quad (20)$$

в котором коэффициент пропорциональности k определяется только выбором модели очага (Брюна, Мадариаги и др.) и не зависит от угловой частоты и динамических параметров. Поскольку параметры $\Delta\sigma$ и e_{PR} пропорциональны друг другу, по величине сброшенных напряжений можно оценивать e_{PR} и наоборот.

Оценки сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии (обзор результатов)

Приведенная сейсмическая энергия e_{PR} , как характеристика разрушения горных пород, удобна для сопоставления событий различного масштаба [Кочарян, 2016]. В предположении о выполнении условий подобия и одинаковой физике процессов в очаге, величина e_{PR} не должна зависеть от масштаба.

Скейлинг (зависимость от масштаба, модель) приведенной сейсмической энергии автоматически переносится на сброшенные напряжения, поскольку эти параметры пропорциональны друг другу. С учетом этого будем рассматривать результаты как по сброшенным напряжениям, так и по приведенной сейсмической энергии (или самой энергии E_s , с пересчетом на e_{PR}).

Обычно считается, что и сброшенные напряжения, и кажущиеся напряжения σ_a (14) должны быть примерно пропорциональны уровню напряжений, действующих на разломе. При этом кажется естественным, что увеличение уровня литостатических напряжений должно в среднем приводить к пропорциональному росту $\Delta\sigma$ и σ_a . Например, в работе [Раутиан, Халтурин, 1991] отмечен растущий тренд для кажущихся напряжений с увеличе-

нием глубины как для коровых, так и для глубинных землетрясений Памира. В то же время в других исследованиях [Choy, Boatwright, 1995; Родкин, 2001а; Choy et al., 2006] для коровых землетрясений не было обнаружено существенного увеличения $\Delta\sigma$ и σ_a с глубиной очага. Так, по данным [Родкин, 2001б], кажущиеся напряжения в среднем возрастают в 1.5 раза при увеличении глубины очага с 10 до 50 км, т.е. росте литостатического напряжения более чем в 5 раз.

Судя по результатам лабораторных экспериментов [Кочарян и др., 2013], радикальное влияние на амплитуду скачка напряжений оказывает изменение, даже небольшое, характеристик материала-заполнителя разлома; при этом подобное изменение практически не сказывается на величине кулоновской прочности разлома.

Значительный разброс значений $\Delta\sigma$ (и, следовательно, e_{PR}) является достаточно привычным результатом, который отмечался в разных работах [Gibowicz, Kijko, 1994; Tomic et al., 2009, Hua et al., 2013]. На рис. 1 а подобный разброс продемонстрирован при построении распределений угловой частоты в зависимости от M_0 в двойном логарифмическом масштабе, согласно [Hua et al., 2013]. При этом семейство прямых линий с заданным наклоном соответствует значениям $\Delta\sigma$. На рис. 1 б приведено аналогичное построение для данных, полученных в настоящей работе и из других источников.

При объяснении большого разброса значений $\Delta\sigma$ чаще всего ограничиваются общими соображениями о неоднородности геофизической среды и разной прочности материала.

В работах М.В. Родкина [Родкин, 2001 а, б] рассмотрен ряд противоречий в традиционных моделях очага и отмечена неполнота подобных объяснений. В рамках флюидометамор-

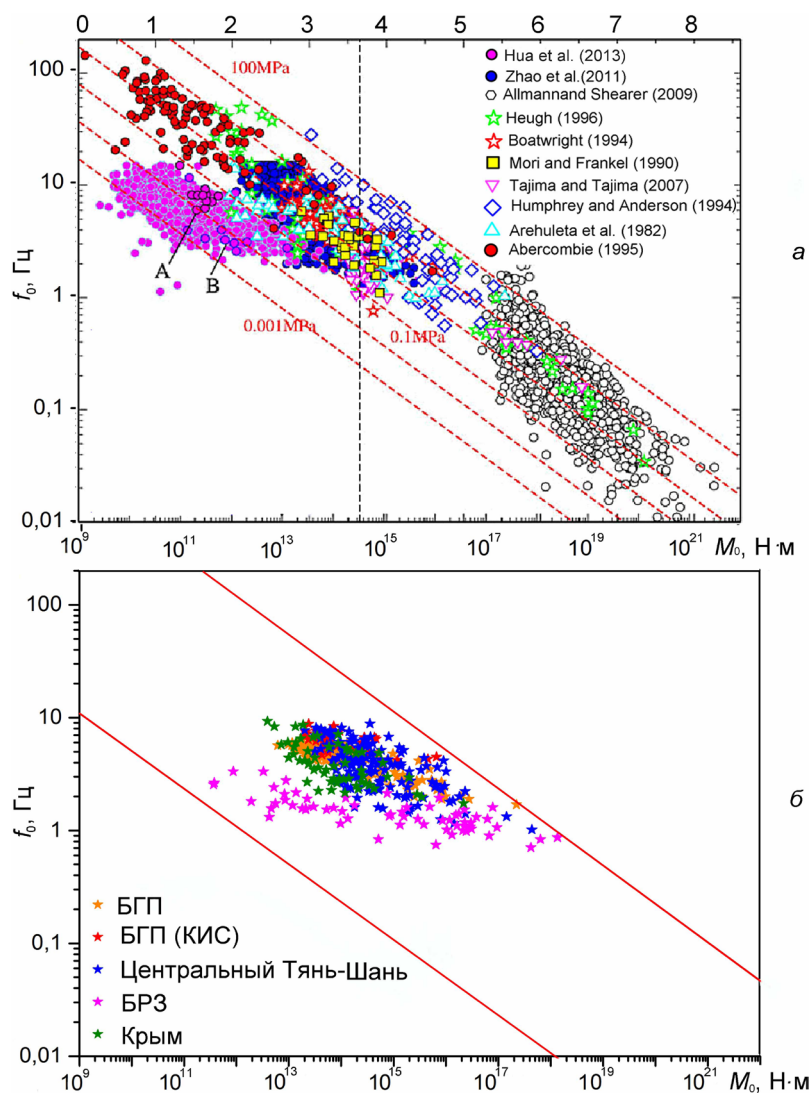


Рис. 1. Угловая частота в зависимости от сейсмического момента: а – график из [Hua et al., 2013]. Пунктирные линии показывают сброшенные напряжения 0.001, 0.01, 0.1, 1, 10 и 100 МПа. Вертикальная пунктирная линия обозначает ограничение максимальной магнитуды для данных [Hua et al., 2013]. Розовые кружки – данные наведенной сейсмичности, возникшей при заполнении водохранилища Longtan (около 1.5 тыс. событий на глубине от 4 до 10 км); другими символами обозначены данные из [Allmann, Shearer, 2009]; б – данные для регионов: БГП (Бишкекский геодинамический полигон) по [Сычева, Богомолов, 2016]; БГП (КИС, Кыргызский институт сейсмологии) – (Грин и др., 2002¹; Кальметьева и др., 2003²); Центральный Тянь-Шань – [Сычева, 2020]; БРЗ (Байкальская рифтовая зона) – [Добрынина, 2009]; Крым – [Пустовитенко и др., 2013]. Красными линиями отмечены границы согласно рис. 1 а.

¹ Пояснительная записка к акту выполненных работ за III, IV квартал 2001 г. и I квартал 2002 г. Авторы: Грин Т.П., Кальметьева З.А., Чеховская Р.А. Опыт-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР, 2002, 66 с.

² Пояснительная записка к акту выполненных работ по обработке и использованию данных KNET за III квартал 2002 г., I, III, IV квартал 2003 г. Авторы: Кальметьева З.А., Молдобекова С.К., Чеховская Р.А. Опыт-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР, 2003, 124 с.

фогенной модели сейсмогенеза им предложена альтернативная интерпретация различных результатов, отображенных на рис. 1 а.

Одним из факторов, который вносит вклад в разброс значений $\Delta\sigma$, гипотетически является специфика очагов техногенных сейсмических событий. В ряде работ ранее допускалось, что для таких очагов средний сброс напряжений ниже, чем для природных землетрясений [Fehler, Phillips, 1991; Abercrombie, Leary, 1993; McGarr, 1993; и др.]. Предположения опирались на статистику для большого количества сейсмических событий, по которой у техногенных землетрясений значения угловой частоты ниже по сравнению с обычными, тектоническими. Ниже, оказывается, и сброшенные напряжения при сопоставимых значениях M_0 , поскольку, согласно (13), $\Delta\sigma \sim M_0 f_0^3$. Это обобщение относится прежде всего к слабым сейсмическим событиям, для которых динамические параметры рассчитывались не по модели Брюна. Для сильных техногенных землетрясений (преимущественно с $M > 4.5$) при использовании модели Брюна различия в оценках f_0 становятся незначительными или вовсе не наблюдаются [Tomic et al., 2009; Nua et al., 2013]. Важно отметить, что для таких событий характерен чистый сдвиг, так же как и для природных тектонических землетрясений.

Для межплитных (*interplate*) землетрясений величина сброшенного напряжения в среднем примерно 3 МПа, а для внутриплитовых (*intraplate*) – примерно 10 МПа. Этому соответствуют значения приведенной сейсмической энергии, согласно (20): $e_{PR} \sim 0.2 \cdot 10^{-4}$ для межплитных землетрясений и $e_{PR} \sim 0.8 \cdot 10^{-4}$ для внутриплитных. По результатам расчетов, проведенных в [Сычева, 2020] и ниже в данной работе (см. таблицу в Приложении, далее П1), для внутриплитных землетрясений на территории БГП и Центрального Тянь-Шаня средняя величина сброшенного напряжения составляет 10.8 и 10.5 МПа, а медианное среднее $\Delta\sigma$ – 1.7 и 3.5 МПа соответственно.

Перейдем к обзору результатов по приведенной сейсмической энергии, или излученной энергии E_s , которая легко пересчитывается на e_{PR} . Обращают на себя внимание данные по E_s и e_{PR} для сейсмических событий вблизи горнодобывающих предприятий, где по технологии работ развернуты плотные сейсмологические сети. С этими данными естественно сравнивать результаты массовых определений e_{PR} , $\Delta\sigma$ в Северном и Центральном Тянь-Шане (по данным сети KNET).

На рис. 2 а показаны примеры измерений сейсмической энергии и сейсмического момента, полученные на горнодобывающих предприятиях в Польше (шахта Рудна) и Финляндии (рудник Pyhäsalmi). В районе медной шахты Рудна исследовались события с моментными магнитудами от 1.4 до 3.5 [Domański, Gibowicz, 2008]. Динамические параметры были определены примерно для 600 событий, причем все их очаги имели механизм горизонтального сдвига. Из результатов [Domański, Gibowicz, 2008] следует, что зависимость приведенной сейсмической энергии от величины M_0 описывается моделью

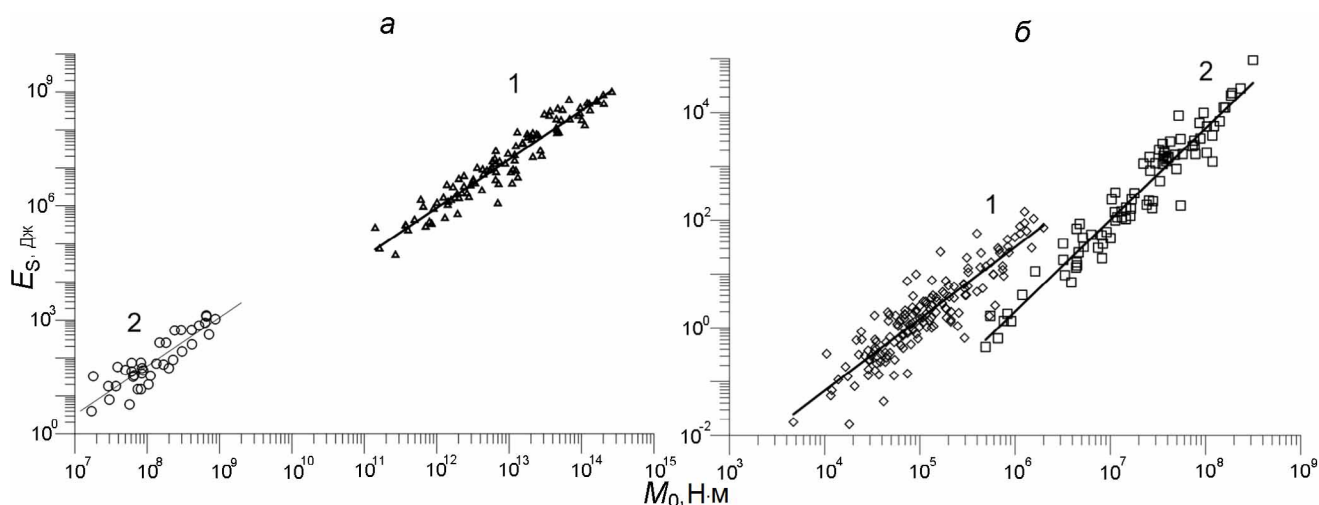


Рис. 2. Зависимость излученной энергии E_s от величины сейсмического момента M_0 : а – для событий на шахте Рудна (1) и руднике Pyhäsalmi (2); б – для событий на шахте Strathcona месторождения Садбери (1) и в подземной обсерватории Манитоба, Канада (2). Здесь и далее символы – результаты измерений, линии – наилучшее приближение. Рисунок из [Беседина и др., 2015].

$$e_{PR} = 3.8 \cdot 10^{-10} M_0^{0.28}, \quad (21)$$

которой соответствует сплошная линия на рис. 2 а (график 1). Соотношение (21) показывает, что величина e_{PR} , как и пропорциональные ей сброшенные напряжения, увеличивается по мере роста сейсмического момента, т.е. условие подобия не выполняется.

На рис. 2 а (график 2) также приведены результаты измерений E_s и M_0 для слабых сейсмических событий, возможно вызванных горными работами, на руднике Pyhäsalmi [Oye et al., 2005]. Для рудника Pyhäsalmi, где глубина добычи достигает 1400 м (больше, чем в предыдущем примере), при довольно значительном уровне тектонических напряжений зависимость $e_{PR}(M_0)$ допускает описание в форме

$$e_{PR} = 3.6 \cdot 10^{-9} M_0^{0.28}, \quad (22)$$

где степенная зависимость от сейсмического момента такая же, как в (21), но коэффициент на порядок больше.

В обсерватории Манитоба, Канада, регистрировались сейсмические события при буровзрывной проходке вертикального ствола диаметром 4.6 м в слаботрециноватом граните на глубине около 400 м [Gibowicz et al., 1991]. После каждого взрыва в течение 2 ч количество событий быстро нарастало, после чего следовал экспоненциальный спад до фонового уровня. Из результатов [Gibowicz et al., 1991] следует, что модельное соотношение (регрессию, показанную на рис. 2 б, график 2) для приведенной сейсмической энергии можно записать в форме

$$e_{PR} = 3.1 \cdot 10^{-7} M_0^{0.33}. \quad (23)$$

Для микросейсмических событий, связанных с проходкой в шахте Strathcona месторождения Садбери (Канада) на глубине около 700 м [Urbancic, Young, 1993], зависимость, построенная по результатам измерений E_s и M_0 (рис. 2 б, график 1), эквивалентна следующей модели для e_{PR} :

$$e_{PR} = 1.24 \cdot 10^{-10} M_0^{0.7}. \quad (24)$$

Эта модель указывает на отклонение от закона подобия более существенное, чем в предыдущих примерах.

Для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0.1–4.2 [Hua et al., 2013]), была установлена степенная зависимость $e_{PR} \sim M_0^{0.63}$ с показателем степени близким к (24).

Для сейсмичности, инициированной массовыми взрывами на Таштагольском руднике, в работе [Маловичко А., Маловичко Д., 2010] получены две модельные зависимости (регрессии) $E_s(M_0)$ с показателями степени, существенно превышающими единицу (рис. 3 а). Измерения проводились в 2006 (график 1) и 2008 г. (график 2) в одном и том же месте до и после проведения серий взрывов с близкой массой заряда. Зависимости e_{PR} для двух графиков рис. 3 а описываются выражениями:

$$e_{PR} = 4.6 \cdot 10^{-15} M_0^{0.97}, \quad e_{PR} = 2.6 \cdot 10^{-11} M_0^{0.67} \quad (25)$$

Выражения (25) и рис. 3 а показывают, что у событий, произошедших в 2008 г., величина

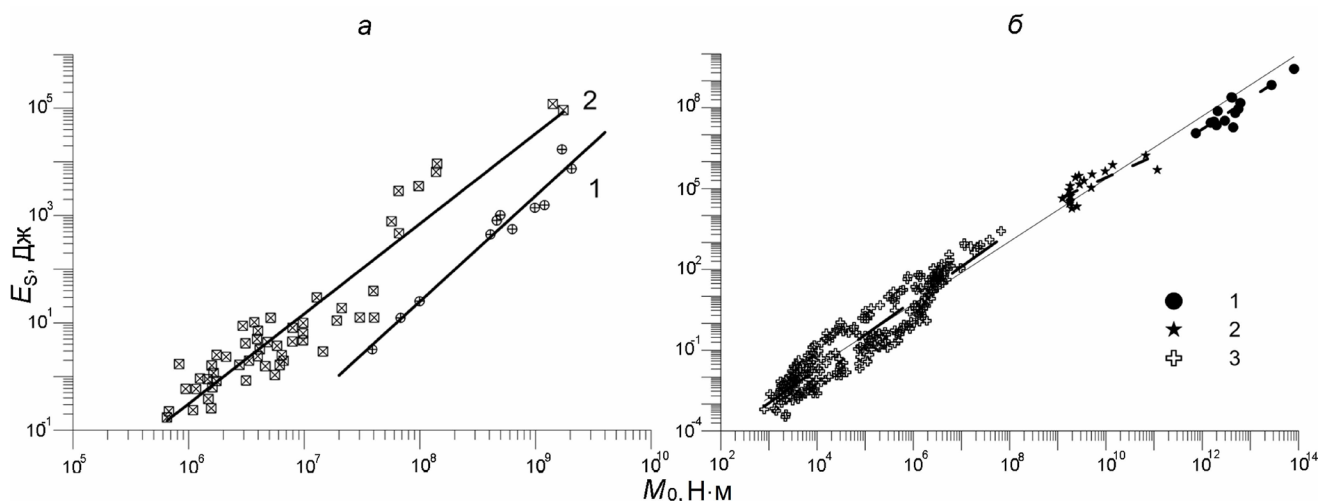


Рис. 3. Зависимость излученной энергии E_s от величины сейсмического момента M_0 : а – для событий на Таштагольском месторождении при измерениях 2006 (1) и 2008 (2) по данным [Маловичко А., Маловичко Д., 2010]; б – для событий на глубоких рудниках Южной Африки по данным 1 – [McGart, 1994], 2 – [Yamada et al., 2007]; 3 – [Kwiatek et al., 2011]. Рисунок из [Кочарян, 2016].

на излученной энергии в среднем на порядок выше, чем у событий 2006 г., но показатель степени при M_0 во втором случае меньше, чем в первом.

На рис. 4 представлена оценка приведенной сейсмической энергии по данным о динамических параметрах очагов сейсмических событий на карьерах и шахтах г. Воркута [Беседина и др., 2015]. Величина e_{PR} лежит в диапазоне $\sim 10^{-7}$ – 10^{-5} , а наилучшее степенное приближение можно записать в форме

$$e_{PR} = 5.6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.16}. \quad (26)$$

В обобщении [Кочарян, 2016] показано, что усреднение по всем опубликованным данным по излученной сейсмической энергии приводит к зависимости $E_s(M_0)$ весьма близкой к линейной. Соответствующая ей регрессия для приведенной сейсмической энергии описывается выражением

$$e_{PR} = 2.3 \cdot 10^{-6} M_0^{0.04}, \quad (27)$$

в котором близкое к нулю значение показателя степени может свидетельствовать о выполнении закона геометрического подобия [Кочарян и др., 2016]. Этот результат, в силу пропорциональности величины e_{PR} и сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ (20), находится в соответствии с выводами [Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015] и других работ о статистической независимости

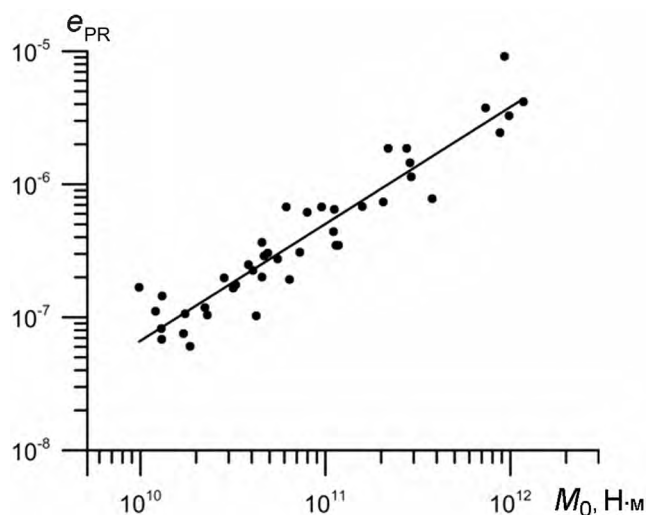


Рис. 4. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события в районе горнодобывающих предприятий Воркуты, линия – регрессия с коэффициентом детерминации $R = 0.89$, по [Беседина и др., 2015].

сти $\Delta\sigma$ от сейсмического момента либо магнитуды. Согласно [Кочарян и др., 2016], соотношения подобия выполняются наиболее точно для землетрясений среднего масштаба: в диапазоне $10^{15} < M_0 < 10^{20}$ Н·м ($3.9 < M_w < 7.3$). Для слабой сейсмичности, прежде всего техногенной, отмечен значительный разброс показателей степенной зависимости e_{PR} от сейсмического момента. Для рассмотренных выше примеров регрессионных зависимостей (21)–(27) диапазон изменений этих показателей от -0.2 до 0.97 , что указывает на отклонение от самоподобия очагов землетрясений [Кочарян и др., 2016]. Чем выше показатель степени в зависимости $e_{PR}(M_0)$, тем сильнее выражено отличие от самоподобия.

Наличие нарастающей зависимости (регрессии) приведенной сейсмической энергии от M_0 можно подтвердить, используя результаты определения угловой частоты f_0 , полученные в работах (Грин и др., 2002³; Кальметьева и др., 2003⁴; [Добрынина, 2009; Пустовитенко и др., 2013; Сычева, Богомолов, 2016; Сычева, 2020]) (рис. 1 б). Для каждого события по данным о его угловой частоте и сейсмическом моменте можно вычислить величину e_{PR} с помощью выражения (19). На рис. 5 показаны результаты расчета приведенной сейсмической энергии землетрясений в тех же регионах, что представлены на рис. 1 б (по данным из цитированных источников). На этом рисунке показаны также значения e_{PR} для событий в зоне вокруг Южных Курильских островов, определенные по значениям сейсмической энергии E_s и сейсмического момента M_0 из каталога ДП землетрясений северо-западной части Тихого океана за 1969–1996 гг. [Бурымская, 2001].

Согласно рис. 5, основной диапазон значений приведенной сейсмической энергии лежит от 10^{-6} до 10^{-3} , при значениях сейсмического момента M_0 от 10^{13} до 10^{18} Н·м. Величина e_{PR} меняется в наиболее широких пределах для Байкальской рифтовой зоны и Центрального Тянь-Шаня. Для Северного Тянь-Шаня (БГП) диапазон изменений e_{PR} более узкий, от $2 \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-4}$. Рисунок 5 показывает, что во всех рассматриваемых регионах распределения значений e_{PR} в двойном логарифмическом масштабе допускают линейную регрессию (линейную зависимость $\lg e_{PR}$ от $\lg M_0$). Такая

³ Пояснительная записка... , 2002

⁴ Пояснительная записка... , 2003

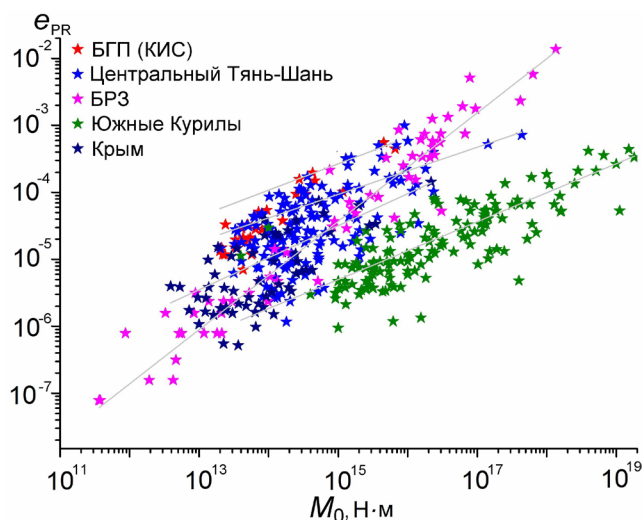


Рис. 5. Значения приведенной сейсмической энергии в зависимости от сейсмического момента для землетрясений в тех же регионах, что и на рис 1 б, а также для зоны Южных Курильских островов (по материалам [Буримская, 2001; Богомолов и др., 2015]).

регрессия эквивалентна степенной зависимости $e_{PR}(M_0)$. Форма зависимости приведенной сейсмической энергии от сейсмического момента для каждого из рассматриваемых регионов приведена в табл. 1.

Согласно табл. 1, показатели степени в выражениях, описывающих связь между e_{PR} и M_0 , варьируют от 0.39 до 0.81. Наиболее высокий

показатель, свидетельствующий об отклонении от самоподобия, отмечен для Байкальской рифтовой зоны, самый низкий – для Центрального Тянь-Шаня.

В завершение обсуждения результатов о приведенной сейсмической энергии стоит отметить, что в силу пропорциональности величин e_{PR} и $\Delta\sigma$ степенные регрессии для e_{PR} могут быть перенесены на сброшенные напряжения в тех же регионах. Возможные причины отклонения от закона подобия для сейсмичности, локализованной в тех или иных районах, подробно рассмотрены в [Кочарян, 2012], где отмечено, что для слабых событий главную роль играет зависимость упругих модулей горной породы от масштаба. Это объяснение, по всей видимости, можно отнести и к Северному и Центральному Тянь-Шаню.

Массовые оценки сброшенных напряжений и других динамических параметров очагов землетрясений в Северном Тянь-Шане

В данном разделе приводятся результаты исследования динамических параметров очагов 183 землетрясений ($K = 8.7\text{--}14.8$), произошедших в Северном Тянь-Шане (на террито-

Таблица 1. Регрессионные зависимости приведенной сейсмической энергии от сейсмического момента для разных регионов и зон Северной Евразии и прилегающих территорий

Регион	Источник	Количество определений, N	$e_{PR}(M_0)$
БГП (по данным КИС)	[Грин и др., 2002 ⁵ ; Кальметьева и др., 2003 ⁶]	30	$3.3 \cdot 10^{-10} M_0^{0.39}$
Центральный Тянь-Шань	[Сычева, 2020]	150	$5 \cdot 10^{-12} M_0^{0.47}$
Байкальская рифтовая зона	[Добрынина, 2009]	62	$2.7 \cdot 10^{-17} M_0^{0.81}$
Южные Курилы	[Буримская, 2001]	171	$1.6 \cdot 10^{-12} M_0^{0.43}$
Крым	[Пустовитенко и др., 2013]	58	$2.1 \cdot 10^{-12} M_0^{0.47}$
Шахта Рудна, Польша	[Domański, Gibowicz, 2008]	~ 600	$3.8 \cdot 10^{-10} M_0^{0.28}$
Рудник Pyhäsalmi, Финляндия	[Oye et al., 2005]	Не приведено	$3.6 \cdot 10^{-9} M_0^{0.28}$
Таштагольский рудник, горная Шория	[Маловичко А., Маловичко Д., 2010]	»	$4.6 \cdot 10^{-15} M_0^{0.97}$ (2006 г.) $6 \cdot 10^{-11} M_0^{0.67}$ (2008 г.)
Карьеры и шахты, г. Воркута	[Беседина и др., 2015]	»	$5.6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.16}$
Провинция Юньнань, Китай	[Hua et al., 2013]	1616	$\sim M_0^{0.63}$

⁵ Пояснительная записка..., 2002

⁶ Пояснительная записка..., 2003

рии БГП) в период 1998–2017 гг. На примере этого региона детально исследован вопрос о взаимосвязи сброшенных напряжений с величиной сейсмического момента, с типом фокального механизма и другими параметрами. Для рассматриваемых 183 событий построены очаговые спектры сейсмограмм и определены следующие динамические параметры: скалярный сейсмический момент M_0 , радиус очага r , сброшенные касательные напряжения $\Delta\sigma$, сейсмическая энергия E_s и приведенная сейсмическая энергия e_{PR} . Методика расчета ДП по параметрам очаговых спектров, адаптированная для сейсмограмм, регистрируемых сетью KNET [Сычева, 2016], подробно описана в предшествующих работах [Сычева, Богомолов, 2014, 2016]. Результаты расчетов ДП представлены в табл. П1 (см. Приложение). Для большинства рассматриваемых землетрясений (158 событий из 183) определен тип фокального механизма по знакам первых вступлений P -волн (по той же методике, что в [Сычева и др., 2005]).

В табл. П1 (столбцы 9, 10) указаны значения спектральных параметров: угловой частоты f_0 и спектральной плотности Ω_0 , которые являются исходными для расчетов ДП. Для рассматриваемых событий ($M = 2.7–6.0$) Ω_0 меняется от $2.6 \cdot 10^{-6}$ до $9.5 \cdot 10^{-2} \text{ м} \cdot \text{с}$, а f_0 – от 1.7 до 6.0 Гц (что соответствует времени разрыва в очаге 0.6–0.17 с). Данные о Ω_0 и f_0 позволяют рассчитать значения динамических параметров землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня. При расчете скалярного сейсмического момента M_0 , радиуса очага r , сброшенных напряжений $\Delta\sigma$, излученной сейсмической энергии E_s и приведенной сейсмической энергии e_{PR} по формулам (9), (11)–(13), (17), (18) значения плотности пород в очаге и скорости поперечных волн принимались равными $\rho = 2.6 \text{ г/см}^3$ [Чедия, 1986] и $V_s = 3.5 \text{ км/с}$ [Roesser et al., 1993]. Результаты расчета этих динамических параметров приведены в табл. П1 в столбцах 11–17.

В табл. 2 представлены коэффициенты корреляции между динамическими параметрами очагов землетрясений и их магнитудой, между скалярным сейсмическим моментом и другими ДП, а также некоторые регрессионные зависимости. Наибольший коэффициент корреляции между сейсмическим моментом M_0 и сейсмической энергией E_s ($k = 0.98$), наименьший – между M_0 и угловой частотой ($k = 0.59$).

Таблица 2. Регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции динамических параметров очагов землетрясений с их магнитудой и сейсмическим моментом

Параметры	k	Модель
$e_{PR} \leftrightarrow M_0$	0.74	$e_{PR} = 6 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$
$\Delta\sigma \leftrightarrow M_0$	0.74	$\Delta\sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} M_0^{0.59}$
$f_0 \leftrightarrow \lg M_0$	0.85	$f_0 = -1.16 \lg M_0 + 21.0$
$\lg \Omega_0 \leftrightarrow M$	0.89	$\lg \Omega_0 = 1.11 M - 8.27$
$\lg M_0 \leftrightarrow M$	0.89	$\lg M_0 = 1.11 M + 10.1$
$\lg E_s \leftrightarrow \lg M_0$	0.98	$\lg E_s = 1.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{PR} \leftrightarrow \lg M_0$	0.92	$\lg e_{PR} = 0.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{PR} \leftrightarrow M$	0.78	$\lg e_{PR} = 0.63 M_0 - 7.1$
$r_M \leftrightarrow \lg M_0$	0.84	$r_M = 81.0 \lg M_0 - 926.4$

Примечание. Регрессионные зависимости для радиуса очага и сброшенных напряжений приведены для модели Мадариаги–Канеко–Ширера.

Рассмотрим особенности распределений параметров спектральных характеристик Ω_0 , f_0 и динамических параметров для 183 событий из табл. П1.

Спектральная плотность и скалярный сейсмический момент

Распределение параметра Ω_0 (в логарифмическом масштабе) в зависимости от магнитуды представлено на рис. 6 а, распределение скалярного сейсмического момента для тех же событий ($M_0 \sim \Omega_0$) – на рис. 6 б. Эти логарифмические распределения хорошо описываются моделью линейного нарастания. Для скалярного сейсмического момента регрессионную зависимость от магнитуды (наилучшую модель) можно записать в форме

$$\lg M_0 = 1.1 M + 10.1. \quad (28)$$

Коэффициент корреляции между значениями $\lg M_0$ и магнитудой M составляет 0.89. Отклонение значений относительно линейной модели (линии регрессии на рис. 6 б) имеет равномерный характер на всем диапазоне рассматриваемых магнитуд.

Для рассматриваемых событий диапазон изменения магнитуды – $2.2 \leq M \leq 6.0$, а значения M_0 лежат в пределах от $6.2 \cdot 10^{12}$ до $2.2 \cdot 10^{17} \text{ Н} \cdot \text{м}$. Стоит отметить, что из-за наличия разброса и сравнительно неширокого диапазона магнитуд распределение $\lg M_0$ также согласуется (с точностью до 10 %) с известным выражением (1) [Ризниченко, 1985].

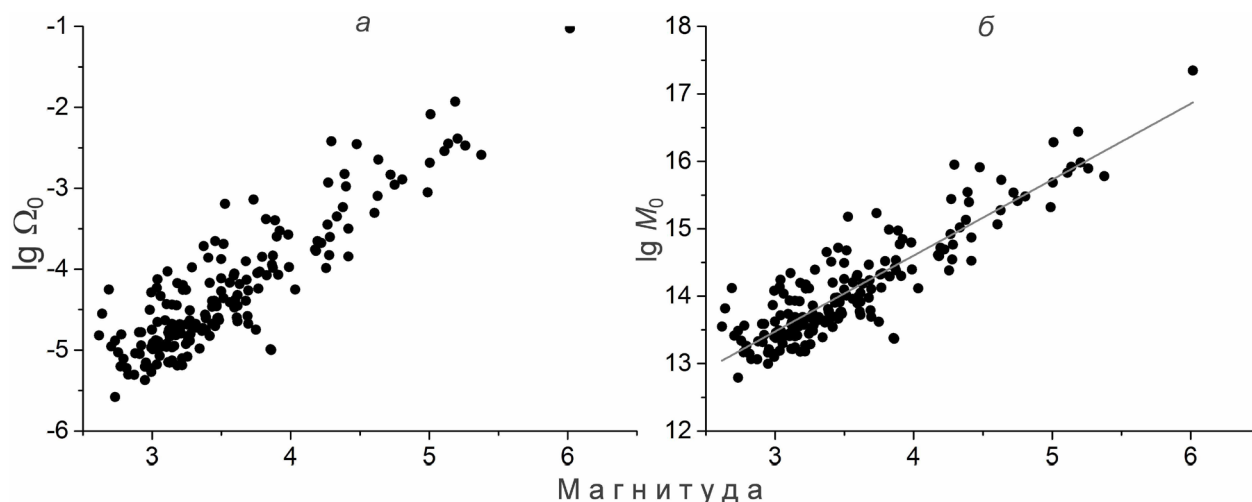


Рис. 6. Логарифмические распределения спектральной плотности (а) и скалярного сейсмического момента (б) в зависимости от магнитуды.

С учетом высокого значения коэффициента корреляции между магнитудой и значением логарифма сейсмического момента в дальнейшем в ряде случаев будем рассматривать распределения ДП в зависимости от $\lg M_0$.

Угловая частота и радиус очага

На рис. 7 показано распределение f_0 в зависимости от $\lg M_0$. Для угловой частоты характерно убывание с ростом $\lg M_0$ или магнитуды (рис. 7а). По значениям угловой частоты определялся радиус очага с помощью формулы (12). В табл. П1 для удобства сравнения с другими работами приведены значения радиуса очага по модели Брюна, r_B , с коэффициентом в (12), равным $k = 0.37$ (столбец 12), и для модели Мадариаги–Канеко–Ширера, r_M , с $k = 0.26$ (столбец 14). Распределение значений

r_M в зависимости от логарифма сейсмического момента представлено на рис. 7 б. Диапазон изменения радиуса r_M составляет примерно 150–450 м. Величина радиуса Брюна больше r_M в 1.42 раза, и значения r_B лежат в интервале приблизительно от 210 до 640 м.

Распределение радиусов очагов на рис. 7 б допускает линейную аппроксимацию по величине $\lg M_0$: $r_M = 81 \cdot \lg M_0 - 926 = 98M - 135$. Отклонения значений r_M от линейной модели для событий с $\lg M_0 < 14.5$ оказались меньше, чем для событий с $\lg M_0 \geq 14.5$. Коэффициент корреляции между значениями r_M и $\lg M_0$ составляет около 0.84.

Сейсмическая энергия и приведенная сейсмическая энергия

Логарифмическое распределение сейсмической энергии E_s и приведенной сейсмической

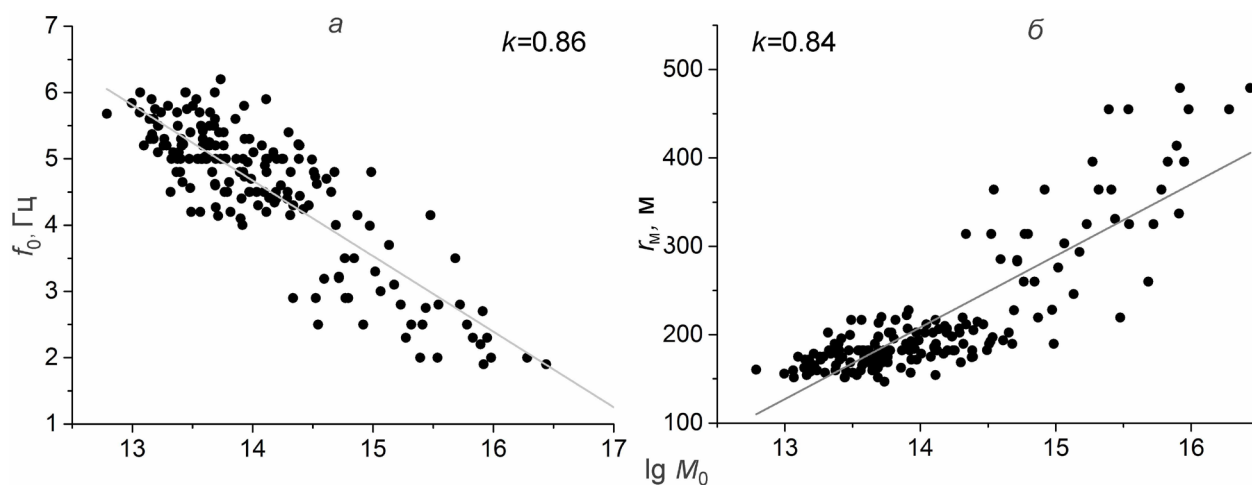


Рис. 7. Значения угловой частоты (а) и радиуса очага (б) (по модели Мадариаги–Канеко–Ширера) в сопоставлении с $\lg M_0$.

энергии e_{PR} в сопоставлении со значениями $\lg M_0$ представлено на рис. 8. Сейсмическая энергия варьирует в диапазоне от $1.0 \cdot 10^7$ до $7.6 \cdot 10^{12}$ Дж (см. табл. П1, столбец 16). Линейная модель, описывающая распределение E_s , имеет вид $\lg E_s = 1.59 \lg M_0 - 13.2$, а коэффициент корреляции между сейсмической энергией и скалярным моментом составляет $k = 0.98$ (рис 8 а). Для рассматриваемых событий параметр e_{PR} имеет порядок от $0.2 \cdot 10^{-5}$ до $\sim 10^{-3}$ (см табл. П1, столбец 17). Распределение $\lg e_{PR}$ также описывается линейной моделью (рис. 8 б), хотя для него разброс значений относительно линии регрессии больше по сравнению со случаем рис. 8 а. Выражение для линейной модели (регрессионной зависимости) имеет форму

$$\lg e_{PR} = 0.59 \lg M_0 - 13.2 = 0.64 M - 7.1, \quad (29)$$

причем коэффициент корреляции между значением $\lg e_{PR}$ и магнитудой составляет 0.78. Зависимость (29) можно записать также в степенной форме: $e_{PR} = 7 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$, указывающей показатель степени, который важен при сопоставлении ДП в различных регионах и в связи с вопросом о подобии очагов землетрясений.

Рис. 8 б показывает, что значения e_{PR} локализуются в полосе, границы которой параллельны аппроксимирующей прямой: внутри таких полос попадает около 95 % значащих точек. Границы полосы локализации значений $\lg e_{PR}$ на рис 8 б определяются соотношением: $0.59 \lg M_0 - 13.6 \leq \lg e_{PR} \leq 0.59 \lg M_0 - 12.9$.

Сброшенные напряжения и их аппроксимации (регрессии)

Значения сброшенных напряжений, определенных по модели Мадариаги–Канеко–Ширера, лежат в диапазоне от 0.6 до ~ 120 МПа (см. табл. П1), кроме одного землетрясения – Кочкорского, 25.12.2006, параметры которого $M_0 \sim 2 \cdot 10^{17}$ Н·м и $\Delta\sigma \sim 630$ МПа радикально отличаются от параметров других событий. При статистической обработке данных оно было исключено из расчетов.

Для модели Брюна, которая дает значения радиуса очага в 1.42 раза больше, чем модель Мадариаги–Канеко–Ширера, значения $\Delta\sigma$ в соответствии с выражениями (11), (12) получаются в 2.9 раз меньше вышеприведенных. Распределение сброшенных напряжений вместе со значениями $\lg M_0$ представлено на рис. 9 а. Наилучшей аппроксимацией распределения $\Delta\sigma$ является степенная зависимость от M_0 . Поясним это обстоятельство. Согласно выражениям (13), (19), (20), значения сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии пропорциональны: $\Delta\sigma \sim e_{PR}$. Следовательно, распределение $\lg \Delta\sigma$ будет отличаться от распределения $\lg e_{PR}$ (рис. 8 б) лишь сдвигом по вертикали на некоторую константу. Для результатов расчетов $\Delta\sigma$ (табл. П1) получена следующая аппроксимация: $\Delta\sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.59}$. Коэффициент корреляции между сброшенными напряжениями и сейсмическим моментом составляет $k = 0.74$ (табл. 2).

По рис. 9 а видно, что разброс значений $\Delta\sigma$ относительно линии регрессии увеличивается для событий с $\lg M_0 > 14.5$ (магнитуды $M > 4.0$

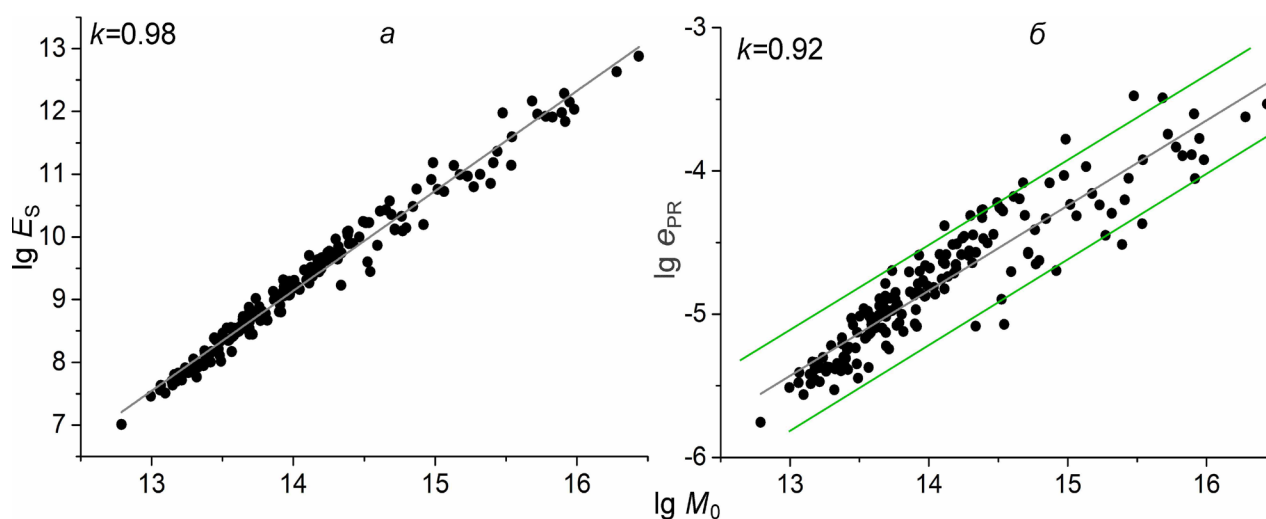


Рис. 8. Распределение сейсмической (а) и приведенной сейсмической (б) энергии в зависимости от сейсмического момента в двойном логарифмическом масштабе.

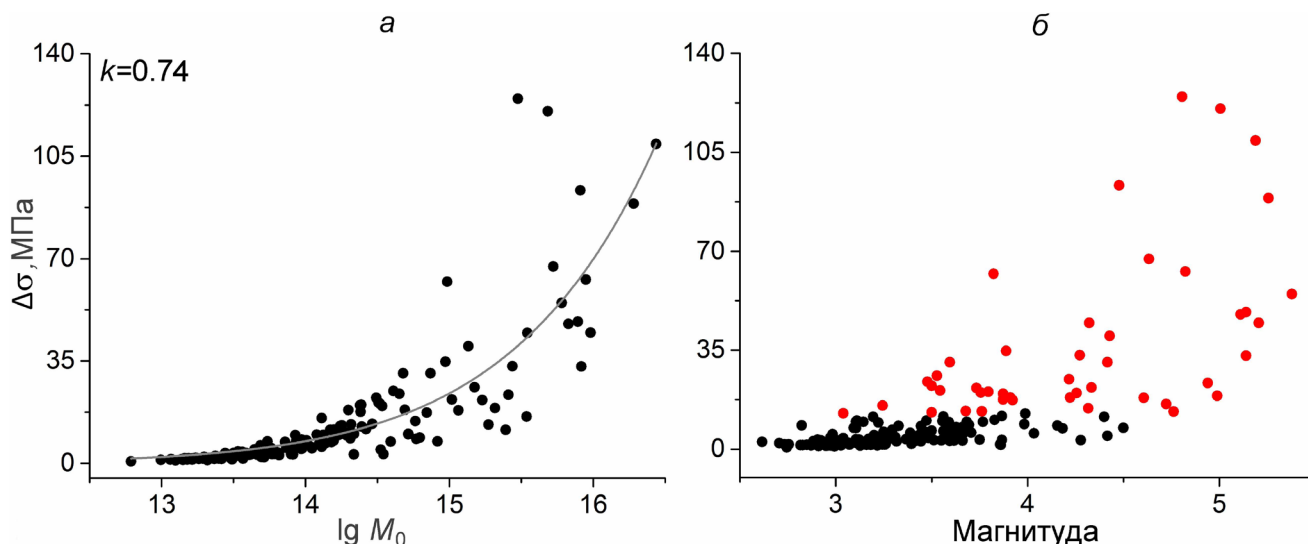


Рис. 9. Распределение сброшенных напряжений (модель Мадариаги–Канеко–Ширера) для 182 событий из табл. П1 в сопоставлении со значениями $\lg M_0$ (а) и результат кластеризации (б) значащих точек на графике $\Delta\sigma(M)$ по признаку $\Delta\sigma \geq 10$ МПа (красные точки) или $\Delta\sigma < 10$ МПа (черные).

в соответствии с (28)). С учетом этого вопрос о корреляциях между $\Delta\sigma$ и $\lg M_0$ анализировался более детально, для чего было сформировано несколько выборок событий (табл. 3), и для каждой из них определялись коэффициенты корреляции. Первые две выборки сделаны по значениям $\lg M_0$, характеризующего масштаб землетрясений: события из табл. П1 с $\lg M_0 < 14.5$ составили первую выборку, а события с $\lg M_0 \geq 14.5$ – вторую. Еще две выборки были сформированы по признаку сброшенных напряжений: в третью выборку вошли события с $\Delta\sigma < 10$ МПа, а в четвертую – $\Delta\sigma \geq 10$ МПа. Разграничение по признаку $\Delta\sigma$ с хорошей точностью соответствует выделе-

нию двух кластеров в распределении значащих точек на рис. 9 б с помощью алгоритма кластеризации GDBSCAN [Ling, 1972; Sander et al., 1998]. Распределение сброшенных напряжений для первых двух выборок представлено на рис. 10 а, последних – на рис. 10 б.

В табл. 3 приведены значения коэффициентов корреляции между сброшенным напряжением и логарифмом сейсмического момента для вышеописанных выборок, а также для генеральной выборки из 182. Для выборок с $\lg M_0 \geq 14.5$ и с $\Delta\sigma \geq 10$ коэффициенты корреляций ниже, чем для генеральной выборки, и наблюдается значительный разброс значений относительно линии регрес-

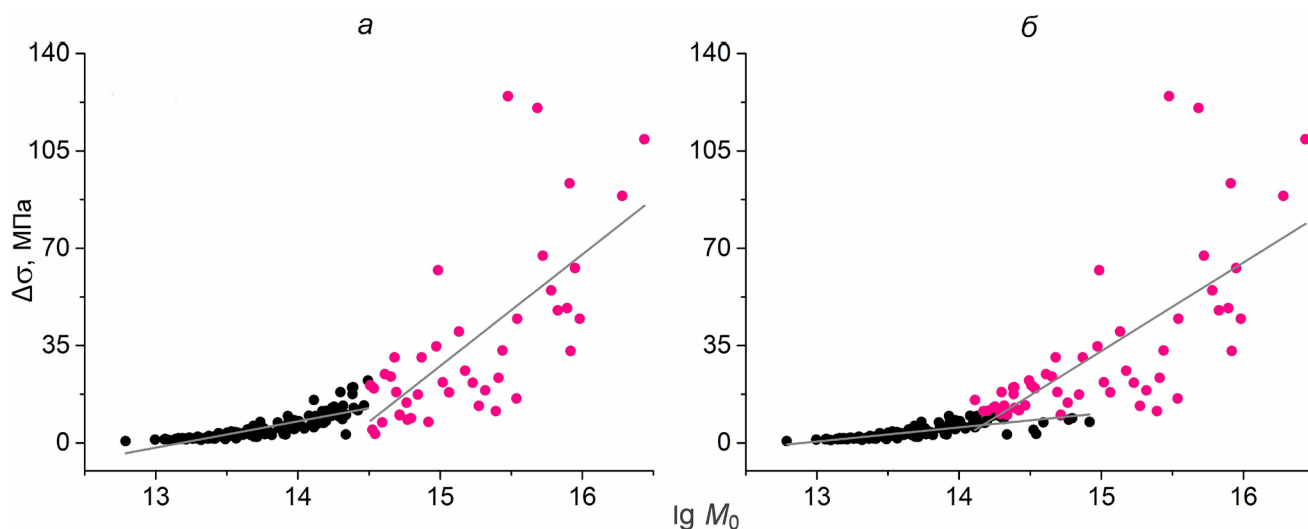


Рис. 10. Распределение сброшенных напряжений в зависимости от логарифма скалярного момента: а – для событий с $\lg M_0 < 14.5$ – черный, $\lg M_0 \geq 14.5$ – малиновый цвет; б – для событий с $\Delta\sigma < 10$ – черный, для $\Delta\sigma \geq 10$ МПа – малиновый цвет.

Таблица 3. Регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции между сброшенными напряжениями и сейсмическим моментом для различных выборок событий

Выборка для $\Delta\sigma$	k	Модель
Все $\Delta\sigma$	0.74	$\Delta\sigma = 3 \cdot 10^{-8} M_0^{0.59}$
$\lg M_0 < 14.5$	0.89	$\Delta\sigma = 4 \cdot 10^{-11} M_0^{0.8}$
$\lg M_0 \geq 14.5$	0.65	$\Delta\sigma = 6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.50}$
$\Delta\sigma < 10$ МПа	0.57	$\Delta\sigma = 4 \cdot 10^{-8} M^{0.58}$
$\Delta\sigma \geq 10$ МПа	0.67	$\Delta\sigma = 8 \cdot 10^{-5} M_0^{0.37}$

сии. Высокий коэффициент корреляции для событий с $\lg M_0 < 14.5$ отражается на графике тем, что точки значений $\Delta\sigma$ на рис. 10 а в большей степени локализованы вблизи линии регрессии, чем точки для другой выборки событий (малинового цвета). Для $\Delta\sigma < 10$ МПа коэффициент корреляции низкий, что объясняется малым изменением значений сброшенных напряжений для рассматриваемой выборки событий (черные точки на рис. 10 б).

Полученные регрессионные зависимости, в которых показатель степени у M_0 не менее 0.37, а также рис. 10 указывают на отсутствие

самоподобия очагов землетрясений на территории БГП по сброшенным напряжениям и приведенной сейсмической энергии.

Сброшенные напряжения и фокальные механизмы

Для исследования данной зависимости значений из табл. П1 были выбраны события, при которых сброшенное напряжение составляло более 29 МПа (по модели Мадариаги–Канеко–Ширера, столбец 15 в табл. П1). Число таких событий – 20. Из той же таблицы были выбраны 20 событий с минимальным значением сброшенных напряжений. Напомним, что в таблице П1 в столбце 13 указаны значения $\Delta\sigma$ по модели Брюна, которые рассматривались в предшествующих работах [Сычева, Богомолов, 2014, 2016]. На рис. 11 представлены эпицентральное положение и фокальные механизмы землетрясений из этих двух квантилей. Положение событий первой группы отмечено черным цветом, второй – серым, и их фокальные механизмы представлены в верхней и нижней части рисунка

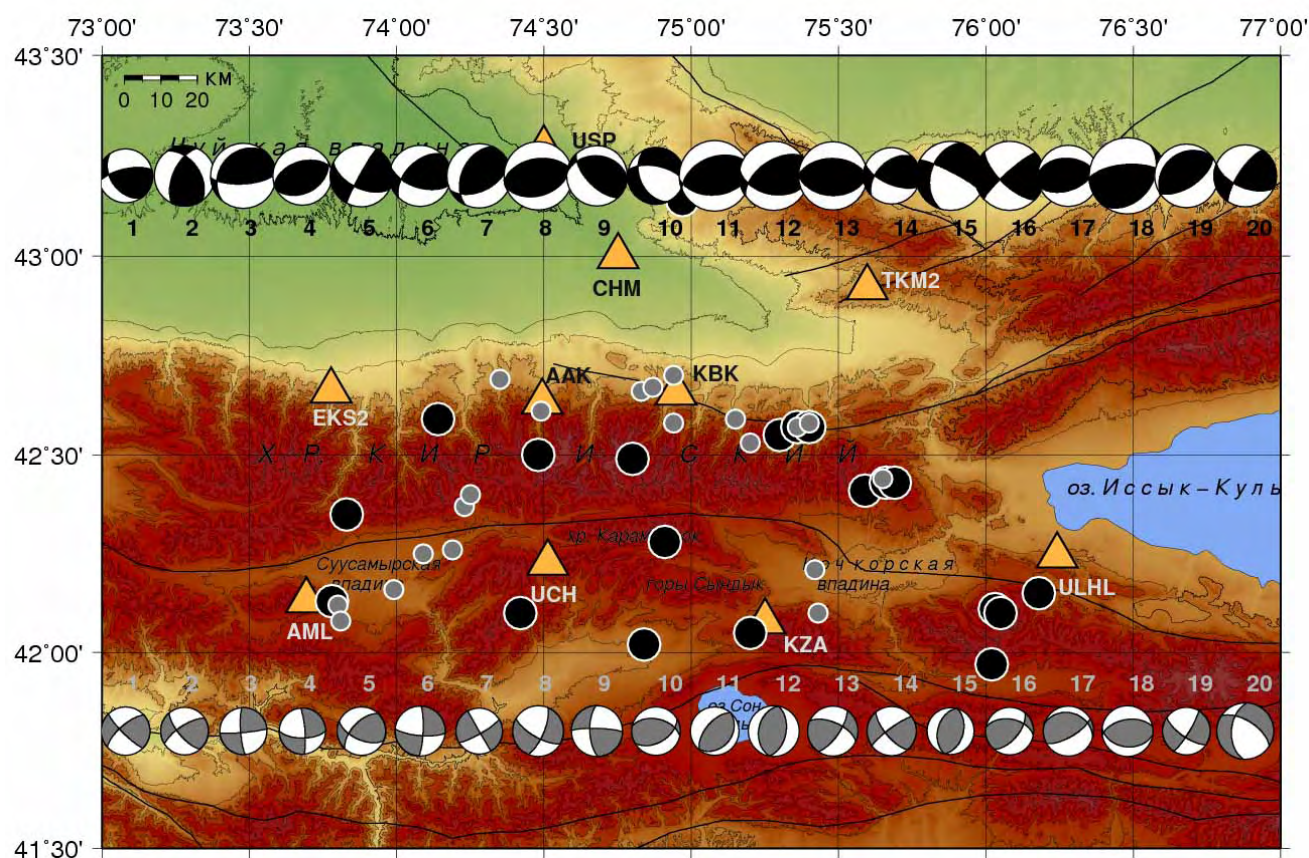


Рис. 11. Эпицентральное расположение событий из двух выборок по $\Delta\sigma$ и фокальные механизмы этих событий. Черные круги – события с $\Delta\sigma > 29$ МПа, серые – с минимальными значениями $\Delta\sigma$ (по [Сычева, Богомолов, 2016]).

соответственно. Пространственное положение событий двух классов совпадает только частично. Основная часть событий первой выборки имеет чисто взбросовый (3, 4, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 17, 18, 19) или взбросо-сдвиговый механизм с минимальной сдвиговой составляющей (1, 2, 5, 6, 14, 20). Для второй выборки основную часть событий составляют взбросо-сдвиги или сдвиги, к чистым взбросам можно отнести 10, 11, 12, 15, 17, 18 события. Наблюдаемое распределение механизмов может демонстрировать наличие связи между характером подвижки и сбросом напряжений.

Для более детального анализа взаимосвязи сброшенных напряжений и типов фокального механизма по табл. П1 выделены выборки для наиболее распространенных типов очаговых подвижек: взбросов (ВЗ, 57 событий), взбросо-сдвигов (ВЗ-С, 38 событий) и горизонтальных сдвигов (СГ, 46 событий). Для взбросов значение медианного среднего $\Delta\sigma$ составляет 4.9 МПа, для взбросо-сдвигов – 6.1 МПа, для горизонтальных сдвигов – 3.7 МПа. Для каждой выборки определены процентные доли событий с определенными значениями сброшенных напряжений. Информация о распределении числа событий трех наиболее распространенных типов фокальных механизмов (ВЗ, ВЗ-С, и СГ) представлена в табл. 4 и на рис. 12 с цветовыми маркерами как в табл. П1.

Из табл. 4 видно, что более 70 % событий сдвигового типа (СГ) приходится на диапазон сброшенных напряжений 1–9 МПа. Для взбросов и взбросо-сдвигов распределения более широкие, и при $\Delta\sigma > 9$ МПа для всех интервалов сброшенных напряжений абсолютное и относительное количество событий ВЗ-типа больше, чем СГ-типа.

Для статистического обоснования того, что среди событий со сброшенными напряжениями, превышающими величину 9–10 МПа, преобладают взбросы и взбросо-сдвиги, проведено несколько иное построение выборок. Поскольку среднее медианное $\Delta\sigma$ для всего каталога (табл. П1) равно 4.9 МПа, можно сформировать две выборки с равным числом событий с известными ДП и типом фокального механизма. Это выборка меньших сброшенных напряжений, $\Delta\sigma < 5$ МПа, и выборка событий с $\Delta\sigma \geq 5$ МПа. Для каждой выборки определялась процентная доля взбросов, взбросо-сдвигов, сдвигов горизонтальных и сдвигов вертикальных (взрезы), а также сбросов и сбросо-сдвигов, т.е. всех реализованных типов очаговых подвижек по известной классификации [Юнга, 1990; Сычева и др., 2005]. Полученные результаты приведены в табл. 5.

Как видно из табл. 5, события-взбросы почти поровну распределились между выборками

Таблица 4. Распределение по интервалам сброшенных напряжений событий с разными типами фокальных механизмов на территории БГП (по данным табл. П1)

Интервал $\Delta\sigma$, МПа	ВЗ	ВЗ-С	СГ
	N (%)	N (%)	N (%)
0–1	–	–	1 (2.2)
1–3	15 (25.4)	9 (23.7)	16 (33.3)
3–9	21 (36.4)	14 (36.8)	18 (40)
9–27	11 (20)	11 (28.9)	8 (17.8)
27–81	9 (16.4)	3 (7.9)	2 (4.4)
> 81	1 (1.8)	1 (2.6)	1 (2.2)
Все $\Delta\sigma$	57	38	46



Рис. 12. Гистограммы распределения числа землетрясений с различными типами фокальных механизмов по интервалам сброшенных напряжений. ВЗ – взброс, ВЗ-С – взбросо-сдвиг, СГ – сдвиг горизонтальный.

Таблица 5. Распределение событий по типу фокального механизма для разных диапазонов $\Delta\sigma$ (по данным табл. П1)

Вид подвижек	Генеральная выборка	$\Delta\sigma < 5$ МПа	$\Delta\sigma \geq 5$ МПа
	N (%)	N (%)	N (%)
Сдвиги горизонтальные, СГ	46 (29.3)	30 (37.5)	16 (20.8)
Взбросо-сдвиги, ВЗ-С	38 (24.2)	16 (20)	22 (28.6)
Взбросы, ВЗ	57 (35.7)	28 (35)	28 (36.4)
Сбросы (СБ) и сбросо-сдвиги (СБ-С)	11 (7)	4 (5)	7 (9.1)
Сдвиги вертикальные, СВ	6 (3.8)	2 (2.5)	4 (5.2)
Все фокальные механизмы	158	80	77

меньших и больших $\Delta\sigma$. Для выборки событий с $\Delta\sigma \geq 5$ МПа доля взбросо-сдвигов больше, а доля СГ-событий меньше, чем в случае выборки с $\Delta\sigma < 5$ МПа. Поэтому при повышенных значениях сброшенных напряжений события с фокальными механизмами ВЗ и ВЗ-С типов преобладают, что видно и на рис. 12.

Сброшенные напряжения и интенсивность сейсмотектонической деформации

При проведении расчетов направленности и интенсивности сейсмотектонической деформации (СТД) исследуемая территория БГП была разделена на элементарные круговые зоны с радиусом 0.2° , с центрами в узловых точках специально выбранной сетки. Для расчета СТД в соответствии с (8) проводилось суммирование матриц индивидуальных механизмов m_{ij} в пределах каждой ячейки. Для той же ячейки определялась интенсивность СТД, I_Σ , непосредственным суммированием скалярных сейсмических моментов по формуле (8). Подробно методика расчета интенсивности СТД изложена в [Сычева и др., 2009]. Для сравнения распределений сброшенных напряжений и интенсивности СТД используем результаты из [Сычева, Мансуров, 2017].

Таблица 6. Диапазоны сброшенных напряжений для землетрясений на территории БГП (см. рис. 13)

Число событий	$\Delta\sigma$ по модели Брюна	$\Delta\sigma$ по модели МКШ
20	$\Delta\sigma \geq 10$ МПа	$\Delta\sigma \geq 29$ МПа
113	$1 \leq \Delta\sigma < 10$ МПа	$2.9 \leq \Delta\sigma < 29$ МПа
50	$\Delta\sigma < 1$ МПа	$\Delta\sigma < 2.9$ МПа

Распределение интенсивности СТД представлено на рис. 13. Максимум I_Σ составляет $0.18 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. На эту же карту вынесено расположение эпицентров землетрясений из табл. П1 с цветовой маркировкой значений сброшенных напряжений (табл. 6).

Большая часть зеленых и красных значков событий попали в области, которые характеризуются интенсивностью деформации больше $0.1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, – северные склоны восточной части Киргизского хребта, хр. Карамойнок и горы Сандык. «Синие» события малочисленны и располагаются в этих областях и вне их равномерно.

Отсутствие «красных» событий в зоне максимальной интенсивности ($0.18 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹) можно попытаться объяснить с позиций триггерного влияния электромагнитных зондирований коры с применением мощного источника тока ЭРГУ-600 (электроразведочное генераторное устройство, расположенное на территории НС РАН) [Bogomolov et al., 2003; Сычев и др., 2010, 2012]. В цитируемых работах было отмечено уменьшение количества событий умеренной силы и возрастание слабой сейсмичности в окрестности расположения первичного диполя (см. малиновый квадрат на рис. 13). Велика вероятность, что в зоне максимальной интенсивности СТД сброс напряжений происходит за счет более слабой сейсмичности, и поэтому здесь нет условий для концентрации напряжений от поверхности до глубин 15 км. Вопрос о сейсмических проявлениях электромагнитных зондирований на территории БГП детально рассматривался в [Сычев и др., 2010, 2012; Богомолов, 2013], но в этих работах не использовались данные о сброшенных напряжениях в очагах.

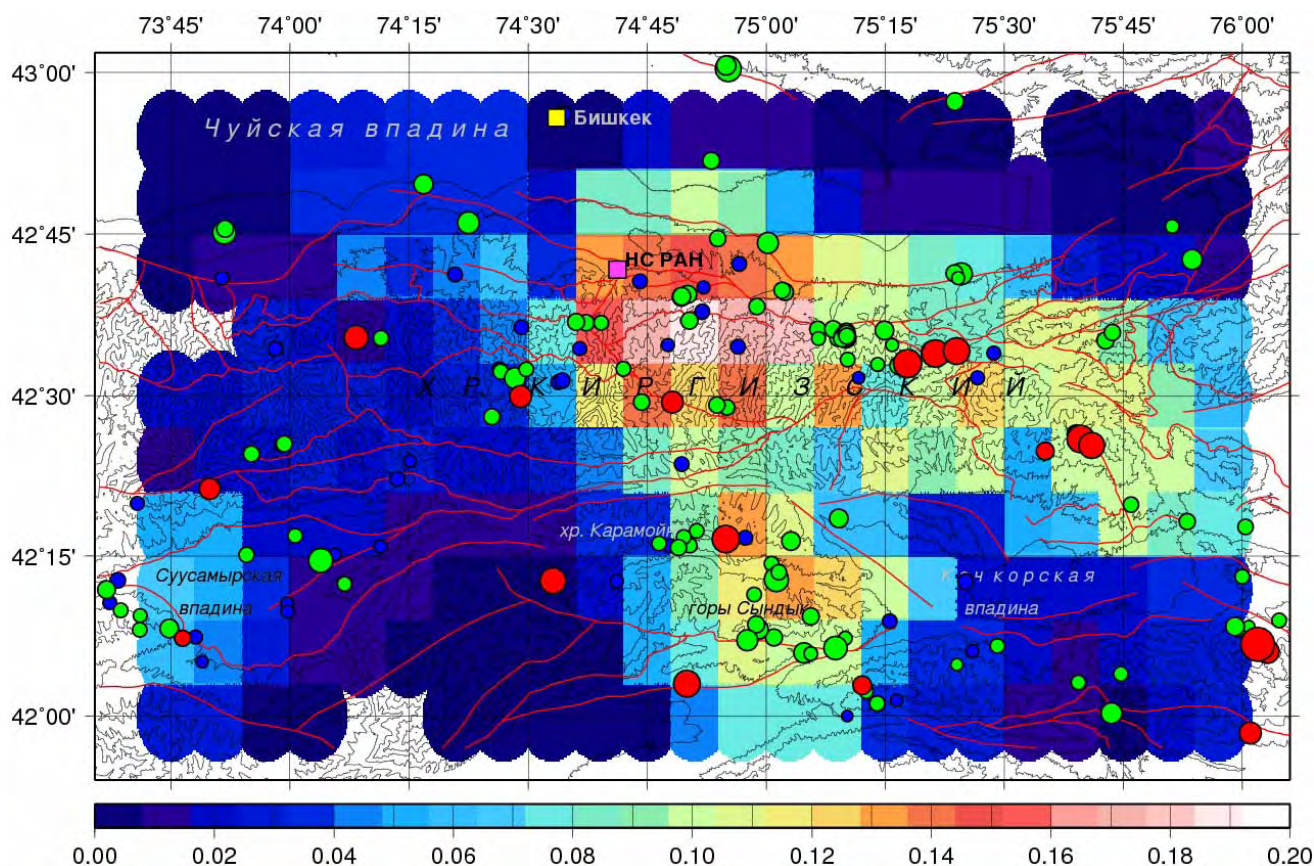


Рис. 13. Поле интенсивности сеймотектонической деформации (насыщенность цвета квадрата соответствует значению I_{Σ} в узловой точке согласно легенде) и расположение исследуемых землетрясений (обозначены кружками). Единица измерения – 10^{-9} в год⁻¹. Размер кружка зависит от энергетического класса события, цвет значка – от уровня $\Delta\sigma$ (табл. 6). Квадраты: желтый – положение г. Бишкек, малиновый – положение Научной станции РАН. Красные линии – активные разломы (по [Ребецкий, Кузиков, 2016]).

Заключение

Для анализа весьма запутанного вопроса о наличии или отсутствии корреляций между сбросом напряжений в очагах землетрясений Северной Евразии и их энергетической характеристикой (сейсмическим моментом) использован банк данных о динамических параметрах очагов землетрясений с энергетическим классом $K = 8.7\text{--}14.8$, произошедших на территории Бишкекского геодинамического полигона за 1998–2017 гг. После пополнения решениями этот банк динамических параметров включает значения угловой частоты, параметра спектральной плотности, скалярного сейсмического момента, радиуса очага, уровня сброшенных напряжений, сейсмической энергии и приведенной сейсмической энергии для 183 событий, что сделало возможным применение статистических методов.

Для расчета радиуса очага использованы две модели – подход Брюна и улучшенная модель Мадариаги–Канеко–Ширера. По второй

модели оценка радиуса очага согласуется с общезначимыми оценками, основанными на положениях геоакустики. Уровень сброшенного напряжения в этой модели в 2.9 раз больше, чем в брюновской.

Для очагов землетрясений на территории БГП (Северный Тянь-Шань) установлена регрессия – степенная зависимость сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента с коэффициентом корреляции 0.74. Основной вклад в корреляцию дают сейсмические события с $M_0 < 3 \cdot 10^{14}$ Н·м ($\lg M_0 < 14.5$). Для более сильных землетрясений с $\lg M_0 \geq 14.5$ коэффициент корреляции между значениями $\Delta\sigma$ и M_0 не более 2/3, и это позволяет понять результаты работ, в которых не было обнаружено значимых корреляций между сброшенным напряжением и сейсмическим моментом (в них не рассматривались относительно слабые события). Наличие нарастающей зависимости сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии от сейсмического момента, установленное

для БГП, согласуется с результатами о степенной зависимости $e_{PR}(M_0)$ в ряде других регионов Северной Евразии.

Сопоставление сброшенных напряжений в очагах землетрясений на исследуемой территории и типов фокальных механизмов показало, что для событий одного класса, имеющих взбросовый механизм, средний уровень сброшенных напряжений выше, чем для событий того же класса с другими фокальными механизмами.

На следующем этапе исследований сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии представляется перспективным рассмотреть зависимости этих параметров от времени, сопоставить их вариации с изменением сейсмической активности и усредненной интенсивности сейсмотектонических деформаций. Другой решаемой задачей может стать оценка динамического сброса напряжений, т.е. зависимости $\Delta\sigma(t)$, в ходе сейсмической подвижки по плоскости разрыва.

В приложении к статье (после английской версии статьи) приведен **каталог динамических параметров 183 землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня (1998–2017 гг.)**. В нем представлены: дата, время события, координаты гипоцентра, глубина, энергетический класс, магнитуда, угловая частота, спектральная плотность, скалярный сейсмический момент, радиус очага, сброшенные напряжения, сейсмическая энергия, приведенная сейсмическая энергия и тип фокального механизма.

В электронной версии на сайте журнала (<http://journal.imgg.ru/archive>) каталог будет размещен в формате Excel.xlsx, позволяющем составлять рабочие выборки по любому критерию.

Список литературы

1. Аки К., Ричардс П. **1983**. *Количественная сейсмология. Теория и методы*. Т. 1–2. М.: Мир, 880 с.
2. Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. **2015**. Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучения очагов индуцированной сейсмичности. Ч. I. Результаты натурных наблюдений. *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*, 4: 83–95.
3. Богомолов Л.М., Сычева Н.А., Закупин А.С., Каменев П.А., Сычев В.Н. **2015**. Распределение спада напряжений в очагах землетрясений и проявления триггерных эффектов. В кн.: *Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы Третьего Всероссийского семинара-совещания*. ИДГ РАН. М.: ГЕОС, с. 48–56.
4. Богомолов Л.М. **2013**. Поиск новых подходов к объяснению механизмов взаимосвязи сейсмичности и электромагнитных эффектов. *Вестник ДВО РАН*, 3: 12–18.
5. Бурымская Р.Н. **2001**. Спектральный состав излучения и очаговые параметры землетрясений северо-западной части Тихого океана за 1969–1996 годы. В кн.: *Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана*. А.И. Иващенко (отв. ред.). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, т. 1: 48–67.
6. Добрынина А.А. **2009**. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны. *Физика Земли*, 12: 60–75.
7. Кейлис-Борок В.И., Писаренко В.Ф., Соловьев С.Л. и др. **1979**. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ. В кн.: *Теория и анализ сейсмологических наблюдений*. М.: Наука, 45–59. (Вычислительная сейсмология; вып. 12).
8. Костров Б.В. **1975**. *Механика очага тектонического землетрясения*. М.: Наука, 175 с.
9. Кочарян Г.Г. **2012**. Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений). *Динамические процессы в геосферах*, 3: 36–47.
10. Кочарян Г.Г. **2014**. Масштабный эффект в сейсмотектонике. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(2): 353–385.
11. Кочарян Г.Г. **2016**. *Геомеханика разломов*. М.: ГЕОС, 424 с.
12. Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. **2013**. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем. *Физическая мезомеханика*, 16(5): 5–15.
13. Кочарян Г.Г., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б. **2016**. Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса. *Физика Земли*, 4: 141–156. doi:10.7868/S0002333716040037
14. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. **1988**. *Теоретическая физика: учеб. пособие*. Т. 6: Гидродинамика. 4-е изд. М.: Наука, 736 с.
15. Лукк А.А., Юнга С.Л. **1979**. Сейсмотектоническая деформация Гармского района. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 10: 24–43.

16. Маловичко А.А., Маловичко Д.А. **2010**. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий. В кн.: *Методы и системы сейсμοдеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов*. Новосибирск, т. 2, 66–92.
17. Москвина А.Г. **1969a**. Поле смещения упругих волн, создаваемое распространяющейся дислокацией. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 6: 3–10.
18. Москвина А.Г. **1969b**. Исследование полей смещения упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясения. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 9: 3–16.
19. Пустовитенко Б.Г., Мерзей Е.А., Пустовитенко А.А. **2013**. Динамические параметры очагов землетрясений Крыма по сейсмическим станциям. *Геофизический журнал*, 5: 172–186.
20. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. **1991**. Очаговые спектры землетрясений. В кн.: *Землетрясения и процессы их подготовки*. М.: Наука, 82–93.
21. Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. **2016**. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня. *Геология и геофизика*, 57(6): 1225–1250.
22. Ризниченко Ю.В. **1985**. *Проблемы сейсмологии*: Избранные труды. М.: Наука, 408 с.
23. Родкин М.В. **2001a**. Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели. *Физика Земли*, 8: 42–52.
24. Родкин М.В. **2001b**. Статистика кажущихся напряжений и проблема природы очага землетрясений. *Физика Земли*, 8: 53–63.
25. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. **2010**. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона. В кн.: *Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Третьего Всерос. семинара-совещ., Москва, 22–24 июня 2010 года*. М.: ГЕОС, 316–326.
26. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А. **2012**. К вопросу о статистической достоверности сейсмического отклика при экспериментальных зондированиях коры Бишкекского геодинамического полигона. В кн.: *Пятый Международный симпозиум, 19–24 июня, 2011 года. «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов»*: материалы докл. Бишкек, т. 1: 273–280.
27. Сычева Н.А. **2016**. Киргизская сейсмологическая сеть KNET. *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета*, 16 (5): 175–183.
28. Сычева Н.А. **2020**. Тензор сейсмического момента и динамические параметры землетрясений Центрального Тянь-Шаня. *Геосистемы переходных зон*, 4(2): 178–209. <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.178-191.192-209>
29. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. **2014**. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане. *Физика Земли*, 3: 142–153.
30. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. **2016**. Закономерности падения напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня. *Геология и геофизика*, 57(11): 2071–2083. doi:10.15372/GiG20161109
31. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. **2017**. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(4): 809–825.
32. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. **2005**. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET). *Физика Земли*, 11: 62–78.
33. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Костюк А.Д. **2009**. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня). *Геофизические исследования*, 10(2): 37–46.
34. Чедия О.К. **1986**. *Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня*. Фрунзе: Илим, 315 с.
35. Юнга С.Л. **1990**. *Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций*. М.: Наука, 191 с.
36. Abercrombie R.E., Leary P. **1993**. Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass Southern California: implications for earthquake scaling. *Geophysical Research Letters*, 20(14): 1511–1514.
37. Abercrombie R.E., Rice J.R. **2005**. Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophysical J. International*, 162: 406–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02579.x>
38. Allmann B.P., Shearer P.M. **2009**. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 114, B01310. <https://doi.org/10.1029/2008JB005821>
39. Baltay A., Ide S., Prieto G., Beroza G. **2011**. Variability in earthquake stress drop and apparent stress. *Geophysical Research Letters*, 38(6). <https://doi.org/10.1029/2011GL046698>
40. Boatwright J. **1980**. Spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension dynamic stress drop and radiated energy. *Bull. of the Seismological Society of America*, 70: 1–28.

41. Bogomolov L.M., Avagimov A.A., Sycheva N.A., Bragin V.D. et al. **2003**. On the interrelation between week seismicity and sounding electric impacts at Bishkek geodynamic testing place. In: *Problems of destructure earthquake disaster prevention*. Almaty-Evero, p. 175–183.
42. Boore D.M. **2003**. Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3): 635–676. <https://doi.org/10.1007/pl00012553>
43. Brune J.N. **1970**. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 75(26): 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/jb075i026p04997>
44. Brune J.N. **1971**. Corrections. *J. of Geophysical Research*, 76(20): 5002. <https://doi.org/10.1029/jb076i020p05002>
45. Candela T., Renard F., Bouchon M., Schmittbuhl J., Brodsky E.E. **2011**. Stress drop during earthquakes: effect of fault roughness scaling. *Bull. of the Seismological Society of America*, 101(5): 2369–2387. doi:10.1785/0120100298
46. Choy G.L., Boatwright J.L. **1995**. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9): 18205–18228. <https://doi.org/10.1029/95jb01969>
47. Choy G.L., McGarr A., Kirby S.H., Boatwright J. **2006**. An overview of the global variability in radiated energy and apparent stress. In: *Earthquakes: radiated energy and the physics of faulting*. AGU, p. 43–57. <https://doi.org/10.1029/170gm06>
48. Cotton F., Archuleta R., Causse M. **2013**. What is sigma of the stress drop? *Seismological Research Letters*, 84(1): 42–48. <https://doi.org/10.1785/0220120087>
49. Domański B., Gibowicz S. **2008**. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland. *Acta Geophysica*, 56: 324–343. doi:10.2478/s11600-008-0014-1
50. Eshelby J.D. **1957**. The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London*, A241(1226): 376–396. <https://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>
51. Fehler M.C., Phillips W.S. **1991**. Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock. *Bull. of the Seismological Society of America*, 81(2): 553–575.
52. Gibowicz S.J., Kijko A. **1994**. *An introduction to mining seismolog*. San Diego: Academic Press, 399 p.
53. Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D. **1991**. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2. *Bull. of the Seismological Society of America*, 81: 1157–1182.
54. Hanks T., Kanamori H. **1979**. A moment magnitude scale. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 84: 2348–2350.
55. Hua W., Chen Z., Zheng S. **2013**. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area. *Pure and Applied Geophysics*, 170(5): 767–783.
56. Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L. **2003**. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5): 2271. doi:10.1029/2001JB001617
57. Kanamori H. **1977**. The Energy Release in Great Earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 82(20): 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>
58. Kaneko Y., Shearer P.M. **2014**. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture. *Geophysical J. International*, 197(2): 1002–1015. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu030>
59. Kwiatek G., Ben-Zion Y. **2013**. Assessment of P and S wave energy radiated from very small shear-tensile seismic events in a deep South African mine. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7): 3630–3641. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50274>
60. Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G. et al. **2011**. Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations. *Bull. of the Seismological Society of America*, 101(6): 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
61. Lancieri M., Madariaga R., Bonilla F. **2012**. Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile. *Geophysical J. International*, 189: 469–480. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05327.x>
62. Ling R.F. **1972**. On the theory and construction of k-clusters. *The Computer J.*, 15(4): 326–332. doi:10.1093/comjnl/15.4.326
63. Madariaga R. **1976**. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. of the Seismological Society of America*, 66: 639–666.
64. Madariaga R. **1979**. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. of Geophysical Research*, 84: 2243–2250. <https://doi.org/10.1029/jb084i05p02243>
65. Madariaga R. **2011**. Earthquake scaling laws. In: R.A. Meyers, ed. *Extreme environmental events: Complexity in forecasting and early warning*. Springer, p. 364–383. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-7695-6_22

66. McGarr A. **1993**. Factors influencing the strong ground motion from mining-induced tremors. In: R.P. Young, ed. *Rockbursts and seismicity in mines*. Rotterdam, p. 3–12.
67. McGarr A. **1994**. Some comparisons between mining-induced and laboratory earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 142: 467–489.
68. Mori J., Abercrombie R.E., Kanamori H. **2003**. Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake. *J. of Geophysical Research*, 108(B11): 2545–2556. <https://doi.org/10.1029/2001jb000474>
69. Oth A., Parolai S., Bindi D., Wenz F. **2009**. Source spectra and site response from S-waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes. *Bull. of the Seismological Society of America*, 99(1): 235–254. <https://doi.org/10.1785/0120080059>
70. Oye V., Bungum H., Roth M. **2005**. Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi Ore Mine, Finland. *Bull. of the Seismological Society of America*, 95(3): 1011–1026. <https://dx.doi.org/10.1785/0120040170>
71. Pacor F., Spallarossa D., Oth A., Luzi L., Puglia R., Cantore L., Mercuri A., D'Amico M., Bindi D. **2016**. Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy): evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth. *Geophysical J. International*, 204(2): 697–718. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv448>
72. Parolai S., Bindi D., Durukal E., Grosser H., Milkereit C. **2007**. Source parameters and seismic moment–magnitude scaling for Northwestern Turkey. *Bull. of the Seismological Society of America*, 97(2): 655–660. <https://doi.org/10.1785/0120060180>
73. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L. **1993**. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien-Shan. *J. of Geophysical Research*, 98(B9): 15779–15795. <https://doi.org/10.1029/93jb01560>
74. Ruff L.J. **1999**. Dynamic stress drop of recent earthquakes: Variations within subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154: 409–431. <https://doi.org/10.1007/s000240050237>
75. Safonov D.A., Nagornyykh T.V., Konovalov A.V., Stepnov A.A. **2017**. The moment tensors, focal mechanisms, and stresses on Sakhalin Island. *J. of Volcanology and Seismology*, 11(3): 225–234. <https://doi.org/10.1134/S0742046317030058>
76. Sander J., Ester M., Kriegel H., Xu X. **1998**. Density-Based clustering in spatial databases: The Algorithm GDBSCAN and its applications. *Data Mining and Knowledge Discovery*, 2(2): 169–194. doi:10.1023/A:1009745219419
77. Sato T., Hirasawa T. **1973**. Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. of Physics of the Earth*, 21: 415–431. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.21.415>
78. Shaw B.E., Richards-Dinger K., Dieterich J.H. **2015**. Deterministic model of earthquake clustering shows reduced stress drops for nearby aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 42: 9231–9238. <https://doi.org/10.1002/2015gl066082>
79. Scholz C.H. **2002**. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 496 p. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511818516>
80. Scholz C.H. **2019**. *The mechanics of earthquakes and faulting*. 3rded. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 519 p. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>
81. Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C. **2016**. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes. *Nature Geoscience*, 9(9): 695–700. <https://doi.org/10.1038/ngeo2775>
82. Tomic J., Abercrombie R.E., Do Nascimento A.F. **2009**. Source parameters and rupture velocity of small $M \leq 2.1$ reservoir induced earthquakes. *Geophysical J. International*, 179: 1013–1023. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04233.x>
83. Urbancic T.I., Young R.P. **1993**. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$. *Bull. of the Seismological Society of America*, 83: 378–397.
84. Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H. **2007**. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *J. Geophysical Research*, 112, B03305. doi:10.1029/2006JB004553

Об авторах

СЫЧЕВА Найля Абдуллоевна (ORCID 0000-0003-0386-3752), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории GPS, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Киргизия, nelya@gdirc.ru

БОГОМОЛОВ Леонид Михайлович (ORCID 0000-0002-9124-9797), доктор физико-математических наук, директор, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy

Nailia A. Sycheva¹, Leonid M. Bogomolov^{*2}

¹Research Station RAS in Bishkek city, Kyrgyzstan

²Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: bleom@mail.ru

Abstract. A generalization of the results on the stress drop and the specific seismic energy for the earthquakes in Northern Eurasia has been made. The relationship of these parameters with the seismic moment and the magnitude has been analyzed. Detailed studies for the Northern Tien Shan (Bishkek geodynamic polygon) were carried out, the values of the dynamic parameters of the sources for 183 earthquakes of various energy classes ($K = 8.7\text{--}14.8$) were obtained: angular frequency, spectral density parameter, scalar seismic moment, source radius, stress drop level, seismic energy and specific seismic energy. Two models have been used to compute the source radius and the stress drop – the Brune approach and the improved Madariaga–Kaneko–Shearer model. For relatively weak events, a power-law dependence (regression) of the stress drop on the scalar seismic moment M_0 has been identified, that complies with the results on the power-law dependence of the specific seismic energy on M_0 in a number of other regions of Northern Eurasia. The relationship between the type of source movement and the stress drop level has been noted as well.

Keywords: earthquake source, magnitude, seismic moment, stress drop, specific seismic energy, scaling dependence

For citation: Sycheva N.A., Bogomolov L.M. On the stress drop in North Eurasia earthquakes source-sites versus specific seismic energy. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 4, pp. 393–446. (In Russ. & Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.4.393-416.417-446>

Для цитирования: Сычева Н.А., Богомолов Л.М. О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии. *Геосистемы переходных зон*, 2020, т. 4, № 4, с. 393–446. (На рус. и англ.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.4.393-416.417-446>

Acknowledgements

Authors are grateful to Yury Rebetskii for discussion and valuable advices as the work progressed.

Introduction

The dynamic parameters (DP) of the earthquake sources such as the scalar seismic moment M_0 , emitted seismic energy E_s , source radius r (Brune radius), and shear stress drop (stress drop, $\Delta\sigma$) can characterize the regional features of the geotraining process. Establishment of modern seismic networks and the development of seismogram processing methods made it possible to currently determine the DP even for weak earthquakes [Dobrynina, 2009; Pustovitenko, 2013; Parolai et al., 2007; etc.]. For some regions, in particular the Northern Tien Shan, the involvement of the sources of weak earthquakes in the computation of dynamic parameters allowed to “accumulate statis-

tical data” on the events with determined values of DP, to reveal their correlation properties and stable DP distributions [Sycheva, Bogomolov, 2016; Baltay et al., 2011]. When forming the databanks by dynamic parameters with more than 100 records (which is only several times less than the total number of events in the same magnitude range), we can talk about a massive determination of DP [Sycheva, Bogomolov, 2016].

A large number of works are devoted to the relations of the source dynamic parameters in different regions, in particular, to the search for correlations between the values of the source radius r , moment M_0 and magnitude M [Kocharyan, 2014; Abercrombie, Leary, 1993; Allmann, Shearer,

Translation of the article published in the present issue of the Journal: Богомолов Л.М., Сычева Н.А. О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии. *Translation by G.S. Kachesova.*

2009; Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015; Pacor et al., 2016]. The regressions have been identified for several seismically active regions. Usually they have a form of linear dependence on a logarithmic scale (for example, see the review [Kocharyan, 2014]).

The best known average regression between M and M_0 (N·m) is as follows [Riznichenko, 1985]:

$$\lg M_0 = 1.6M + 8.4, \quad (1)$$

and the regression between M and the moment magnitude M_w , which is close numerically close to expression (1):

$$\lg M_0 = 1.5M_w + 9.1, \text{ where } M_0 (\text{N} \cdot \text{m}). \quad (2)$$

It was shown in a recent work [Sycheva, 2020], by the example of the Bishkek geodynamic polygon (BGP), Northern Tien Shan, that the correlations of this type were shown to be also valid for the magnitude range $M \geq 2.7$ (with a confidence error of up to 10 %).

The correlation between the values of the source radius and the magnitude of the event, as well as between the stress drop and the magnitude, is studied to a lesser extent. For the case of the stress drop, even the very existence of such a correlation itself is not obvious due to the broad scatter of values of $\Delta\sigma$ for the events with similar magnitudes. In a number of works based on the recent data [Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015; et al.], no significant relationship was found between the stress drop and the seismic moment (and, as a result, with the earthquake magnitude). The results of other works confirmed such a relationship, but provided various trends in $\Delta\sigma$ changes (increasing or decreasing) with an increase of M_0 or M_w . The result obtained in [Pacor et al., 2016] for the seismically active region of Abruzzo (Abruzzo, Central Italy), including the epicentral zone of the catastrophic L'Aquila earthquake on April 6, 2009, $M_w = 6.1$ may serve as an example of the “intuitively” expected incremental trend in $\Delta\sigma(M_0)$. However, in the work [Candela et al., 2011] based on the analysis of fault zones in the French Alps and Nevada, USA, it is reasoned that, at least in these regions, the averaged dependence $\Delta\sigma(M_0)$ is weakly decreasing ($\Delta\sigma \sim M_0^{-0.15}$), not growing. Thus, even the character of the $\Delta\sigma(M_0)$ dependence has not yet been unambiguously determined.

In numerous works devoted to the problem of self-similarity of seismic sources (see, for example, [Kocharyan, 2014] for a bibliography), atten-

tion was focused on the scaling dependence of the specific seismic energy, e_{PR} , which represents the ratio of the emitted seismic energy E_s to the seismic moment M_0 :

$$e_{PR} = E_s / M_0 = \sigma_a / G \quad (3)$$

where G – shear modulus, σ_a – so-called apparent stress, which meaning is explained below.

The dependence of e_{PR} on M_0 was shown [Kocharyan, 2016] to be weakly increasing and well described by the $(M_0)^\alpha$, $0 < \alpha < 1$ power function. However, the relationship between e_{PR} and $\Delta\sigma$ parameters was practically not analyzed. It will be shown below in this work that the values of the stress drop and the specific seismic energy are proportional to each other, i.e. there is a physical relationship between these values. It allows using the data on the dependence of e_{PR} on the seismic moment to analyze the aspect of the averaged dependence (trend) $\Delta\sigma(M_0)$.

The presence of an increasing power-law dependence of the stress drop on the seismic moment was also confirmed when analyzing the dynamic parameters of the source earthquake [Sycheva, Bogomolov, 2016] occurred in the Northern Tien Shan within the area of 41–43° N and 73–77° E, called the Bishkek geodynamic polygon (test site).

This work is a continuation and detailing of the study [Sycheva, 2020], which considered the earthquake dynamic parameters in a wider area called the Central Tien Shan. It should be noted that the classification of the Central, Western, and Eastern Tien Shan is carried out in terms of longitude, and there is no any contradiction in assigning the territory of the BGP (part of the Northern Tien Shan) to the Central Tien Shan. In [Sycheva, 2020], the dynamic parameters were computed for 150 earthquakes in the Central Tien Shan; the regressions for the scalar seismic moment, the source radius, and the stress drop on the magnitude were constructed, the correlation coefficients of the dynamic parameters and the moment magnitude M_w were found. It was noted for the Central Tien Shan as a whole that a correlation between the magnitude M and $\Delta\sigma$ is weaker than correlation between M and M_0 , as well as between M and r . The averaged seismic activity of the Northern Tien Shan is higher than that of the Central Tien Shan. The significant stress drop is typical to the areas with a predominance of deformation of simple compression. It is also shown in [Sycheva, 2020] that, according to the distribution of the Lode–Nadai factor μ_e , most of the studied area is under defor-

mation conditions with a predominance of simple compression ($\mu_e > 0.2$), a deformation area with a predominance of simple tension ($\mu_e < -0.2$) is distinguished in the northwestern part, most of the depressions are characterized with a pure shift deformation ($-0.2 \leq \mu_e \leq 0.2$).

The analysis of the stress drop and/or the e_{PR} parameter for the BGP zone with a high data density is of interest due to the already mentioned aspect of the presence or absence of the averaged dependence of $\Delta\sigma$ on the event energy scale. A brief summary of the theoretical foundations for assessing the dynamic parameters of earthquake sources is given below to substantiate the close physical association between the stress drop and specific seismic energy. We consider this to be reasonable, since the original works on the methods of the DP estimation [Kostrov, 1975; Riznichenko, 1985; Boatwright, 1980] were published a long time ago. Moreover, the methods for the implementation of such techniques in modern works differ, so the comparison of their results is complicated. To demonstrate the proportionality between the values of $\Delta\sigma$ and e_{PR} , the examples of empirical determinations of the specific seismic energy in different regions of Northern Eurasia are considered. Generalization of these results indicates the presence of a power-law (monotonically increasing) dependence of e_{PR} on the seismic moment, i.e. on the energy scale of the event. However, a discrepancy with the results on the absence of the $\Delta\sigma$ (M_0) dependence appears, when trying to extend this conclusion to the stress drop, $\Delta\sigma \sim e_{PR}$. A detailed analysis of the relationship between the stress drop and other DP is carried out in this work on the example of the BGP territory in the Northern Tien Shan. The databank of the dynamic parameters and spectral characteristics of the earthquakes is used for the analysis, which contains the records for 183 events of $K = 8.7-14.8$ ($M = 2.7-6.0$) energy classes, amounting near 53 % of the total number of events in the same class range that occurred in the same period. This databank has no analogue in terms of the data volume on DP of the sources in a compact territory; it allows to apply the statistical methods of analysis to substantiate stable correlations of $\Delta\sigma$ and M_0 , as well as to reveal other regularities, in particular, the relationship between the stress drop and the type of focal mechanism. It is shown on the example of the Northern Tien Shan how to mitigate the discrepancy between the results from various bibliographic sources about the kind of the $\Delta\sigma$ (M_0) dependence.

Theoretical bases for estimates of the source dynamic parameters, relationship between the stress drop and the specific seismic energy

The scalar seismic moment is defined as the product of the shear modulus G , the rupture area S , and the average displacement over this area D :

$$M_0 = G S D \quad (4)$$

The magnitude of the earthquake M_w can be estimated by the value of M_0 using the Kanamori formula (2). For a clear comparison of the scalar value M_0 and the seismic moment tensor $(M_0)_{ij}$ [Kostrov, 1975; Keylis-Borok et al., 1979; Aki, Richards, 1983], we give an expression connecting the components of this tensor with the displacement vector D_i and the unit vector n_j ($i, j = 1, 2, 3$), which specifies the orientation of the surface S :

$$(M_0)_{ij} = G S (D_i n_j + D_j n_i) / 2 \quad (5)$$

Expression (5) can be rewritten as:

$$(M_0)_{ij} = M_0 (d_i n_j + d_j n_i) / 2 = M_0 m_{ij}, \quad (6)$$

where $d_i = D_i / D$ is a component of the unit vector, oriented along the displacement vector, and the tensor m_{ij} is a tensor of source focal mechanism (seismic moment directional tensor), which could be also expressed via directional vectors for the tension axes t_i , $i = 1, 2, 3$ and compression axes p_j , $j = 1, 2, 3$ using the formula $m_{ij} = (t_i t_j - p_j p_i) / 2^{1/2}$. As seen from (6), the scalar seismic moment and the maximal tensor component $(M_0)_{ij}$ have the same order of magnitude.

For a set of earthquakes occurred in the volume of the medium V over a period of time T , the averaged inelastic deformation caused by them is described by the tensor of rate of seismotectonic (fractural) deformation, $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ [Yunga, 1990]:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (7)$$

where the summation is performed over seismic events numbered using the index α , N is the number of events. In the case when the time period is expressed in years, the tensor $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ is also called the average annual increment of seismotectonic deformation (STD). In the works [Lukk, Yunga, 1979; Yunga, 1990], it was proposed to approximate (7) with the following expression:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum M_0^{(\alpha)} \cdot \sum m_{ij}^{(\alpha)} = I_\Sigma \sum m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (8)$$

where the scalar characteristic of the seismotectonic deformation increment I_{Σ} , called the STD intensity, is introduced.

Formulas (7) and (8) indicate the possibility of relationship between the dynamic parameters of the sources (in particular, the seismic moment M_0) and the parameters of the tensor of STD increment. The targets of this work involve the analysis of such relationships, with the use of the seismic data for the Northern and Central Tien Shan.

The displacement D in expression (4) describes the asymptotic value of the relative movement of the break sides at $t \rightarrow \infty$ [Riznichenko, 1985; Boatwright, 1980; Scholz, 2002]. According to the known solutions of the wave equations for spherically diverging seismic waves, D is proportional to the low-frequency limit of the spectral displacement density Ω_0 , which is registered in the wave zone, remote from the break [Aki, Richards, 1983]. The seismic moment is also proportional to Ω_0 (hereinafter, we will call this parameter the spectral density for brevity, following the terminology of [Scholz, 2002, 2019] and other works). It should be noted that M_0 is considered the most adequate indicator of an earthquake intensity ("strength" of the event) [Hanks, Kanamori, 1979], it does not depend on the details of the process development in the source, in particular, on those described by the parameter of the high-frequency part of spectral density – the angular frequency f_0 (cutoff frequency).

The expression for computation of the seismic moment M_0 on the basis of spectral parameters is written as [Aki, Richards, 1983; Riznichenko, 1985; Boatwright, 1980]:

$$M_0 = 4\pi \rho R V_s^3 \Omega_0 / \Psi_0, \quad (9)$$

where R is a distance from the source to a station or to a reference point, where the spectrum is determined, ρ – rocks density in the source area, V_s – shear waves velocity, Ψ_0 – factor of radiation directivity from the source (its averaged value is taken as 0.64 for the source, described as a jumping offset on the nodal plane [Riznichenko, 1985]). The factor Ψ_0 is insensitive to the break model in a source, therefore the estimation error for M_0 by the formula (9) does not exceed 10–15 % [Ruff, 1999; Scholz, 2002].

Value of the stress drop characterizes the average difference between the shear stress in the fault prior the earthquake (σ_0) and after it (σ_1) [Gibowicz, Kijko, 1994]. This parameter is determined by the average displacement D , normalized

to the characteristic size of the source r_1 , using the following expression [Kostrov, 1975; Kocharyan, 2014; Brune 1970, 1971; Ruff 1999; Mori et al., 2003]:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 = C_\sigma G D / r_1, \quad (10)$$

where coefficient $C_\sigma \sim 1$ by adequate choice of characteristic size r_1 , which may differ from the mentioned above radius r in the case of the non-circular source.

For the circular zone of break of a radius r (area $S = \pi r^2$), the characteristic size r_1 can be identified with the radius r , and then the expression for the stress drop $\Delta\sigma$ would take the form $\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / \pi r^3$. Coefficient C_σ for the case of a circular rupture is determined in [Eshelby, 1957]: $C_\sigma = 7\pi/16 \approx 1.37$, and the following expression may be obtained from (10):

$$\Delta\sigma = 7M_0 / 16 r^3, \quad (11)$$

which is most often used to estimate the $\Delta\sigma$ from the seismic data [Brune, 1970, 1971; Scholz, 2002].

The source radius r in the expression (11) is determined by the formula [Scholz, 2002; Abercrombie, Rice, 2005; Scuderi et al., 2016]:

$$r = k V_s / f_0, \quad (12)$$

where k – a numerical coefficient depending on the break model in the source. Angular frequency f_0 in (12) is characterized by the properties, that the model displacement spectrum $S(f)$ [Scholz, 2002] passes the crossing point, and the corresponding velocity spectrum has a maximum in this point. Substitution (12) into (11) gives a general expression for the stress drop in terms of the seismic moment and angular frequency:

$$\Delta\sigma = (7 / 16 k^3) \cdot M_0 f_0^3 / V_s^3, \quad (13)$$

which will be used below for comparison with dependence of the seismic energy and the specific seismic energy on f_0 .

Beforehand, let us consider the choice of rupture models in the source determining the value of the coefficient k in (12), which can significantly affect the error in computation of the source radius and, hence, the stress drop. Two models are most often used to determine the dynamic parameters of the source from the spectra parameters: the almost classical Brune model [Brune, 1970, 1971] and the Madariaga model [Madariaga, 1976, 1979].

When using the simplest Brune model [Brune, 1970], $k = k_B = 0.37$ and expressions (11, 13) determine the so-called Brune radius, $r = r_B$. In this source model, it is assumed that the displacement occurs simultaneously and “instantly” over the entire discontinuity plane, which has the form of a circle with a radius r . The source zone is spherical with the same radius.

In modern works [Boore, 2003; Abercrombie, Rice, 2005; Lancieri et al., 2012; Kaneko, Shearer, 2014; et al.], the Brune model is characterized as *ad hoc*, because it does not follow directly from theoretical calculations. Meanwhile, it is based on general physical principles (due to which the low-frequency limit of the spectral displacement density is correctly described, and the decrease of this displacement density is proportional to $1/f^2$ in the high-frequency region). In these and other works, it is argued that the Brune model (expression (12) with the coefficient $k = k_B = 0.37$) gives an overestimated value of the source radius. So the estimation of the stress drop $\Delta\sigma$, which is obtained by substituting this value of k in (13), may be underestimated several times [Abercrombie, Rice, 2005]. Nevertheless, the use of the simplest Brune model can be justified when comparing the computations of dynamic parameters with previous results for a given region, obtained by seismogram records at analog stations.

In the Madariaga model [Madariaga, 1976, 1979], a disk-shaped crack is considered as a source; it grows radially with a velocity $V_R \sim (0.7-0.9)V_S$ and stops, when its radius reaches the maximum value, called the radius of rupture r_M . The source is considered to be cylindrically symmetrical. In this model, the angular frequency depends not only on the source radius, compared with r_M , but also on the rupture velocity V_R . In most studies, for estimating the focal radius it is assumed that $V_R \approx 0.9 V_S$ [Abercrombie, Rice, 2005; Kaneko, Shearer, 2014; etc.], and then the coefficient k in (12) for the Madariaga model becomes equal to $k = k_M = 0.21$. Since the source radius in the Brune model is 1.76 times larger than in the Madariaga model, and the value of stress drop is inversely proportional to the cube of the radius, the discrepancy in $\Delta\sigma$ in these models, turns out to be fivefold (or rather, 5.5 times).

The computations carried out in [Kaneko, Shearer, 2014], which involved the cohesion effects (the limit of the stress value at the front of the growing crack) allowed to improve the Madariaga model (circular expanding crack) and showed,

in particular, that at the same rupture velocity of $0.9 V_S$ the coefficient in formulas (12), (13) should be taken equal to $k = k_{KS} = 0.26$ (Kaneko, Shearer). Thus, the source radius is estimated to be 24 % larger in comparison with the Madariaga model, and the stress drop is 1.9 times less than for this one, but 2.9 times larger than for the Brune model.

Other works are also well known [Moskvina, 1969 a, b; Sato, Hirasawa, 1973; Kwiitek, Ben-Zion, 2013], in which the values of the source radius and the stress drop are predicted approximately in the middle between the values of these parameters in the Brune and Madariaga models. In particular, in [Sato, Hirasawa, 1973], a circular rupture model similar to the Madariaga case was considered, and the value of the coefficient $k = k_{SH} = 0.29$ was identified.

Based on the general physical principle of results conformity, it can be confirmed that expression (12) with the Kaneko–Shearer coefficient ($k = 0.26$) gives the most reliable estimation of the source radius. In the hydrodynamics of continuous media and physical acoustics, the problem of acoustic radiation by an oscillating body in a liquid medium is known and solved [Landau, Livshits, 1988]. The angular frequency f_0 in the spectrum of such radiation is highly correspondent with the “geometric” condition, that half of the wavelength $\lambda/2$ at a given frequency is equal to the overall size (diameter of the radiator), i.e. $r = \lambda/4$. Turning from a liquid medium to a solid earth, one can easily obtain expression (12) with a “general physical” estimation of the coefficient $k_{OF} = 0.25$ from the condition that $\lambda = V_S/f_0$ for the shear-waves concerned.

Thus, the improved Madariaga–Kaneko–Shearer model appears to be preferred to other models. The value of $k_{KS} = 0.26$ corresponding to this model (very close to the general physical estimation) may be implied as “effective”, $k = k_{ef}$ for mass computations with the formulas (12, 13). The difference with estimates of the stress drop obtained for other rupture models (Brune, Madariaga, Sato, etc.) from the results of the $\Delta\sigma$ computation using $k_{ef} = 0.26$ does not exceed 2.9 times. In fact, this is a possible systematic error, which is appropriate to be compared with the cases of 2–3-fold discrepancies in the values of the seismic moment in the definitions by different authors. It should be noted, that the Brune model is still being applied in recent works [Ide et al., 2003; Oth et al., 2010; Baltay et al., 2011; Cotton et al., 2013; Pacor et al., 2016; Safonov et al., 2017].

The results of computation of the source radius and the stress drop using any model allow to construct the distribution of these values over the area and in time. These distributions, as well as the relative values of r and $\Delta\sigma$, are more informative than their absolute values.

Further, the computation of the source radius and, accordingly, the level of the stress drop is given for two models: $k = k_B = 0.37$ (Brune's model); $k = k_{ef} = 0.26$ (Madariaga–Kaneko–Shearer).

Seismic energy E_s , i.e. a part of the deformation energy, emitted in the form of seismic waves, is also proportional to displacement D and rupture area S , like the seismic moment (4):

$$E_s = \sigma_a S D \quad (14)$$

Expression (14) includes apparent stress σ_a (see (3)). It shows the value of shear stress, for which the work done during the displacement on D value.

Seismic energy can be estimated by the spectral parameters of seismic waves Ω_0 and f_0 in a reference point at a distance from the source [Boatwright, 1980], with the contribution of S-waves being the most significant. Compact expressions for E_s can be obtained if the radiation directivity from the source is not taken into account [Boatwright, 1980; Madariaga, 2011]. Here is a simplified derivation of the relationship between E_s and angular frequency f_0 , i.e. the spectrum parameter [Madariaga, 2011]. Since the energy flux density in the wave is proportional to the square of the mass velocity $\dot{u}^2$:

$$w(R, t) = \rho V_s \dot{u}^2(R, t), \quad (15)$$

then neglecting the inhomogeneity mentioned

$$\begin{aligned} E_s &= 4\pi R^2 \rho V_s \int_0^\infty \dot{u}^2(R, t) dt = \\ &= 4R^2 \rho V_s (2\pi)^3 \int_0^\infty f^2 \cdot u_F^2 df, \end{aligned} \quad (16)$$

where u_F – Fourier harmonic of displacement, expressed in terms of simple (non-cyclical) frequency f . Substitution of the frequency dependence u_F in (16) according to the spectral Brune model [Brune, 1970]: $u_F = S(f) = \Omega_0 / (1 + f^2 / f_c^2)$ provides the following expression after transformations:

$$E_s = 8\pi^4 R^2 \rho V_s \Omega_0^2 f_c^3. \quad (17)$$

As seen from (17), seismic energy depends heavily on the parameter f_c , which describes the spectrum behavior in the high-frequency range

and has the same physical meaning as f_0 from (12), (13). This may display the sensitivity of E_s to the rupture velocity in a source [Hanks, Kanamori, 1979].

By combining (9) and (17), one can obtain a convenient expression for relationship between the seismic energy, the seismic moment and the angular frequency ($f_c \approx f_0$) [Madariaga, 2011]:

$$E_s = \frac{1}{2} \pi^2 \Psi_0^2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5 \approx 2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5. \quad (18)$$

Since the S -waves velocity is nothing other than $(G/\rho)^{1/2}$, the expression (18) can be simplified, and it followed from (18), that the specific seismic energy is proportional to the factor $(f_0 / V_s)^3$:

$$e_{PR} = 2 (M_0 / G) f_0^3 / V_s^3 \quad (19)$$

Since the V_s / f_0 ratio characterizes the source radius r [Brune, 1970, 1971], the cube of its value is proportional to the source volume, and therefore e_{PR} can be expressed in terms of the volume density of the seismic moment and the shear modulus (average parameter).

One can see from (19) that the specific seismic energy, quite like $\Delta\sigma$ in (11), depends on the volume density of the seismic moment only. Expressions (13), (19) provide the relation between e_{PR} and $\Delta\sigma$:

$$e_{PR} = 32 k^3 \Delta\sigma / 7G, \quad (20)$$

where coefficient of proportionality k is determined by the choice of the source model only (Brune, Madariaga etc.) and does not depend on the angular frequency and the dynamic parameters. Since $\Delta\sigma$ and e_{PR} are proportional to each other, e_{PR} can be estimated by $\Delta\sigma$ value and conversely.

Estimates of the stress drop and the specific seismic energy (review of the results)

Specific seismic energy e_{PR} , as a characteristics of rock destruction, is convenient for comparison of events of various scales [Kocharyan, 2016]. Under the assumption that the similarity conditions are satisfied and the source zone physics is unified, the value of e_{PR} should not depend on the scale.

Scaling (scaling dependence, model) of the specific seismic energy is automatically extended to the stress drop, because these parameters are proportional to each other. With this in mind, we will consider the results both for the stress drop

and for the specific seismic energy (or the energy E_s itself, recalculated to e_{PR}).

It is generally believed, that both the stress drop and the apparent stress σ_a (14) should be roughly proportional to the level of stresses acting on the fault. So, it seems natural that an increase in the level of lithostatic stresses should, on average, bring to a proportional increase in $\Delta\sigma$ and σ_a . For example, in [Rautian, Khalturin, 1991], a growing trend was noted for apparent stress with increasing depth for both crustal and deep earthquakes in the Pamir. At the same time, other studies [Choy, Boatwright, 1995; Rodkin, 2001a; Choy et al., 2006] for crustal earthquakes did not find any significant increases in $\Delta\sigma$ and σ_a with the source depth. Thus, according to the data of [Rodkin, 2001b], the apparent stress, on average, increases by 1.5 times with a growth of the source depth from 10 to 50 km, i.e. an increase in lithostatic stress by more than 5 times.

Reviewing the results of laboratory experiments [Kocharyan et al., 2013], one can conclude that even a small change in the characteristics of the fault filler has a radical effect on the stress jump amplitude; at this, such a change does not practically affect the value of the Coulomb fracture strength.

A significant scatter of the values of $\Delta\sigma$ (and, accordingly, e_{PR}) is a fairly common result, which has been noted in various works [Gibowicz, Kijko, 1994; Tomic et al., 2009; Hua et al., 2013]. Figure 1 a demonstrates a similar scatter when plotting the distributions of the angular frequency as a function of M_0 on a double logarithmic scale, according to [Hua et al., 2013]. In this case, the family of straight lines with a given slope corresponds to the $\Delta\sigma$ values. Figure 1 b shows a similar construction for the data obtained in this work, as well as from other sources.

Explanations of a wide scatter of the $\Delta\sigma$ values are most often limited by gen-

eral considerations about the heterogeneity of the geophysical medium and the different strength of the material.

In the works of M.V. Rodkin [Rodkin, 2001 a, b], a number of contradictions in traditional models of source domain is considered, and the

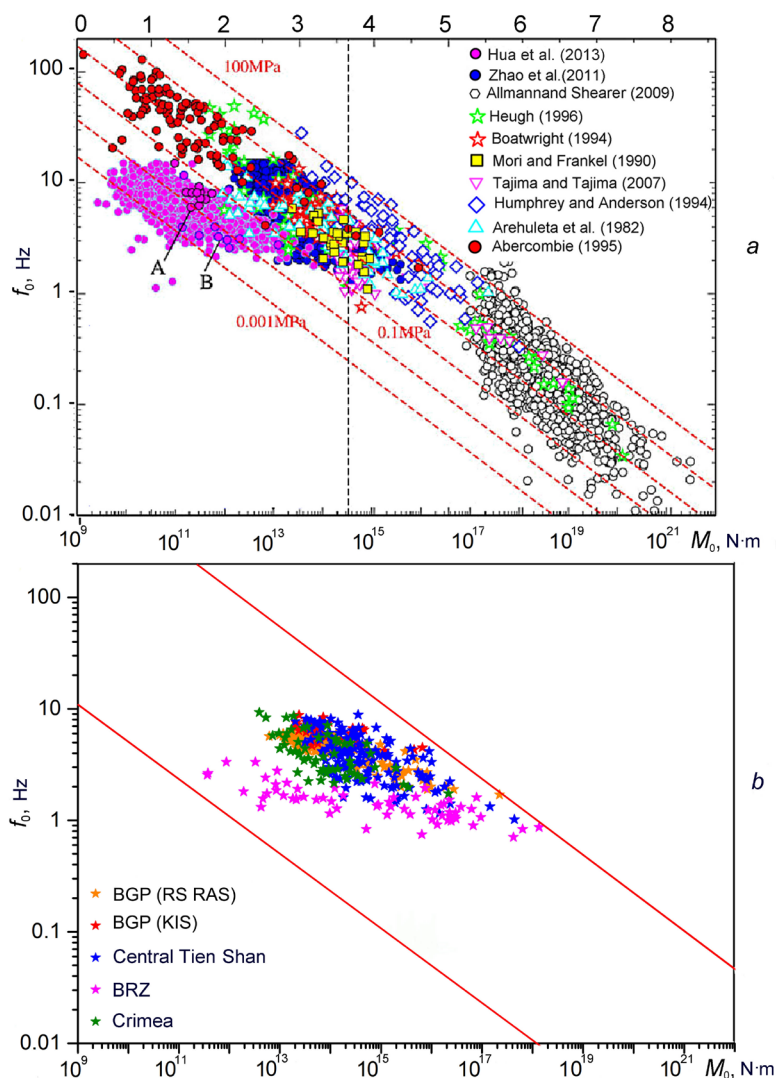


Figure 1. Angular frequency depending on the seismic moment: a – graph from [Hua et al., 2013]. Dashed lines show the stress drop 0.001, 0.01, 0.1, 1, 10 and 100 MPa. Vertical dashed line designates the limit of maximum amplitude for the data [Hua et al., 2013]. Pink circles are the data on induced seismicity appeared when the Longtan reservoir filling (about 15 thous. of events at the depth from 4 to 10 km); Other symbols designate the data from [Allmann, Shearer, 2009]; b – the data for regions: BGP (Bishkek geodynamic polygon) according to [Sycheva, Bogomolov, 2016]; BGP (KIS, Kyrgyz Institute of Seismology) – (Grin et al., 2002¹; Kal'met'eva et al., 2003²); Central Tien Shan – [Sycheva, 2020]; BRZ (Baikal rift zone) – [Dobrynina, 2009]; Crimea – [Pustovitenco et al., 2013]. Boundaries are marked with red lines according to the Figure 1 a.

¹ [Explanatory note to the completion protocol for III, IV quarters of 2001 and I quarter of 2002]. Authors: Grin T.P., Kal'met'eva Z.A., Chekhovskaya R.A. [Experimental and methodical expedition of the NAS of KR], 2002, 66 p.

² [Explanatory note to the completion protocol of the works on processing and using the data of KNET for III quarter of 2002, I, II, III quarters of 2003]. Authors: Kal'met'eva Z.A., Moldobekova S.K., Chekhovskaya R.A. [Experimental and methodical expedition of the NAS of KR], 2003, 124 p

incompleteness of such explanations is noted. Within the framework of the fluidmetamorphogenic model of seismogenesis, he proposed an alternative interpretation of the different results shown in Figure 1 a.

Hypothetically, one of the factors, contributing to the scatter of $\Delta\sigma$ values, is the peculiar properties of technogenic earthquakes sources. In a number of works, it was previously assumed that for such sources the average stress drop is lower than for natural earthquakes [Fehler, Phillips, 1991; Abercrombie, Leary, 1993; McGarr, 1993; etc.]. The assumptions leaned upon the statistics for a large number of seismic events, according to which the values of the angular frequency of technogenic earthquakes are lower, when compared to ordinary tectonic ones. The stress drop turns out to be lower too, at close values of M_0 , since, according to (13), $\Delta\sigma \sim M_0 f_0^3$. This generalization applies primarily to weak seismic events for which the dynamic parameters were not computed using the Brune model. For strong technogenic earthquakes (mainly with $M > 4.5$), when using the Brune model, the estimated differences in f_0 estimates become insignificant or are not observed at all [Tomic et al., 2009; Hua et al., 2013]. It is important to note that such events are characterized by pure shift, as well as natural tectonic earthquakes.

Value of the stress drop is on average about 3 MPa for interplate earthquakes, and for intraplate ones it is about 10 MPa. This complies with the specific seismic energy values according to (20): $e_{PR} \sim 0.2 \cdot 10^{-4}$ for interplate earthquakes and

$e_{PR} \sim 0.8 \cdot 10^{-4}$ for intraplate ones. According to the results of computations carried out in [Sycheva, 2020] and in this work below (see the table in the Appendix, hereinafter A1, and in web of the Journal in format Excel), for intraplate earthquakes on the territory of BGP and the Central Tien Shan, the average value of the stress drop is 10.8 and 10.5 MPa, and the median averaged values of $\Delta\sigma$ are 1.7 and 3.5 MPa respectively.

We now turn to a review of the results for the specific seismic energy, or the emitted energy E_s , which can be converted to e_{PR} by simple calculation. Noteworthy is the E_s and e_{PR} data for the seismic events near mining plants, where dense seismological networks have been deployed according to the technology. It is natural to compare the results of mass determinations of e_{PR} and $\Delta\sigma$ in the Northern and Central Tien Shan (according to the KNET network) with these data.

Figure 2 a shows the examples of measurements of the seismic energy and the seismic moment obtained at the mines in Poland (Rudna mine) and Finland (Pyhäsalmi mine). In the area of the Rudna copper mine, the events with the moment magnitudes from 1.4 to 3.5 were studied [Domański, Gibowicz, 2008]. The dynamic parameters were determined for approximately 600 events, and all their sources had a mechanism of the horizontal shift. It follows from the results [Domański, Gibowicz, 2008] that the dependence of the specific seismic energy on the value of M_0 is described by the model:

$$e_{PR} = 3.8 \cdot 10^{-10} M_0^{0.28}, \quad (21)$$

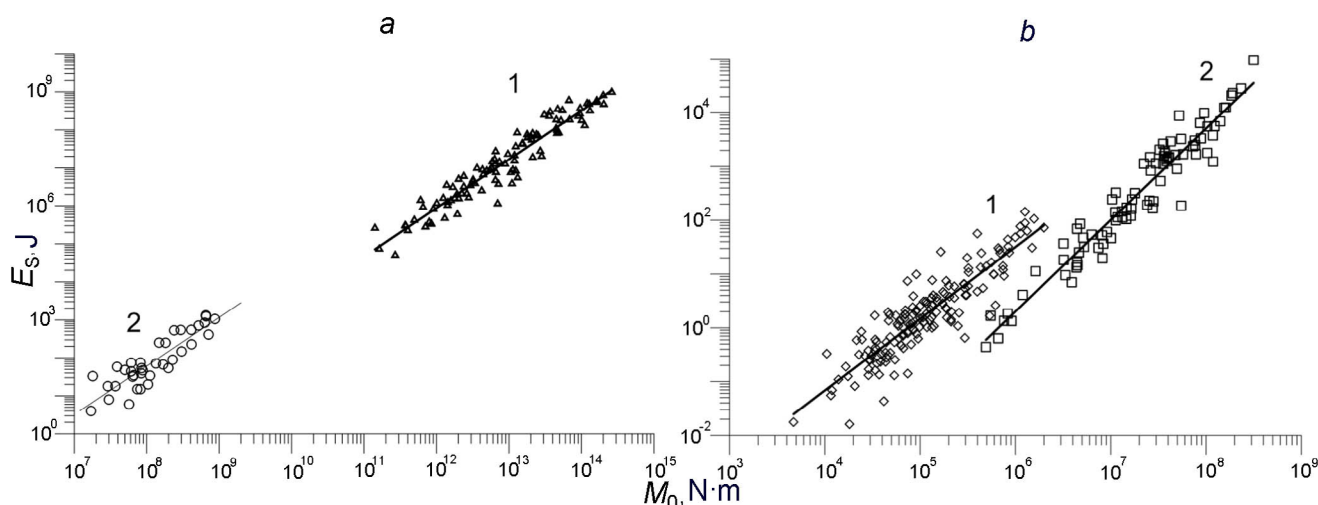


Figure 2. Emitted energy E_s dependence on the value of the seismic moment M_0 : a – for the events at the Rudna (1) and Pyhäsalmi (2) mines; b – for the events at the Strathcona mine, Sudbury field (1) and at the underground observatory in Manitoba, Canada (2). Hereinafter the symbols are measurements results, lines – the best approximation. The figure is from [Besedina et al., 2015].

which corresponds to the solid line in Figure 2 a (graph 1). The correlation (21) shows that the value of e_{PR} , as well as the proportional parameter $\Delta\sigma$ ($\Delta\sigma \sim e_{PR}$), increases with the growth of the seismic moment. Thus, the similarity condition is not met.

Figure 2 a (graph 2) also presents the results of E_s and M_0 measurements for weak seismic events probably caused by mining activity at the Pyhäsalmi mine [Oye et al., 2005]. For the Pyhäsalmi mine, where the mining depth reaches 1400 m (more than that in the previous example), at a fairly significant level of tectonic stresses, the $e_{PR}(M_0)$ dependence can be described in the following form:

$$e_{PR} = 3.6 \cdot 10^{-9} M_0^{0.28}, \quad (22)$$

where the power-law dependence on the seismic moment is the same as in (21), but the coefficient is an order of magnitude greater.

At the observatory in Manitoba, Canada, the seismic events were recorded during the drilling and blasting drivage of vertical shaft 4.6 m in diameter in weakly fractured granite at a depth of about 400 m [Gibowicz et al., 1991]. After each blast, the number of events was increasing rapidly during 2 h, followed by an exponential decay to the background level. It follows from the results of [Gibowicz et al., 1991], that the model relationship (regression shown in Figure 2 b, graph 2) for the specific seismic energy can be written in the form:

$$e_{PR} = 3.1 \cdot 10^{-7} M_0^{0.33}. \quad (23)$$

For microseismic events associated with a drivage in the Strathcona mine of the Sudbury field (Canada) at a depth of about 700 m [Urbanic, Young, 1993], the dependence constructed from the results of E_s and M_0 measurements (Figure 2 b, graph 2) is equivalent to the following model for e_{PR} :

$$e_{PR} = 1.24 \cdot 10^{-10} M_0^{0.7}. \quad (24)$$

This model indicates a deviation from the similarity law more significant than in the previous examples.

For seismicity, induced by reservoir filling in China (1616 earthquakes in the range of magnitude M_L 0.1–4.2 [Hua et al., 2013]), the power-law dependence $e_{PR} \sim M_0^{0.63}$ was identified with an exponent close to (24).

Two model relationships (regressions) $E_s(M_0)$ with exponents significantly exceeding unity were obtained. For the seismicity initiated by massive explosions at the Tashtagol mine (Figure 3 a) [Malovichko A., Malovichko D., 2010]. The measurements were carried out in 2006 (graph 1) and 2008 (graph 2) in the same place before and after a series of blasts with similar mass of charge. The e_{PR} dependences for two graphs in Figure 3 a are described by the expressions:

$$e_{PR} = 4.6 \cdot 10^{-15} M_0^{0.97}, \quad e_{PR} = 2.6 \cdot 10^{-11} M_0^{0.67} \quad (25)$$

Expressions (25) and Figure 3 a show, that for the events occurred in 2008 the value of emitted energy is, on average, in order of magnitude higher than for events of 2006, but the power at M_0 in the second case is lower than in the first one.

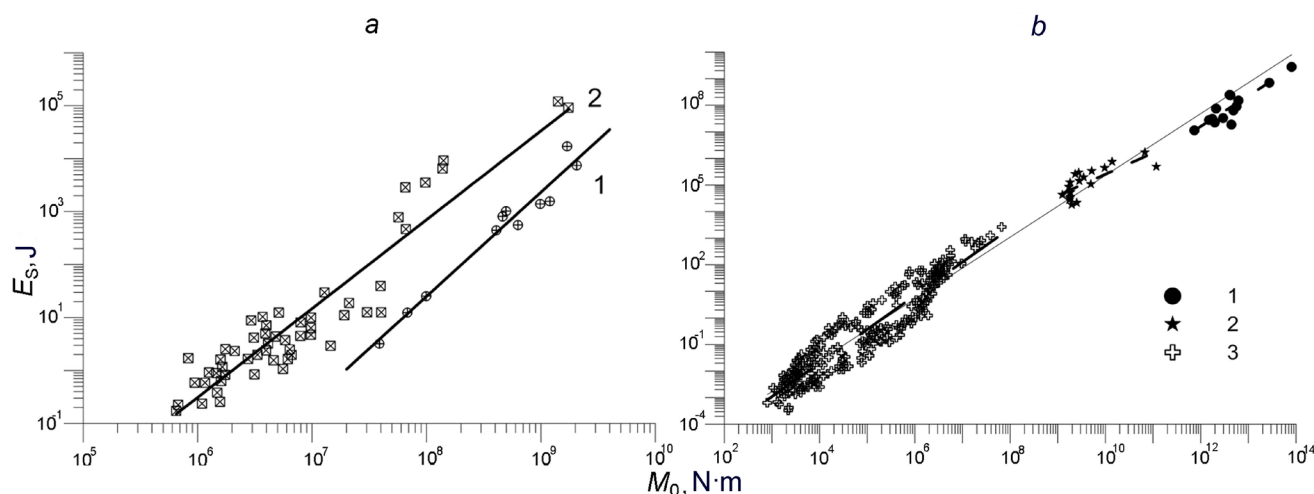


Figure 3. Dependence of the emitted energy E_s on the value of seismic moment M_0 : a – for the events at Tashtagol field during measurements of 2006 (1) and 2008 (2) according to the data of [Malovichko A., Malovichko D., 2010]; b – for the events at the deep mines of South Africa according to the data of: 1 – [McGarr, 1994], 2 – [Yamada et al., 2007]; 3 – [Kwiatek et al., 2011]. The figure is from [Kocharyan, 2016].

Figure 4 presents an estimate of the specific seismic energy according to the data on the dynamic parameters of the sources of seismic events at quarries and mines of Vorcuta [Besedina et al., 2015]. The value of e_{PR} is in the range $\sim 10^{-7}$ – 10^{-5} , and the best power-law approximation can be written in a form:

$$e_{PR} = 5.6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.16}. \quad (26)$$

A generalization [Kocharyan, 2016] shows that averaging over all published data on the emitted seismic energy brings to the dependence $E_s(M_0)$ very close to linear. The corresponding regression for the specific seismic energy is described by expression:

$$e_{PR} = 2.3 \cdot 10^{-6} M_0^{0.04}, \quad (27)$$

in which the near – zero power of M_0 may indicate the realization of the geometric similarity [Kocharyan et al., 2016]. This result is in accordance with the conclusions [Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015] and other works on the statistical independence of $\Delta\sigma$ from the seismic moment or magnitude, due to the proportionality of the values of e_{PR} and the stress drop $\Delta\sigma$ (20). According to [Kocharyan et al., 2016], the similarity relations are the most accurate for medium-scale earthquakes: in the range of $10^{15} < M_0 < 10^{20}$ N·m ($3.9 < M_w < 7.3$). For weak seismicity, primarily technogenic, a significant scatter of the exponents of the power-law dependence of e_{PR} on the seismic

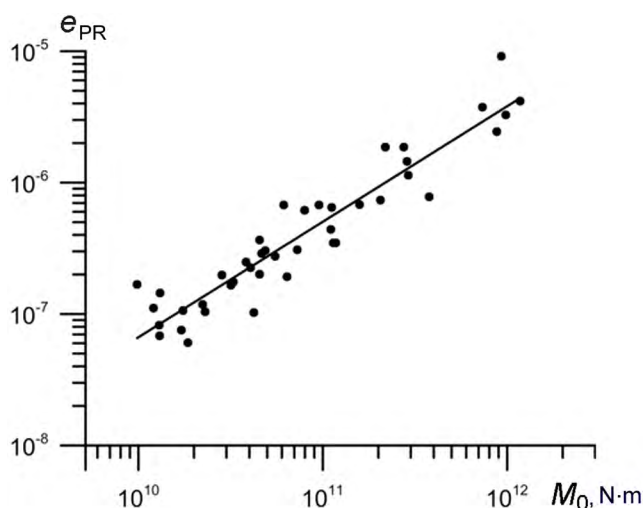


Figure 4. Dependence of the specific seismic energy on the event scale in the vicinity of Vorcuta mining plants, the line is a regression with a determination factor $R = 0.89$, according to [Besedina et al., 2015].

moment is noted. For the above examples of regressions (21)–(27), the range of changes in these exponents is from -0.2 to 0.97 , which indicates a deviation from self-similarity of earthquake sources [Kocharyan et al., 2016]. The higher the exponent in the $e_{PR}(M_0)$ dependence, the more pronounced the difference from self-similarity.

The presence of an increasing dependence (regression) of the specific seismic energy on M_0 can be confirmed using the results of the angular frequency f_0 determination, obtained in (Grin et al., 2002³; Kalmetyeva et al., 2003⁴; [Dobrynina, 2009; Pustovitenco et al. others, 2013; Sycheva, Bogomolov, 2016; Sycheva, 2020]) (Figure 1 b). Using expression (19) it is possible to compute the value of e_{PR} for each event by the data on the angular frequency and the seismic moment. Figure 5 shows the results of computation of the specific seismic energy of earthquakes in the same regions as shown in Figure 1 b (according to the data from the cited sources). This figure also shows the e_{PR} values for the events in a zone around the South Kuril Islands, determined from the values of the seismic energy E_s and the seismic moment M_0 from the catalog of earthquakes DP in the northwestern Pacific for 1969–1996 [Burymskaya, 2001].

According to Figure 5, main range of values of the specific seismic energy is from 10^{-6} to 10^{-3} , when the range of seismic moment M_0 is from 10^{13}

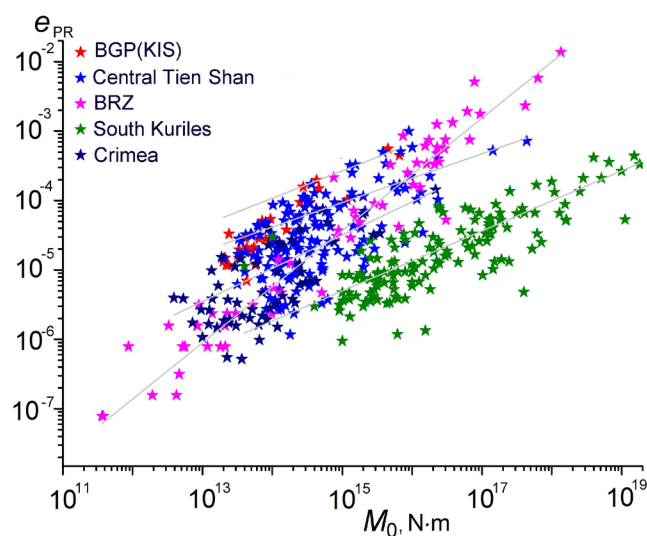


Figure 5. The specific seismic energy depending on the seismic moment for the earthquakes in the same regions as shown in Figure 1 b, as well for the South Kuril Islands (according to the materials [Burymskaya, 2001; Bogomolov et al., 2015]).

³ Explanatory note... , 2002.

⁴ Explanatory note... , 2003.

to 10^{18} N·m. The value of e_{PR} varies within the widest range for the Baikal rift zone and the Central Tien Shan. For the Northern Tien Shan (BGP), the variation range of e_{PR} is narrower, from $2 \cdot 10^{-6}$ to $3 \cdot 10^{-4}$. Figure 5 shows, that the distributions of e_{PR} values on a double logarithmic scale admit a linear regression (linear dependence of $\ln e_{PR}$ on $\ln M_0$) in all studied regions. This regression is equivalent to the power-law dependence $e_{PR}(M_0)$. The form of the dependence of the specific seismic energy on the seismic moment for each of the studied regions is given in the Table 1.

According to the Table 1, the power of M_0 in the expressions describing the relationship between e_{PR} and M_0 vary from 0.39 to 0.81. The highest value of exponent, indicating a deviation from self-similarity, was noted for the Baikal rift zone, and the lowest one – for the Central Tien Shan.

Concluding the discussion of the results on specific seismic energy, noting again the proportionality of the e_{PR} and $\Delta\sigma$ values. Due to this, the power regressions for e_{PR} can be extended to the stress drop in the same regions. Possible reasons for the deviation from the similarity law for seismicity localized in certain regions are detail discussed in [Kocharyan, 2012], where it is noted that the dependence of the elastic modulus of the rock on the scale plays the main role for the weak events. This explanation, most likely, may be referred to the Northern and Central Tien Shan.

Mass estimates of the stress drop and other dynamic parameters of the earthquake sources in the Northern Tien Shan

This section presents the results of a study of the dynamic parameters of the sources of 183 earthquakes ($K = 8.7\text{--}14.8$) occurred in the Northern Tien Shan (on the territory of BGP) during the period 1998–2017. On the example of this region, the relationship between the stress drop and the value of the seismic moment, the type of focal mechanism, and other parameters has been studied in detail. For the 183 considered events, focal spectra of seismograms were constructed and the following dynamic parameters were determined: scalar seismic moment M_0 , focal radius r , values of shear stress drop $\Delta\sigma$, seismic energy E_s and specific seismic energy e_{PR} were determined. Computation technique of the DP by the parameters of focal spectra, adapted for the seismograms recorded by the KNET network [Sycheva, 2016], was described in detail in previous works [Sycheva, Bogomolov, 2014, 2016]. The results of the DP computation are presented in the table A1 (see the Appendix). For most part of the considered earthquakes (158 out of 183 events), the type of focal mechanism was determined by the signs of the P -waves first arrivals (using the same technique as in [Sycheva et al., 2005]).

Table 1. Regression dependences of the specific seismic energy on the seismic moment for various regions and zones of Northern Eurasia and adjacent areas

Region	Source	Determinations quantity, N	$e_{PR}(M_0)$
BGP (by the data of Kyrgyz Institute of Seismology)	[Grin et al., 2002 ⁵ ; Kal'met'eva et al., 2003 ⁶]	30	$3.3 \cdot 10^{-10} M_0^{0.39}$
Central Tien Shan	[Sycheva, 2020]	150	$5 \cdot 10^{-12} M_0^{0.47}$
Baikal rift zone	[Dobrynina, 2009]	62	$2.7 \cdot 10^{-17} M_0^{0.81}$
Southern Kurils	[Burymskaya, 2001]	171	$1.6 \cdot 10^{-12} M_0^{0.43}$
Crimea	[Pustovitenko et al., 2013]	58	$2.1 \cdot 10^{-12} M_0^{0.47}$
Rudna mine, Poland	[Domański, Gibowicz, 2008]	~600	$3.8 \cdot 10^{-10} M_0^{0.28}$
Pyhäsalmi mine, Finland	[Oye et al., 2005]	No data available	$3.6 \cdot 10^{-9} M_0^{0.28}$
Tashtagol mine, mountain Shoriya	[Malovichko A., Malovichko D., 2010]	«	$4.6 \cdot 10^{-15} M_0^{0.97}$ (2006) $6 \cdot 10^{-11} M_0^{0.67}$ (2008)
Quarries and mines, Vorcuta	[Besedina et al., 2015]	«	$5.6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.16}$
Yunnan province, China	[Hua et al., 2013]	1616	$\sim M_0^{0.63}$

⁵ Explanatory note... , 2002.

⁶ Explanatory note... , 2003.

The values of the spectral parameters: the angular frequency f_0 and the spectral density Ω_0 , which are the initial values for the DP computation are given in the Table 1 (columns 9, 10). For the considered events ($M = 2.7-6.0$), Ω_0 varies from $2.6 \cdot 10^{-6}$ to $9.5 \cdot 10^{-2}$ m/s, and f_0 varies from 1.7 to 6.0 Hz (that corresponds to a rupture time in the source of 0.6–0.17 s). The data on Ω_0 and f_0 allow to compute the values of the earthquake dynamic parameters in the Northern Tien Shan. The values of rock density in the source and the shear wave velocities were taken respectively equal to $\rho = 2.6$ g/cm³ [Chediya, 1986] and $V_s = 3.5$ km/s [Roecker et al., 1993] for computation of the scalar seismic moment M_0 , source radius r , stress drop $\Delta\sigma$, emitted seismic energy E_s , and specific seismic energy e_{PR} according to the expressions (9), (11)–(13), (17), (18). The results of computation of these dynamic parameters are presented in the Table A1 in the columns 11–17.

Table 2 shows the correlation coefficients between the dynamic parameters of earthquake sources and their magnitude, between the scalar seismic moment and other DP, as well as some regression dependences. The highest correlation coefficient is between the seismic moment M_0 and the seismic energy E_s ($k = 0.98$), the lowest one is between M_0 and the angular frequency ($k = 0.59$).

Consider the features of the distributions of the parameters of the spectral characteristics Ω_0 , f_0 and dynamic parameters for 183 events from the Table A1.

Table 2. Regression dependences and correlation coefficients between the dynamic parameters of earthquake sources and their magnitude and the seismic moment

Parameters	k	Model
$e_{PR} \leftrightarrow M_0$	0.74	$e_{PR} = 6 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$
$\Delta\sigma \leftrightarrow M_0$	0.74	$\Delta\sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} M_0^{0.59}$
$f_0 \leftrightarrow \lg M_0$	0.85	$f_0 = -1.16 \lg M_0 + 21.0$
$\lg \Omega_0 \leftrightarrow M$	0.89	$\lg \Omega_0 = 1.11 M - 8.27$
$\lg M_0 \leftrightarrow M$	0.89	$\lg M_0 = 1.11 M + 10.1$
$\lg E_s \leftrightarrow \lg M_0$	0.98	$\lg E_s = 1.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{PR} \leftrightarrow \lg M_0$	0.92	$\lg e_{PR} = 0.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{PR} \leftrightarrow M$	0.78	$\lg e_{PR} = 0.63 M_0 - 7.1$
$r_M \leftrightarrow \lg M_0$	0.84	$r_M = 81.0 \lg M_0 - 926.4$

Note. Regression dependences for the source radius and the stress drop are given for the Madariaga–Kaneko–Shearer model.

The spectral density and the scalar seismic moment

The distribution of the parameter Ω_0 (on a logarithmic scale) depending on the magnitude is shown in Figure 6 a, the distribution of the scalar seismic moment for the same events ($M_0 \sim \Omega_0$) is shown in Figure 6 b. These logarithmic distributions are well described by the ramping up trend. For the scalar seismic moment, the regression of $\lg M_0$ and M (the best model) can be written in the form:

$$\lg M_0 = 1.1 M + 10.1. \quad (28)$$

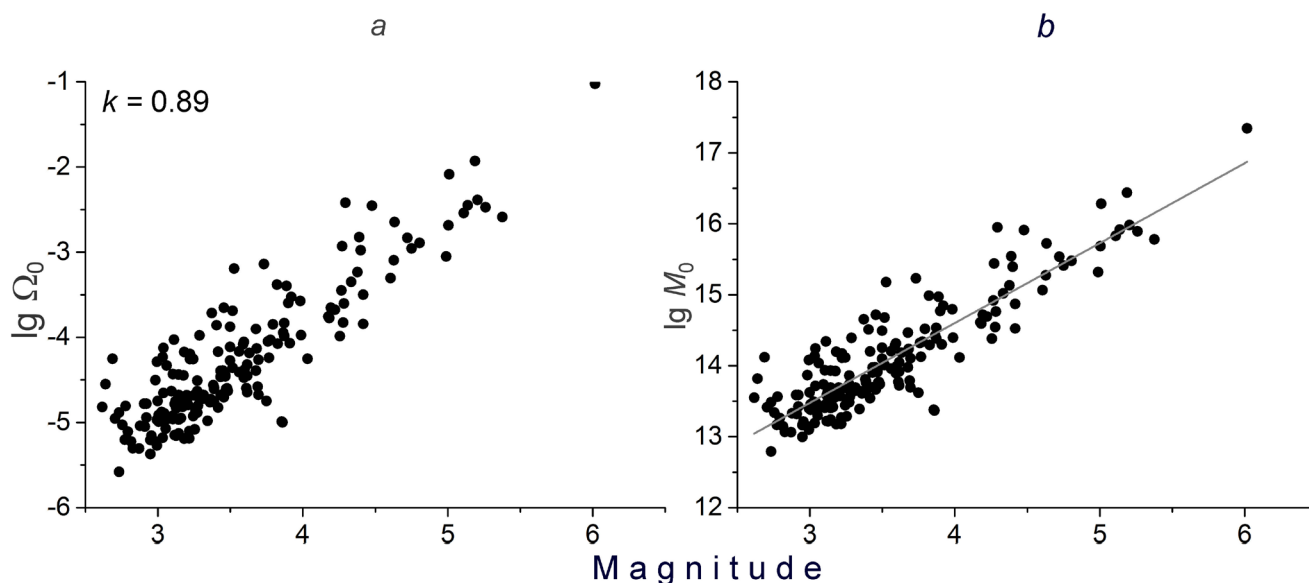


Figure 6. Logarithmic distributions of the spectral density (a) and the scalar seismic moment (b) depending on the magnitude.

The correlation coefficient between the values of $\lg M_0$ and M is 0.89. The deviation relative to the linear model (regression lines in Figure 6 b) has a uniform character over the entire range of the considered magnitudes.

For the considered events, the magnitude range is $-2.2 \leq M \leq 6.0$, and the values of M_0 are in the range from $2 \cdot 10^{12}$ до $2.2 \cdot 10^{17}$ N·m. Due to the presence of scatter and a relatively narrow range of magnitudes, the distribution of $\lg M_0$ also complies (with the accuracy of 10 %) with the well-known expression (1) [Riznichenko, 1985].

Taking into account the high value of the correlation coefficient between the magnitude and the logarithm of the seismic moment, below we will consider the DP distribution depending on $\lg M_0$ in some cases.

The angular frequency and the source radius

Figure 7 shows the distribution of f_0 depending on $\lg M_0$. The values of angular frequency are typically fall with increasing of $\lg M_0$ or the magnitude (Figure 7a). The source radius was determined by the values of the angular frequency using the expression (12). To ease the comparison with the other works, the table A1 provides the values of the source radius according to the Brune model, r_B , with a factor in (12) equal to $k = 0.37$ (column 12), and for the Madariaga–Kaneko–Shearer model, r_M , with $k = 0.26$ (column 14). The distribution of r_M values depending on the logarithm of the seismic moment is shown in Figure 7 b. Range of the radius r_M is approximately 150–450 m. The value of the Brune radius is 1.42 times greater than r_M ,

and the r_B values belong the interval from approximately 210 to 640 m.

Distribution of the source radiuses in Figure 7 b admits a linear approximation in value of $\lg M_0$: $r_M = 81 \lg M_0 - 926 = 98M - 135$. Deviations of r_M from the linear model for the events with $\lg M_0 < 14.5$ were lower than that for the events with $\lg M_0 \geq 14.5$. The correlation coefficient between values of the r_M and $\lg M_0$ is about 0.84.

The seismic energy and the specific seismic energy

Logarithmic distribution of the seismic energy E_s and the specific seismic energy e_{PR} versus the values of $\lg M_0$ is shown in Figure 8. The seismic energy varies in the range from $1.0 \cdot 10^7$ to $7.6 \cdot 10^{12}$ J (see the Table A1, column 16). The linear model describing the E_s distribution has the form of $\lg E_s = 1.59 \lg M_0 - 13.2$, and the correlation coefficient between the seismic energy and the scalar moment is $k = 0.98$ (Figure 8 a). The e_{PR} parameter for the considered events is of the order from $0.2 \cdot 10^{-5}$ to $\sim 10^{-3}$ (see the Table A1, column 17). The distribution of $\lg e_{PR}$ is also described by a linear model (Figure 8 b), although, in this case, scatter of values relative to the regression line is greater in comparison with the case in Figure 8 a. The expression for the linear model (regressional dependence) has a form

$$\lg e_{PR} = 0.59 \lg M_0 - 13.2 = 0.64 M - 7.1, \quad (29)$$

$$M_0 \text{ (N·m)},$$

and the correlation coefficient between the value of $\lg e_{PR}$ and the magnitude is 0.78. Dependence (29) can also be written in a power-law

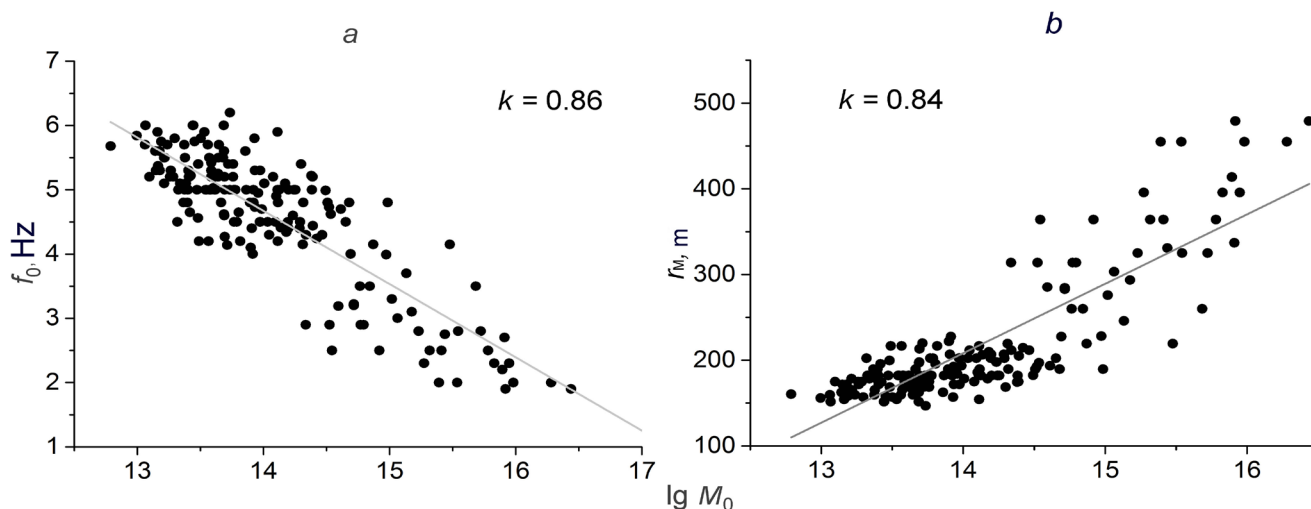


Figure 7. The values of the angular frequency (a) and the source radius (b) (according to the Madariaga–Kaneko–Shearer model) in comparison with $\lg M_0$.

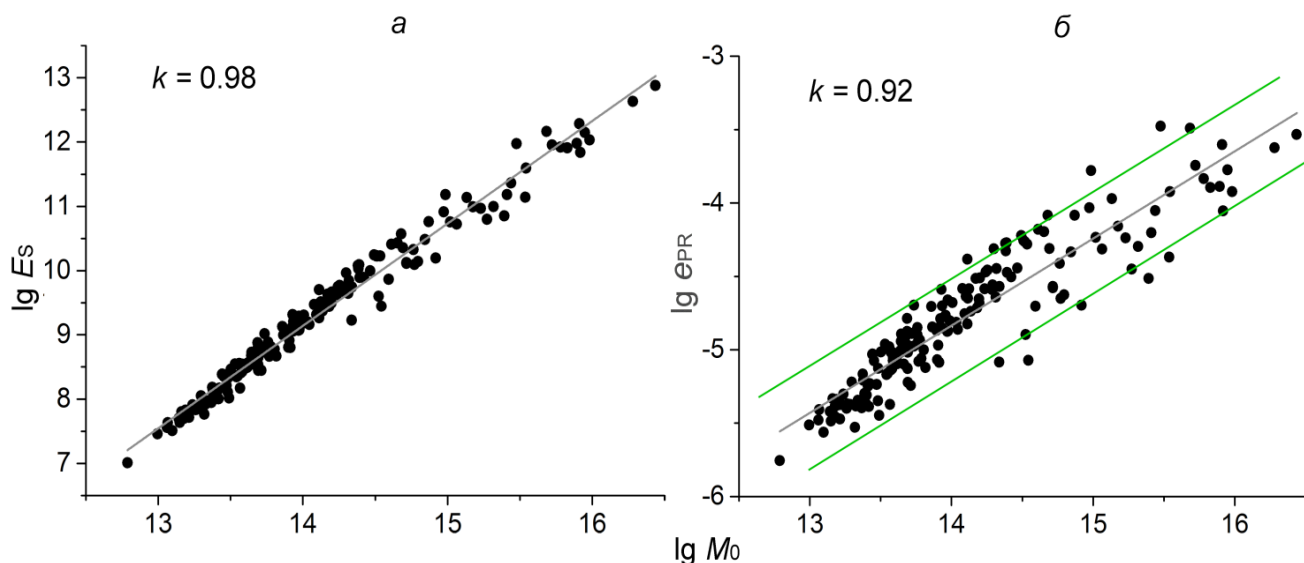


Figure 8. Distribution of the seismic (a) and the specific seismic (b) energy depending on the seismic moment on a double logarithmic scale.

form: $e_{PR} = 7 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$ indicating the power of M_0 , which is important for comparison of the DP in different regions. This exponent is also significant in relevance to the similarity of earthquake sources.

Figure 8 b shows, that the e_{PR} values are localized in a band, which boundaries are parallel to the approximating straight line: about 95 % of significant points fall within such bands. The boundaries of the localization band of the $\lg e_{PR}$ values in Figure 8 b are determined by the relation: $0.59 \lg M_0 - 13.6 \leq \lg e_{PR} \leq 0.59 \lg M_0 - 12.9$.

The stress drop and their approximations (regressions)

The values of the stress drop determined by the Madariaga–Kaneko–Shearer model, lie in the range from 0.6 to ~120 MPa (see the Table A1), except for one event – Kochkor earthquake, December 25, 2006, which parameters are $M_0 \sim 2 \cdot 10^{17}$ N·m and $\Delta\sigma \sim 630$ MPa, that radically differs from the parameters of other events. During the statistical data processing, it was excluded from the computations.

In accordance with the expressions (11), (12) the values of $\Delta\sigma$ for the Brune model (describing the values of the source radius 1.42 times greater than the Madariaga–Kaneko–Shearer model) are 2.9 times less than that given above. Distribution of the stress drop along with the values of $\lg M_0$ is shown in Figure 9 a. The best approximation of the $\Delta\sigma$ distribution is a power-law dependence on M_0 . Let us explain this circumstance. According to the expressions (13), (19), (20), the values of

the stress drop and the specific seismic energy are proportional to each other: $\Delta\sigma \sim e_{PR}$. Therefore, the distribution of $\lg \Delta\sigma$ may differ from the distribution of $\lg e_{PR}$ (Figure 8 b) only by a vertical shift by some constant. For the computation results $\Delta\sigma$ (Table A1), the following approximation was obtained: $\Delta\sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} M_0^{0.59}$. The correlation coefficient between the stress drop and the seismic moment is $k = 0.74$ (Table 2).

One can see in Figure 9 a, that scatter of $\Delta\sigma$ values relative to the regression line increases for the events with $\lg M_0 > 14.5$ (magnitudes $M > 4.0$ according to (28)). Taking this into account, the issue of correlations between $\Delta\sigma$ and $\lg M_0$ were analyzed in more details. For this purpose, several samples of the events were formed (Table 3), and the correlation coefficients were determined for each of them. The first two samples were specified in accordance with the values of $\lg M_0$, the energy scale of the earthquakes: the first sample was formed by the events from Table A1

Table 3. Regressions dependences and correlation coefficient between the stress drop and the seismic moment for various samples of the events

Sample for $\Delta\sigma$	k	Model
All $\Delta\sigma$	0.74	$\Delta\sigma = 3 \cdot 10^{-8} M_0^{0.59}$
$\lg M_0 < 14.5$	0.89	$\Delta\sigma = 4 \cdot 10^{-11} M_0^{0.8}$
$\lg M_0 \geq 14.5$	0.65	$\Delta\sigma = 6 \cdot 10^{-7} M_0^{0.50}$
$\Delta\sigma < 10$ MPa	0.57	$\Delta\sigma = 4 \cdot 10^{-8} M_0^{0.58}$
$\Delta\sigma \geq 10$ MPa	0.67	$\Delta\sigma = 8 \cdot 10^{-5} M_0^{0.37}$

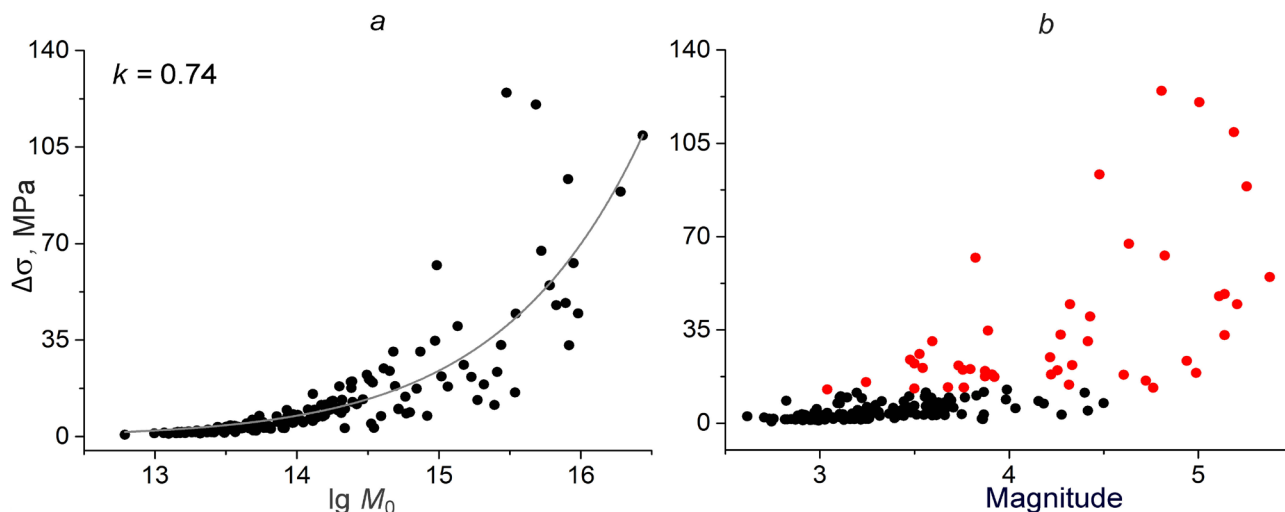


Figure 9. The stress drop distribution (the Madariaga–Kaneko–Shearer model) for 182 events from the Table A1 compared with the values of $\lg M_0$ (a), and the result of the significant points clustering (b) in the $\Delta\sigma(M)$ graph according to the following criteria: $\Delta\sigma \geq 10$ MPa (red dots) and $\Delta\sigma < 10$ MPa (black dots).

with $\lg M_0 < 14.5$, and the second sample – by ones with $\lg M_0 \geq 14.5$. Two more samples were formed on the basis of the stress drop: the third sample included events with $\Delta\sigma < 10$ MPa, and the fourth one – $\Delta\sigma \geq 10$ MPa. A distinction based on the $\Delta\sigma$ criterion closely matches the selection of two clusters in the distribution of significant points in Figure 9 b resulted from application of the GDBSCAN clustering algorithm [Ling, 1972; Sander et al., 1998]. The distribution of the stress drop for the first two samples is shown in Figure 10 a, for the latter ones – in Figure 10 b.

Table 3 presents the values of correlation coefficients between the stress drop and the logarithm of the seismic moment for the samples described

above, as well as for the general sample from 182 events. For the samples with $\lg M_0 \geq 14.5$ and $\Delta\sigma \geq 10$, the correlation coefficients are lower than that for the general sample, and a significant scatter of values in relation to the regression line is observed. A high correlation coefficient for the events with $\lg M_0 < 14.5$ becomes evident in the graph in Figure 10 a, since the points of the values of $\Delta\sigma$ in this figure are localized closer to the regression line to a greater extent than the points for another sample of events (in crimson). The correlation coefficient is low for $\Delta\sigma < 10$ MPa is low, that is explained by a small change in the values of the stress drop for the considered sample of the events (black dots in Figure 10 b).

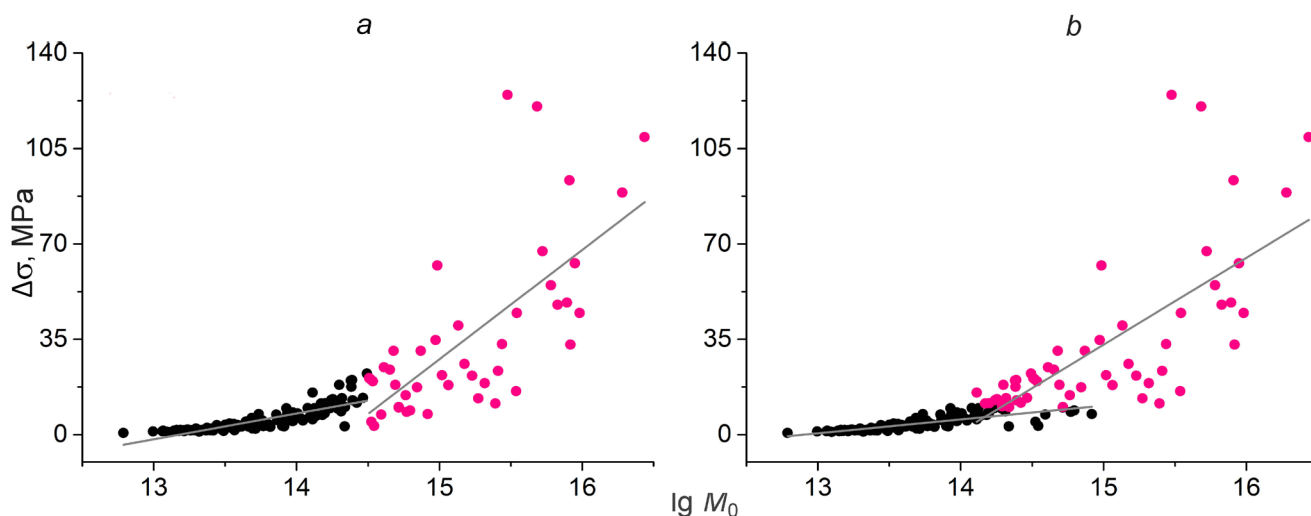


Figure 10. The stress drop distribution depending on a logarithm of the scalar seismic moment: a – for the events with $\lg M_0 < 14.5$ – highlighted in black, $\lg M_0 \geq 14.5$ – highlighted in crimson; b – for the events with $\Delta\sigma < 10$ – highlighted in black, for $\Delta\sigma \geq 10$ MPa – highlighted in crimson.

Obtained regressions, in which the power of M_0 exceeds 0.37, as well as Figure 10, point to the absence of self-similarity for the earthquakes' sources on the BGP territory in terms of the stress drop and the specific seismic energy.

Stress drop and focal mechanisms

To study this dependence of the values from the Table A1, we selected the events, in which the stress drop was more than 29 MPa (according to the Madariaga–Kaneko–Shearer model, column 15 in the Table A1). The number of such events is 20. We also selected 20 events with the minimum value of the stress drop. It is worth to remind, that the column 13 in the Table A1 shows the values of $\Delta\sigma$ according to the Brune model, which were considered in previous works [Sycheva, Bogomolov, 2014, 2016]. Figure 11 shows the epicentral position and focal mechanisms of the earthquakes from these two quantiles. The position of the events of the first group is highlighted in black, the second one – in gray, and their focal mechanisms are shown in the upper and lower parts of the figure, respectively. The spatial position of the events of the two classes coincides only

partly. Most part of the events of the first sample is of thrust focal mechanism only (3, 4, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 17, 18, 19) or thrust-shift one with a minimal shift component (1, 2, 5, 6, 14, 20). For the second sample, the main part of events is formed by thrust-shifts or strike-slips; only events no. 10, 11, 12, 15, 17, 18 can be classified as thrusts. The observed distribution of mechanisms can demonstrate the presence of a relationship between the type of focal motion (the mechanism) and the stress drop.

For a more detailed analysis of the relationship between the stress drop and the types of the focal mechanism according to the Table A1, we selected the samples for the most common types of focal movements: thrusts (TH, 57 events), thrust-shifts (TH-S), 38 events, including oblique faults), and horizontal shifts (SH, 46 events). For thrusts, the median average of $\Delta\sigma$ is 4.9 MPa, for thrust-shifts – 6.1 MPa, and for horizontal shifts – 3.7 MPa. The percentage of events with certain values of the stress drop is determined for each sample. Information on the distribution of the number of events of the three most common types of focal mechanisms (TH, TH-S, and SH) is presented in the Table 4 and Figure 12 with the color markers.

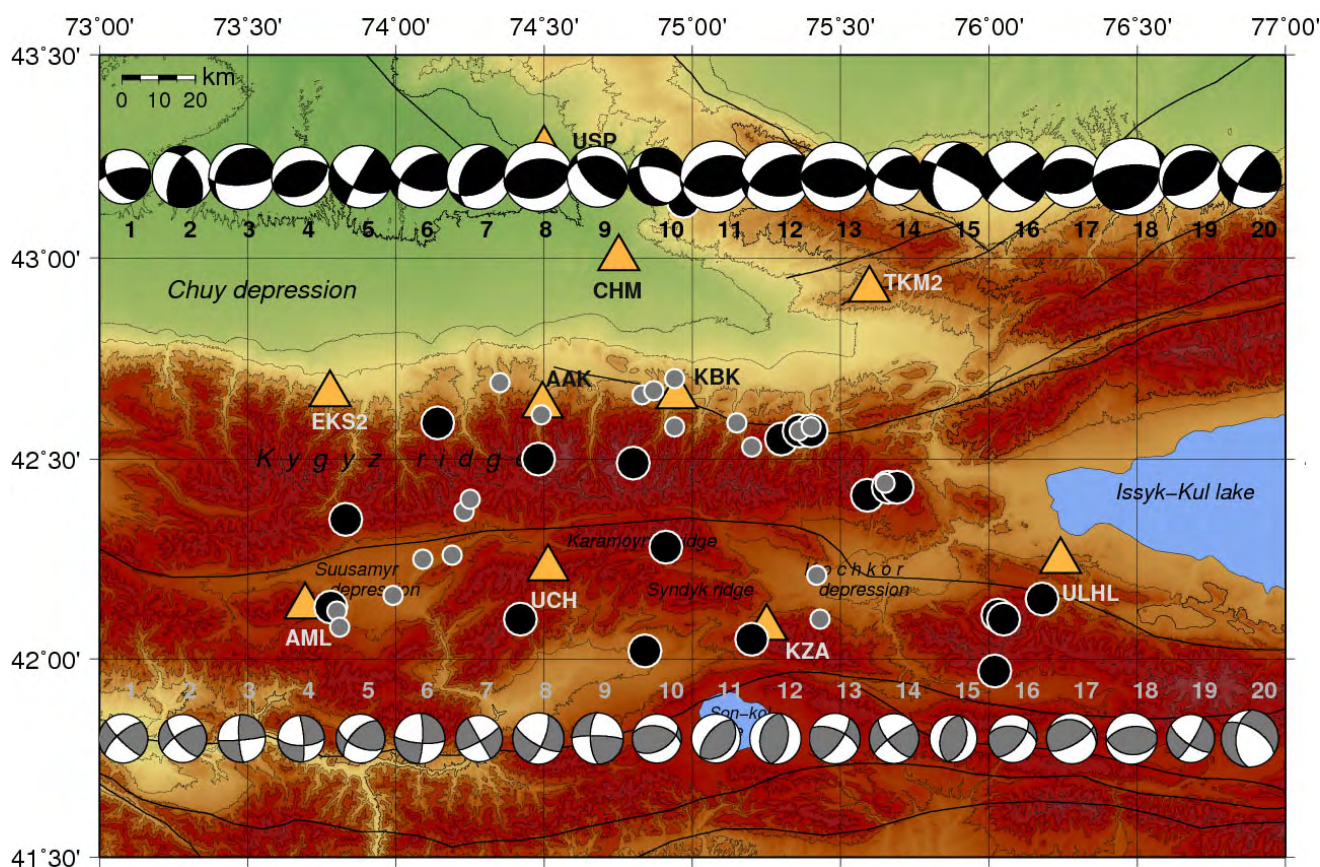


Figure 11. Epicentral position of the events from two samples for $\Delta\sigma$ and focal mechanisms of these events. Black circles – the events with $\Delta\sigma > 29$ MPa, grey circles – the events with minimum values of $\Delta\sigma$ (according to [Sycheva, Bogomolov, 2016]).

Table 4. The distribution of the events of different types of focal mechanisms over the intervals of the stress drop on the territory of BGP (according to the data of the Table A1)

$\Delta\sigma$ interval, MPa	TH	TH-S	SH
	N (%)	N (%)	N (%)
0–1	–	–	1 (2.2)
1–3	15 (25.4)	9 (23.7)	16 (33.3)
3–9	21 (36.4)	14 (36.8)	18 (40)
9–27	11 (20)	11 (28.9)	8 (17.8)
27–81	9 (16.4)	3 (7.9)	2 (4.4)
>81	1 (1.8)	1 (2.6)	1 (2.2)
All $\Delta\sigma$	57	38	46

It is seen from the Table 4, that more than 70 % of the events of shift type (SH) are in the range of to the stress drop of 1–9 MPa. For thrusts and thrust-shifts the distributions are wider, and the absolute and relative quantity of the events of TH-type are greater than SH-type for all stress drop intervals in the range $\Delta\sigma > 9$ MPa.

A somewhat different sampling was carried out in order to validate statistically the prevalence of thrusts and thrust-shifts (oblique faults, in particular) among the events with the stress drop exceeding 9–10 MPa, a somewhat different sampling was carried out. Since the median average of $\Delta\sigma$ for the entire catalog (Table A1) is 4.9 MPa, it is possible to form two samples with an equal number of events with known DP and type of focal mechanism. This is a sample of the lower stress drop, $\Delta\sigma < 5$ MPa, and a sample of the events with $\Delta\sigma \geq 5$ MPa. For each sample, we identified the percentage of thrusts, thrust-shifts (oblique faults), horizontal shifts and vertical shifts (incisions), as well as normal faults and normal faults with the strike-slip component, i.e. of all realized types of focal movements according to the well-known classification [Yunga, 1990; Sycheva et al., 2005]. The results are shown in Table 5.

As it is seen from the Table 5, the thrust events were almost equally distributed between the

Table 5. The events distribution over the type of focal mechanism for various ranges of $\Delta\sigma$ (according to the data in Table A1)

Movement type	General sample	$\Delta\sigma < 5$ MPa	$\Delta\sigma \geq 5$ MPa
	N (%)	N (%)	N (%)
Thrusts (TH)	57 (35.7)	28 (35)	28 (36.4)
Horizontal shifts (SH)	46 (29.3)	30 (37.5)	16 (20.8)
Thrust-shifts (TH-S)	38 (24.2)	16 (20)	22 (28.6)
Normal faults (NF) and normal faults with strike-slip component (NF-S)	11 (7)	4 (5)	7 (9.1)
Vertical shifts (SV)	6 (3.8)	2 (2.5)	4 (5.2)
All focal mechanisms	158	80	77



Figure 12. Histogram of earthquakes number of different types of focal mechanisms over the stress drop intervals. TH – thrusts, TH-S – thrust-shifts, SH – horizontal shifts.

samples of smaller and larger $\Delta\sigma$. The fraction of thrust-shift events is greater for the sample of $\Delta\sigma \geq 5$ MPa than that in the case of the sample with $\Delta\sigma < 5$ MPa. But the fraction of SH events in the first sample is less than that in the second. Therefore, the events with focal mechanisms of the TH and TH-S types prevail at increased values of the stress drop, that is also seen in Figure 12.

The stress drop and intensity of seismotectonic deformation

When computing the direction and intensity of seismotectonic deformation (STD), the studied territory of the BGP was divided into elementary circular zones with a radius of 0.2° , with the centers at the nodal points of a specially selected grid.

Table 6. The stress drop ranges for the earthquakes on the territory of the BGP (see Figure 13)

Number of events	$\Delta\sigma$ according to the Brune model	$\Delta\sigma$ according to the MKS model
20	$\Delta\sigma \geq 10$ MPa	$\Delta\sigma \geq 29$ MPa
113	$1 \leq \Delta\sigma < 10$ MPa	$2.9 \leq \Delta\sigma < 29$ MPa
50	$\Delta\sigma < 1$ MPa	$\Delta\sigma < 2.9$ MPa

The matrices of individual mechanisms m_{ij} were summed within each cell to compute the STD in accordance with (8). The STD intensity, I_Σ , in the same cell was determined by direct summation of the scalar seismic moments according to (8). The method for the STD intensity computing is described in details in [Sycheva et al., 2009]. To compare the distributions of the stress drop and STD intensity, we use the results from [Sycheva, Mansurov, 2017].

The STD intensity distribution is shown in Figure 13. The maximum of I_Σ is $0.18 \cdot 10^{-9}$ year $^{-1}$. Location of the earthquake epicenters from Table A1, with the stress drop values highlighted in colors, is shown on the same map.

The most part of green and red marks of the events felt into the areas, which are characterized by deformation intensity more than $0.1 \cdot 10^{-9}$ year $^{-1}$, northern slopes of the eastern part of the Kyrgyz range, Karamoinok range, and Sandyk mountains. “Blue” events are not numerous and are equally located in these areas and outside them.

The absence of “red” events in a zone of maximum intensity ($0.18 \cdot 10^{-9}$ year $^{-1}$) can be explained in terms of the trigger effect of an electromagnetic sounding of the crust using the ERGU-600

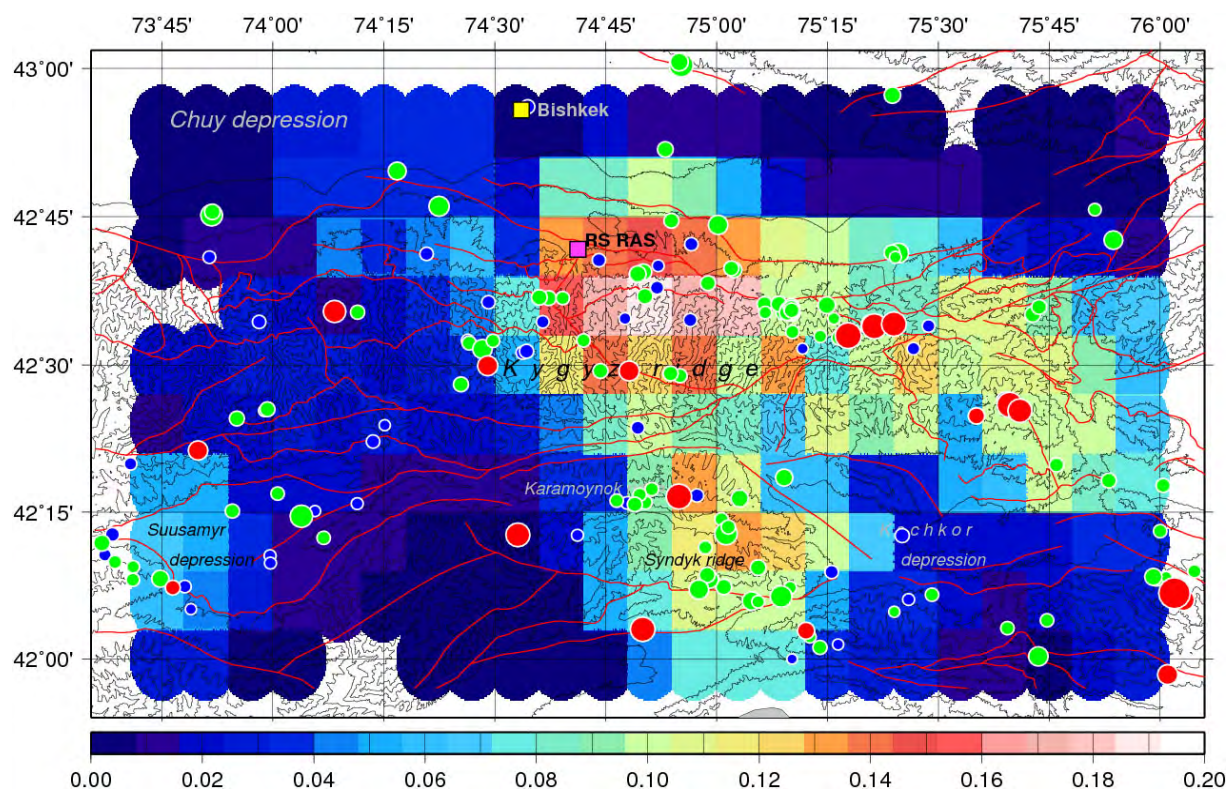


Figure 13. Field of the seismotectonic deformation intensity (color saturation of a square corresponds to the value of I_Σ at the nodal point according to the legend) and studied earthquakes location (marked with circles). Unit is 10^{-9} per year. The size of a circle depends on the event energy class, color of a mark depends on the level of $\Delta\sigma$ (Table 6). Squares: yellow – location of Bishkek, crimson – location of the Research station RAS. Red lines are active faults (according to [Rebetskii, Kuzikov, 2016]).

powerful electric current generator (a geophysical installation for electrical exploration located on the territory of the RS RAS) [Bogomolov et al., 2003; Sychev et al., 2010, 2012]. A decrease in the number of events of moderate strength and a weak seismicity increase were noted in the cited works in the vicinity of the primary dipole location (see the crimson square in Figure 13). It is highly probable that in a zone of maximum STD intensity, the stress drop occurs due to weaker seismicity, and therefore there are no conditions for stress concentration from the surface to a depth of 15 km. The issue of seismic manifestations of electromagnetic soundings on the territory of the BGP was considered in details in [Sychev et al., 2010, 2012; Bogomolov, 2013], but these works did not use the data on the stress drop in the earthquake sources.

Conclusion

To analyze the very knotty issue of the presence or absence of correlations between the stress drop in the sources of earthquakes in Northern Eurasia and their energy characteristic (the seismic moment), we used a databank on the dynamic parameters of the earthquake sources with the energy class $K = 8.7\text{--}14.8$, which occurred on the territory of the Bishkek geodynamic polygon during 1998–2017. After the updating with solutions, this bank of dynamic parameters contains values of the angular frequency, spectral density parameter, scalar seismic moment, source radius, stress drop level, seismic energy and specific seismic energy for 183 events. The databank allows application of statistical methods.

Two models were used to compute the source radius – the Brune approach and the improved Madariaga–Kaneko–Shearer model. According to

the second model, the estimate of the source radius complies with general physical estimates based on the the geoacoustical paradigm. The level of the stress drop in this model is 2.9 times higher than in the Brune one.

For the earthquakes on the territory of the BGP (Northern Tien Shan), the regression – a power-law dependence of the stress drop on the scalar seismic moment, the correlation coefficient being equal 0.74. The main contribution to the correlation is made by seismic events with $M_0 < 3 \cdot 10^{14}$ N·m ($\lg M_0 < 14.5$). For major earthquakes with $\lg M_0 \geq 14.5$, the correlation coefficient between the values of $\Delta\sigma$ and M_0 is no more than 2/3, and this makes understandable the results of works, in which no significant correlations were found between the stress drop and the seismic moment (they did not consider relatively weak events). The presence of an increasing dependence of the stress drop and the specific seismic energy on the seismic moment, identified for the BGP, complies with the results on the $e_{PR}(M_0)$ power-law dependence in a number of other regions of Northern Eurasia.

Comparison of the stress drop in the earthquake sources in the studied area and the types of focal mechanisms showed that for events of the same class with a thrust mechanism, the average level of the stress drop is higher than for events of the same class with other focal mechanisms.

The next stage of studies of the stress drop and the specific seismic energy is to involve considerations of the temporal dependence of these parameters on time, and comparison of their variations with the change in seismic activity and the average intensity of seismotectonic deformations. Another problem to be solved is the assessment of the dynamic stress drop, i.e. the $\Delta\sigma(t)$ dependence during seismic slippage along the fault plane.

The Appendix to the article contains the **Catalog of dynamic parameters for 183 earthquakes in the Northern Tien Shan (1998–2017)**.

The catalog will be posted in the electronic version on the web-site of the journal (<http://journal.imgg.ru/archive>) in Excel.xlsx format, which allows sampling by any criterion.

References

1. Abercrombie R. E., Leary P. **1993**. Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass Southern California: implications for earthquake scaling. *Geophysical Research Letters*, 20(14): 1511–1514.
2. Abercrombie R.E., Rice J.R. **2005**. Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophysical J. International*, 162: 406–424. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02579.x>
3. Aki K., Richards P. **1983**. *Kolichestvennaya seysmologiya. Teoriya i metody* [*Quantitative seismology. Theory and methods*]. Moscow: Mir Publ., vol. 1–2, 880 p. (In Russ.).

4. Allmann B.P., Shearer P.M. **2009**. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 114, B01310. <https://doi.org/10.1029/2008JB005821>
5. Baltay A., Ide S., Prieto G., Beroza G. **2011**. Variability in earthquake stress drop and apparent stress. *Geophysical Research Letters*, 38(6). <https://doi.org/10.1029/2011GL046698>
6. Besedina A.N., Kocharyan G.G., Kishkina S.B. **2015**. Effect of deformation properties of discontinuities on sources of mining-induced seismicity in rocks. Part I: In situ observations. *J. of Mining Science*, 51(4): 707–717. <https://doi.org/10.1134/s1062739115040078>
7. Boatwright J. **1980**. Spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension dynamic stress drop and radiated energy. *Bull. of the Seismological Society of America*, 70: 1–28.
8. Bogomolov L.M. **2013**. Search for new approaches to explain mechanisms of interrelations between seismicity and electromagnetic effects. *Vestnik DVO RAN = Vestnik of the FEB RAS*, 3: 12–18.
9. Bogomolov L.M., Avagimov A.A., Sycheva N.A., Bragin V.D. et al. **2003**. On the interrelation between week seismicity and sounding electric impacts at Bishkek geodynamic testing place. In: *Problems of destructure earthquake disaster prevention*. Almaty-Evero, 175–183.
10. Bogomolov L.M., Sycheva N.A., Zakupin A.S., Kamenev P.A., Sychev V.N. **2015**. Raspredelenie spada napryazheniy v ochagakh zemletryaseniy i proyavleniya triggernykh effektov [Stress drop distribution in sources of earthquakes and trigger effects manifestation]. In: *Triggernye efekty v geosistemakh (Moskva, 16–19 yunya 2015 g.): Materialy tret'ego Vserossiyskogo seminar-soveshchaniya [Trigger effects in geosystems (Moscow, 16–19 June, 2015): Proceedings of the Third All-Russian workshop-meeting]*, IDG RAN [IDG RAS]. Moscow: GEOS, 48–56. (In Russ.).
11. Boore D.M. **2003**. Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and Applied Geophysics*, 160(3): 635–676. <https://doi.org/10.1007/pl00012553>
12. Brune J.N. **1970**. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 75(26): 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/jb075i026p04997>
13. Brune J.N. **1971**. Corrections. *J. of Geophysical Research*, 76(20): 5002. <https://doi.org/10.1029/jb076i020p05002>
14. Burymskaya R.N. **2001**. [Radiation spectral content and the source parameters of earthquake in the northwestern Pacific during 1969–1996]. In: A.I. Ivashchenko (ed.). *Dinamika ochagovykh zon i prognozirovaniye sil'nykh zemletryaseniy severo-zapada Tikhogo okeana [Dynamics of source zones and forecast of the string earthquakes in the northwestern Pacific]*. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN [Institute of Marine Geology and Geophysics], vol. 1: 48–67. (In Russ.).
15. Candela T., Renard F., Bouchon M., Schmittbuhl J., Brodsky E.E. **2011**. Stress drop during earthquakes: effect of fault roughness scaling. *Bull. of the Seismological Society of America*, 101(5): 2369–2387. <https://doi.org/10.1785/0120100298>
16. Chediya O.K. **1986**. *Morfostruktury i noveyshiye tektogenezy Tyan'-Shanya [Morphostructures and recent tectogenesis of Tien-Shan]*. Frunze: Ilim, 315 p. (In Russ.).
17. Choy G.L., Boatwright J.L. **1995**. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9): 18205–18228. <https://doi.org/10.1029/95jb01969>
18. Choy G.L., McGarr A., Kirby S.H., Boatwright J. **2006**. An overview of the global variability in radiated energy and apparent stress. In: *Earthquakes: radiated energy and the physics of faulting*. AGU, 43–57. <https://doi.org/10.1029/170gm06>
19. Cotton F., Archuleta R., Causse M. **2013**. What is sigma of the stress drop? *Seismological Research Letters*, 84(1): 42–48. <https://doi.org/10.1785/0220120087>
20. Dobrynina A.A. **2009**. Source parameters of the earthquakes of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 45(12): 1093–1109. <https://doi.org/10.1134/s1069351309120064>
21. Domański B., Gibowicz S. **2008**. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland. *Acta Geophysica*, 56: 324–343. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0014-1>
22. Eshelby J.D. **1957**. The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems. *Proceedings of the Royal Society of London*, A241(1226): 376–396. <https://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>
23. Fehler M.C., Phillips W.S. **1991**. Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock. *Bull. of the Seismological Society of America*, 81(2): 553–575.
24. Gibowicz S.J., Kijko A. **1994**. *An introduction to mining seismology*. San Diego: Academic Press, 399 p.
25. Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D. **1991**. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2. *Bull. of the Seismological Society of America*, 81: 1157–1182.
26. Hanks T., Kanamori H. **1979**. A moment magnitude scale. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 84: 2348–2350.

27. Hua W., Chen Z., Zheng S. **2013**. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area. *Pure and Applied Geophysics*, 170(5): 767–783.
28. Keylis-Borok V.I., Pisarenko V.F., Solov'ev S.L. et al. **1979**. [Mass determination of focal mechanisms of earthquakes on a computer]. In.: *Teoriya i analiz seysmologicheskikh nablyudeniy* [Theory and analysis of seismological observations]. Moscow: Nauka Publ., 45–59. (Vychislitel'naya seysmologiya [Computational seismology]; vol. 12). (In Russ.).
29. Kocharyan G.G. **2012**. [On radiating efficiency of earthquakes (example of geomechanical interpretation of seismological monitoring data)]. *Dinamicheskie protsessy v geosferakh* [Dynamic processes in the geospheres], 3: 36–47. (In Russ.).
30. Kocharyan G.G. **2014**. Scale effect in seismotectonics. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(2): 353–385. <https://doi.org/10.5800/gt-2014-5-2-0133>
31. Kocharyan G.G. **2016**. *Geomechanics of faults*. Moscow: GEOS, 424 p. (In Russ.).
32. Kocharyan G.G., Markov V.K., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V. **2014**. Mesomechanics of shear resistance along a filled crack. *Physical Mesomechanics*, 17(2): 123–133.
33. Kocharyan G. G., Ivanchenko G. N., Kishkina S. B. **2016**. Energy radiated by seismic events of different scales and geneses. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 52(4): 606–620. <https://doi.org/10.1134/s1069351316040030>
34. Kostrov B.V. **1975**. *Mekhanika ochaga tektonicheskogo zemletryaseniya* [Mechanics of the source of tectonic earthquake]. Moscow: Nauka, 175 p. (In Russ.).
35. Landau L.D., Livshits E.M. **1988**. [Theoretical physics: handbook]. Vol. 6: [Hydrodynamics]. 4 ed. Moscow: Nauka, 736 p. (In Russ.).
36. Lukk A.A., Yunga S.L. **1979**. Seysmotektonicheskaya deformatsiya Garmskogo rayona [Seismotectonic deformation of Garm region]. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli*, 10: 24–43. (In Russ.).
37. Malovichko A.A., Malovichko D.A. **2010**. [Estimation of power and deformation characteristics of the sources of seismic events]. In.: *Metody i sistemy seysmodeformatsionnogo monitoringa tekhnogennykh zemletryaseniy i gornykh udarov* [Methods and systems of seismic deformation monitoring of anthropogenic earthquakes and rock bumps]. Novosibirsk, vol. 2: 66–92. (In Russ.).
38. Moskvina A.G. **1969a**. [The displacement field of elastic waves formed by propagating dislocation]. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli*, 6: 3–10. (In Russ.).
39. Moskvina A.G. **1969b**. [Studies of the displacement fields of elastic waves depending on characteristics of earthquake source]. *Izvestiya AN SSSR, Fizika Zemli*, 9: 3–16. (In Russ.).
40. Pustovitenko B.G., Merger E.A., Pustovitenko A.A. **2013**. [Dynamic parameters of the earthquake foci of Crimea according to digital seismic stations]. *Geofizicheskiy Zhurnal = Geophysical Journal*, 5: 172–186. (In Russ.).
41. Rautian T.G., Khalturin V.I. **1991**. [Focal spectra of earthquakes]. In.: *Zemletryaseniya i protsessy ikh podgotovki* [Earthquakes and their processes of their preparation]. Moscow: Nauka, 82–93.
42. Rebetsky Y.L., Kuzikov S.I. **2016**. Active faults of the Northern Tien Shan: tectonophysical zoning of seismic risk. *Russian Geology and Geophysics*, 57(6): 967–983. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.004>
43. Riznichenko Yu.V. **1985**. *Problemy seysmologii: Izbrannye trudy* [Problems of seismology: Selected papers]. Moscow: Nauka, 408 p.
44. Rodkin M.V. **2001a**. [The problem of the earthquake source physics: models and contradictions]. *Fizika Zemli = Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 8: 42–52.
45. Rodkin M.V. **2001b**. [Statistics of apparent stresses in relation to the origin of an earthquake source]. *Fizika Zemli = Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 8: 53–63.
46. Sychev V.N., Bogomolov L.M., Rybin A.K., Sycheva N.A. **2010**. [The influence of electromagnetic soundings of the crust on the seismic regime of the territory of Bishkek geodynamic test site]. In: *Triggernye efekty v geosistemakh: Materialy Vseros. seminara-soveshch., Moskva, 22–24 iyunya 2010 goda* [Trigger effects in geosystems: Proceedings of All-Russian workshop-meeting, Moscow, 22–24 June, 2010]. Moscow: GEOS, 316–326.
47. Sychev V.N., Bogomolov L.M., Sycheva N.A. **2012**. [On the question of statistical reliability of seismic response by experimental soundings of the earth's crust at the Bishkek geodynamic test site]. In.: *Pyatyy Mezhdunarodnyy simpozium, 19–24 iyunya, 2011 goda «Sovremennye problemy geodinamiki i geoekologii vnutrikontinental'nykh orogenov»* [Proceedings of the 5th International Symposium “Modern problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens”, 19–24 June, 2011]. Bishkek, vol. 1: 273–280.
48. Sycheva N.A. **2016**. [Kyrgyz seismological network KNET]. *Vestnik KRSU [Bulletin of KRSU]*, 16(5): 175–183.
49. Sycheva N.A. **2020**. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan: translation. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 4(2): 178–209. <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.178-191.192-209>

50. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. **2014**. Stress drop in the sources of intermediate-magnitude earthquakes in northern Tien Shan. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 50(3): 415–426. <https://doi.org/10.1134/s1069351314030112>
51. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. **2016**. Patterns of stress drop in earthquakes of the Northern Tien Shan. *Russian Geology and Geophysics*, 57(11): 1635–1645. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.009>
52. Sycheva N.A., Mansurov A.N. **2017**. Comparison of crustal deformation rates estimated from seismic and GPS data on the Bishkek Geodynamic Polygon. *Geodinamika i tektonofizika = Geodynamics & Tectonophysics*, 8(4): 809–825. <https://doi.org/10.5800/gt-2017-8-4-0318>
53. Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Mukhamadeeva V.A., Yunga S.L. **2005**. Determination of seismotectonic crustal strains in the North Tien Shan using focal mechanisms from data of the KNET digital seismic network. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 41(11): 916–930.
54. Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Sychev V.N., Kostuk A.D. **2009**. Intensity of seismotectonic deformations as the indicator of dynamic processes in earth crust (on Tien-Shan example). *Geofizicheskie issledovaniya [Geophysical research]*, 10(2): 37–46. (In Russ.).
55. Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L. **2003**. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5): 2271. <https://doi.org/10.1029/2001JB001617>
56. Kanamori H. **1977**. The Energy Release in Great Earthquakes. *J. of Geophysical Research*, 82(20): 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>
57. Kaneko Y., Shearer P.M. **2014**. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture. *Geophysical J. International*, 197(2): 1002–1015. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu030>
58. Kwiatak G., Ben-Zion Y. **2013**. Assessment of P and S wave energy radiated from very small shear-tensile seismic events in a deep South African mine. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7): 3630–3641. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50274>
59. Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G. et al. **2011**. Source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations. *Bull. of the Seismological Society of America*, 101(6): 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
60. Lancieri M., Madariaga R., Bonilla F. **2012**. Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile. *Geophysical J. International*, 189: 469–480. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05327.x>
61. Ling R.F. **1972**. On the theory and construction of k-clusters. *The Computer J.*, 15(4): 326–332. doi:10.1093/comjnl/15.4.326
62. Madariaga R. **1976**. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. of the Seismological Society of America*, 66: 639–666.
63. Madariaga R. **1979**. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. of Geophysical Research*, 84: 2243–2250. <https://doi.org/10.1029/jb084ib05p02243>
64. Madariaga R. **2011**. Earthquake scaling laws. In: R.A. Meyers, ed. *Extreme environmental events: Complexity in forecasting and early warning*. Springer, 364–383. https://doi.org/10.1007/978-1-4419-7695-6_22
65. McGarr A. **1993**. Factors influencing the strong ground motion from mining-induced tremors. In: R.P. Young, ed. *Rockbursts and seismicity in mines*. Rotterdam, 3–12.
66. McGarr A. **1994**. Some comparisons between mining-induced and laboratory earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 142: 467–489.
67. Mori J., Abercrombie R.E., Kanamori H. **2003**. Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake. *J. of Geophysical Research*, 108(B11): 2545–2556. <https://doi.org/10.1029/2001jb000474>
68. Oth A., Parolai S., Bindi D., Wenz F. **2009**. Source spectra and site response from S-waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes. *Bull. of the Seismological Society of America*, 99(1): 235–254. <https://doi.org/10.1785/0120080059>
69. Oye V., Bungum H., Roth M. **2005**. Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi Ore Mine, Finland. *Bull. of the Seismological Society of America*, 95(3): 1011–1026. <http://dx.doi.org/10.1785/0120040170>
70. Pacor F., Spallarossa D., Oth A., Luzi L., Puglia R., Cantore L., Mercuri A., D'Amico M., Bindi D. **2016**. Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy): evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth. *Geophysical J. International*, 204(2): 697–718. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv448>
71. Parolai S., Bindi D., Durukal E., Grosser H., Milkereit C. **2007**. Source parameters and seismic moment–magnitude scaling for Northwestern Turkey. *Bull. of the Seismological Society of America*, 97(2): 655–660. <https://doi.org/10.1785/0120060180>

72. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L. **1993**. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien-Shan. *J. of Geophysical Research*, 98(B9): 15779–15795. <https://doi.org/10.1029/93jb01560>
73. Ruff L.J. **1999**. Dynamic stress drop of recent earthquakes: Variations within subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154: 409–431. <https://doi.org/10.1007/s000240050237>
74. Safonov D.A., Nagornyykh T.V., Konovalov A.V., Stepanov A.A. **2017**. The moment tensors, focal mechanisms, and stresses on Sakhalin Island. *J. of Volcanology and Seismology*, 11(3): 225–234. <https://doi.org/10.1134/S0742046317030058>
75. Sander J., Ester M., Kriegel H., Xu X. **1998**. Density-Based Clustering in Spatial Databases: The Algorithm GDBSCAN and its applications. *Data Mining and Knowledge Discovery*, 2(2): 169–194. <https://doi.org/10.1023/A:1009745219419>
76. Sato T., Hirasawa T. **1973**. Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. of Physics of the Earth*, 21: 415–431. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.21.415>
77. Shaw B.E., Richards-Dinger K., Dieterich J.H. **2015**. Deterministic model of earthquake clustering shows reduced stress drops for nearby aftershocks. *Geophysical Research Letters*, 42: 9231–9238. <https://doi.org/10.1002/2015gl066082>
78. Scholz C.H. **2002**. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 496 p. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511818516>
79. Scholz C.H. **2019**. *The mechanics of earthquakes and faulting*. 3rded. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 519 p. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>
80. Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C. **2016**. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes. *Nature Geoscience*, 9(9): 695–700. <https://doi.org/10.1038/ngeo2775>
81. Tomic J., Abercrombie R.E., Do Nascimento A.F. **2009**. Source parameters and rupture velocity of small $M \leq 2.1$ reservoir induced earthquakes. *Geophysical J. International*, 179: 1013–1023. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04233.x>
82. Urbancic T.I., Young R.P. **1993**. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$. *Bull. of the Seismological Society of America*, 83: 378–397.
83. Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H. **2007**. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine. *J. of Geophysical Research*, 112, B03305. doi:10.1029/2006JB004553
84. Yunga S.L. **1990**. *Metody i rezul'taty izucheniya seysmotektonicheskikh deformatsiy* [Methods and results of studies of seismotectonic deformations]. Moscow: Nauka, 191 p. (In Russ.).

About the Authors

BOGOMOLOV Leonid Mikhailovich (ORCID 0000-0002-9124-9797), Doctor Sci. in Phys. and Math., Director, Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, bleom@mail.ru
 SYCHEVA Nailia Abdullovna (ORCID 0000-0003-0386-3752), Cand. Sci. in Phys. and Math., senior researcher of GPS Laboratory, Research Station RAS in Bishkek, Kyrgyzstan, nelya@gdirc.ru

Appendix

Table A1. The catalog of dynamic parameters of the earthquakes in the Northern Tien Shan (1998–2017)
Таблица A1. Каталог динамических параметров землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня

Приложение

The table presents: date and time of event, hypocenter coordinates (φ – latitude, λ – longitude), H – depth, K – energy class, M – magnitude, f_0 – angular frequency, Ω_0 – spectral density, M_0 – scalar seismic moment, r – source radius, $\Delta\sigma$ – stress drop, E_s – seismic energy, e_{PR} – specific seismic energy. The types of focal mechanisms: TH – thrust, TH-S – thrust-slip, NF – normal fault, NF-S – normal fault with the strike-slip component, SH – horizontal shift, SV – vertical shift. Dash means that type is not identified.

В таблице представлены: дата, время события, координаты гипоцентра (φ – широта, λ – долгота), H – глубина, K – энергетический класс, M – магнитуда, f_0 – угловая частота, Ω_0 – спектральная плотность, M_0 – скалярный сейсмический момент, r – радиус очага, $\Delta\sigma$ – сброшенные напряжения, E_s – сейсмическая энергия, e_{PR} – приведенная сейсмическая энергия. Тип фокального механизма: ВЗ – взброс, ВЗ-С – взбросо-сдвиг, СВ – сброс, СВ-С – сбросо-сдвиг, СГ – сдвиг горизонтальный, СВ – сдвиг вертикальный. Прочерк – тип не определен.

No	Date	Time	Coordinates		H , km	K	M	f_0 , Hz	Ω_0 , 10^{-5} m·s	M_0 , 10^{14} N·m	$k=0.37$ (Brune model)		$k=0.26$ (Madariaga model)		E_s , 10^9 J	e_{PR} 10^{-5}	Type of focal mechanism
			φ°	λ°							r_B , m	$\Delta\sigma$, MPa	r_M , m	$\Delta\sigma$, MPa			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	26.08.1998	22:50:27.42	42.28	7.01	18.16	9.74	3.19	5.20	1.72	0.40	251	1.11	175	3.27	0.33	0.88	B3 (TH)
2	02.11.1998	00:57:37.10	42.10	75.08	15.64	11.53	4.18	3.19	16.80	3.92	409	2.51	285	7.39	7.31	1.98	B3 (TH)
3	21.11.1998	11:46:09.44	42.24	74.06	20.81	12.50	4.72	2.00	147.00	34.40	652	5.44	455	15.99	138.95	4.28	B3 (TH)
4	24.05.1999	07:39:21.39	42.66	75.04	6.78	10.65	3.69	4.90	5.42	1.27	266	2.94	186	8.64	2.76	2.31	B3 (TH)
5	15.06.1999	07:32:03.52	42.66	75.03	6.98	10.30	3.50	4.50	5.33	1.24	290	2.24	202	6.58	2.06	1.76	B3-C (TH-S)
6	13.07.1999	00:40:40.99	42.14	73.68	13.42	9.66	3.14	5.80	3.64	0.85	225	3.28	157	9.63	2.07	2.58	–
7	14.01.2000	13:27:43.37	42.07	75.74	4.09	9.85	3.25	6.00	2.09	0.49	217	2.08	152	6.11	0.75	1.64	B3-C (TH-S)
8	28.07.2000	17:41:28.00	42.58	74.79	16.5	9.52	3.07	5.22	1.14	0.27	250	0.75	174	2.20	0.15	0.59	B3-C (TH-S)
9	01.08.2000	18:48:51.00	42.10	75.09	16.4	10.1	3.39	4.50	4.64	1.08	290	1.95	202	5.74	1.57	1.54	CG (SH)
10	22.10.2000	00:54:20.68	42.12	75.02	7.06	10.62	3.68	4.30	12.50	2.92	303	4.59	212	13.48	9.94	3.61	B3 (TH)
11	14.12.2000	21:34:25.04	42.63	74.87	12.81	9.61	3.12	5.00	1.64	0.38	261	0.94	182	2.78	0.27	0.74	B3 (TH)
12	14.12.2000	23:47:48.30	42.63	74.87	12.7	10.2	3.44	5.40	1.30	0.31	241	0.95	169	2.78	0.21	0.75	B3 (TH)
13	19.12.2000	07:03:05.20	42.25	74.10	13.2	8.94	2.74	5.68	0.26	0.06	229	0.22	160	0.65	0.01	0.18	CG (SH)
14	21.02.2001	12:15:16.40	42.74	75.00	1.7	11.7	4.28	2.50	15.00	3.49	521	1.08	364	3.17	2.79	0.85	B3 (TH)
15	22.05.2001	15:02:33.60	42.15	76.18	13.2	12.06	4.48	2.70	350.00	81.70	483	31.76	337	93.35	1923.56	25.00	B3-C (TH-S)
16	08.07.2001	11:51:52.70	42.14	74.98	14.1	11.18	3.99	4.44	10.60	2.47	294	4.27	205	12.55	7.82	3.36	B3-C (TH-S)
17	20.08.2001	01:27:05.70	42.14	74.98	6.9	10.47	3.59	4.15	8.80	2.05	314	2.90	219	8.53	4.42	2.28	B3 (TH)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
18	11.09.2001	07:13:42.80	42.41	75.59	6.3	10.88	3.82	4.80	41.50	9.68	272	21.14	190	62.14	151.72	16.64	B3-C (TH-S)
19	13.09.2001	15:38:11.00	42.15	73.58	11.2	8.92	2.73	4.56	1.30	0.30	286	0.57	200	1.67	0.13	0.45	–
20	18.11.2001	01:28:55.40	42.59	74.14	6.5	12.65	4.81	4.15	129.00	30.00	314	42.43	219	124.69	945.19	33.39	B3 (TH)
21	15.02.2002	15:05:56.70	42.57	75.48	11.9	9.41	3.01	5.50	1.03	0.24	237	0.79	165	2.31	0.14	0.62	B3 (TH)
22	10.05.2002	15:35:06.90	42.21	74.55	19.6	13.01	5.01	3.50	207.00	48.40	372	40.97	260	120.41	1469.25	32.25	–
23	17.06.2002	21:03:48.00	42.14	73.75	7.9	10.97	3.87	5.00	10.40	2.42	261	5.98	182	17.59	10.75	4.71	B3-C (TH-S)
24	08.10.2002	17:00:03.65	42.05	75.66	15.84	9.71	3.17	5.25	1.87	0.44	248	1.25	173	3.67	0.41	0.98	B3 (TH)
25	12.11.2002	23:06:11.20	43.20	74.60	10.7	10.21	3.45	4.50	4.05	0.95	290	1.70	202	5.00	1.19	1.34	–
26	08.12.2002	22:00:59.40	42.54	74.44	14.0	10.1	3.39	5.20	2.47	0.58	251	1.60	175	4.71	0.68	1.26	CB-C (NF-S)
27	11.12.2002	14:21:07.60	42.58	74.94	16.7	9.79	3.22	5.30	0.79	0.19	246	0.54	172	1.60	0.07	0.43	B3 (TH)
28	26.01.2003	21:15:53.20	42.68	73.86	13.6	9.48	3.04	5.00	1.28	0.30	261	0.74	182	2.16	0.16	0.58	CT (SH)
29	21.02.2003	10:35:22.20	42.53	74.47	13.1	11.66	4.26	5.22	10.30	2.40	250	6.75	174	19.85	12.04	5.32	CT (SH)
30	04.06.2003	13:45:28.00	43.22	75.22	16.9	9.46	3.03	5.75	0.66	0.16	227	0.58	158	1.71	0.07	0.46	–
31	23.06.2003	20:41:32.90	42.12	75.17	12.9	9.41	3.01	5.75	1.22	0.29	227	1.07	158	3.14	0.23	0.84	B3-C (TH-S)
32	02.07.2003	10:30:14.40	42.69	74.35	20.5	9.79	3.22	5.30	0.65	0.15	246	0.44	172	1.31	0.05	0.35	CT (SH)
33	15.07.2003	10:17:01.84	42.11	75.49	10.51	9.87	3.26	5.50	2.06	0.48	237	1.58	165	4.64	0.56	1.24	CT (SH)
34	24.09.2003	01:51:17.90	42.37	74.23	16.5	9.63	3.13	5.10	0.70	0.16	256	0.43	178	1.26	0.05	0.34	CT (SH)
35	06.10.2003	16:42:13.90	42.50	74.48	16.4	11.95	4.42	4.15	31.80	7.41	314	10.47	219	30.76	57.54	8.24	CT (SH)
36	12.11.2003	05:09:50.30	42.04	75.21	16.9	9.62	3.12	5.22	1.77	0.41	250	1.16	174	3.42	0.36	0.92	B3-C (TH-S)
37	11.12.2003	22:44:35.90	42.42	73.99	6.3	10.41	3.56	5.00	6.80	1.59	261	3.92	182	11.53	4.62	3.09	CT (SH)
38	12.12.2003	05:54:44.10	42.42	73.98	15.2	9.07	2.82	5.60	0.60	0.14	233	0.48	163	1.42	0.05	0.38	–
39	16.01.2004	06:20:04.80	42.70	74.94	14.7	9.73	3.18	5.60	0.64	0.15	233	0.52	163	1.53	0.06	0.41	B3-C (TH-S)
40	16.01.2004	09:06:17.90	42.55	75.30	14.0	13.68	5.38	2.50	259.00	60.40	521	18.65	364	54.82	835.80	14.68	B3 (TH)
41	18.01.2004	13:26:34.98	42.55	75.28	19.08	10.47	3.59	4.80	3.36	0.79	272	1.72	190	5.04	1.00	1.35	B3 (TH)
42	04.02.2004	19:48:15.44	42.83	74.28	6.62	11.26	4.03	4.20	5.57	1.30	310	1.90	217	5.59	1.83	1.50	B3-C (TH-S)
43	13.02.2004	02:01:08.30	42.74	74.90	19.7	10.27	3.48	5.00	2.34	0.55	261	1.35	182	3.96	0.55	1.06	CT (SH)
44	04.03.2004	00:28:54.30	42.09	73.82	14.7	9.17	2.87	5.37	0.63	0.15	243	0.45	169	1.31	0.05	0.35	CT (SH)
45	23.04.2004	16:39:34.50	42.67	74.87	9.11	9.32	2.96	5.70	0.49	0.12	229	0.42	160	1.24	0.04	0.33	CB (SV)
46	13.05.2004	22:37:09.42	42.61	74.62	12.57	10.24	3.47	5.00	3.58	0.84	261	2.07	182	6.07	1.28	1.63	CT (SH)
47	02.06.2004	17:15:10.80	42.28	74.92	17.9	13.25	5.14	2.20	336.00	78.40	592	16.48	414	48.44	957.40	12.97	B3 (TH)

No	Date	Time	Coordinates		H_s , km	K	M	f_0 , Hz	Ω_0 , 10^{-5} m·s	M_0 , 10^{14} N·m	$k=0.37$ (Brune model)		$k=0.26$ (Madariaga model)		E_s , 10^9 J	e_{PR} 10^{-5}	Type of focal mechanism
			φ°	λ°							r_B , m	$\Delta\sigma$, MPa	r_M , m	$\Delta\sigma$, MPa			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
48	20.09.2004	14:25:22.80	42.54	75.23	20.2	9.71	3.17	5.00	1.79	0.42	261	1.03	182	3.03	0.32	0.81	B3 (TH)
49	27.11.2004	12:42:54.30	42.62	74.84	15.3	10.57	3.65	4.50	4.06	0.95	290	1.71	202	5.01	1.20	1.34	B3 (TH)
50	10.05.2005	17:44:21.80	42.03	75.27	8.5	8.87	2.71	5.20	1.11	0.26	251	0.72	175	2.12	0.14	0.57	CG (SH)
51	08.06.2005	21:05:21.40	42.16	75.09	17.2	10.63	3.68	4.60	7.36	1.72	283	3.30	198	9.71	4.21	2.60	B3-C (TH-S)
52	20.06.2005	14:25:01.50	42.77	74.38	23.3	11.95	4.42	2.90	14.30	3.34	449	1.61	314	4.73	3.99	1.27	CG (SH)
53	07.07.2005	19:22:05.40	42.66	74.84	11.9	10.89	3.83	4.50	8.37	1.95	290	3.52	202	10.34	5.10	2.77	B3 (TH)
54	07.07.2005	21:00:07.50	42.65	74.82	11.0	10.78	3.77	5.00	5.73	1.34	261	3.30	182	9.70	3.27	2.60	B3 (TH)
55	03.10.2005	09:28:26.20	42.65	74.82	11.9	10.75	3.75	5.20	1.78	0.42	251	1.16	175	3.40	0.36	0.91	B3 (TH)
56	08.10.2005	06:25:58.90	42.10	76.05	6.8	12.34	4.63	2.80	226.00	52.80	466	22.91	325	67.33	897.23	18.03	B3 (TH)
57	12.11.2005	06:49:52.70	42.66	74.83	11.0	9.36	2.98	5.30	0.61	0.14	246	0.42	172	1.22	0.04	0.33	B3 (TH)
58	23.11.2005	00:49:45.70	42.18	73.62	6.4	9.45	3.03	4.20	1.33	0.31	310	0.45	217	1.33	0.10	0.36	–
59	27.12.2005	00:55:30.54	42.71	75.89	6.16	11.6	4.22	4.00	21.10	4.91	326	6.21	228	18.26	22.64	4.89	B3 (TH)
60	28.12.2005	01:52:48.30	42.69	75.41	12.5	11.92	4.40	2.00	106.00	24.70	652	3.90	455	11.46	71.31	3.07	B3 (TH)
61	29.12.2005	08:50:32.80	42.69	75.40	6.4	10.51	3.62	4.00	3.52	0.82	326	1.04	228	3.06	0.63	0.82	CG (SH)
62	30.12.2005	01:07:54.90	42.68	75.40	12.3	9.26	2.92	5.20	1.66	0.39	251	1.07	175	3.16	0.31	0.85	CB-C (NF-S)
63	01.01.2006	08:56:53.90	42.60	75.25	22.2	10.97	3.87	4.62	14.70	3.42	282	6.67	197	19.60	16.93	5.25	B3-C (TH-S)
64	13.01.2006	12:01:38.70	42.26	76.42	17.0	9.6	3.11	4.30	9.35	2.18	303	3.43	212	10.08	5.55	2.70	–
65	25.01.2006	23:11:05.80	42.12	73.80	13.3	9.39	2.99	4.80	1.07	0.25	272	0.55	190	1.61	0.10	0.43	CG (SH)
66	28.05.2006	03:23:55.40	42.21	73.64	0.0	9.97	3.32	4.60	2.10	0.49	283	0.94	198	2.77	0.34	0.74	–
67	12.07.2006	06:38:51.90	42.27	74.80	6.8	9.47	3.04	5.70	1.01	0.24	229	0.87	160	2.54	0.15	0.68	B3-C (TH-S)
68	13.07.2006	10:09:30.90	42.76	75.85	11.1	9.47	3.04	5.00	7.49	1.75	261	4.32	182	12.69	5.60	3.40	CB
69	20.07.2006	20:24:33.50	42.33	73.68	12.0	9.39	2.99	5.20	0.54	0.13	251	0.35	175	1.02	0.03	0.27	–
70	15.08.2006	18:58:22.90	42.60	75.11	10.2	10.18	3.43	5.20	2.11	0.49	251	1.37	175	4.01	0.50	1.07	B3 (TH)
71	09.09.2006	02:32:07.82	42.16	73.68	12.88	9.59	3.11	5.30	3.68	0.86	246	2.53	172	7.43	1.61	1.99	–
72	28.10.2006	06:36:45.60	42.10	75.43	7.0	9.18	2.88	5.00	0.91	0.21	261	0.52	182	1.54	0.08	0.41	CG (SH)
73	05.11.2006	23:43:30.68	42.17	73.64	9.47	9.80	3.22	5.00	5.54	1.29	261	3.19	182	9.39	3.06	2.51	–

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
74	08.11.2006	02:21:26.90	42.57	75.36	18.6	13.37	5.21	2.00	411.00	96.00	652	15.18	455	44.61	1080.73	11.95	B3 (TH)
75	08.11.2006	02:26:50.84	42.57	75.35	20.10	10.94	3.86	5.00	1.02	0.24	261	0.59	182	1.73	0.10	0.46	B3 (TH)
76	17.11.2006	19:47:58.30	42.57	75.35	12.9	10.06	3.37	5.20	1.88	0.44	251	1.22	175	3.57	0.39	0.96	CT (SH)
77	25.12.2006	20:00:58.30	42.11	76.03	0.1	14.83	6.02	1.70	9490.00	2210.00	767	214.93	535	631.66	35285.06	169.18	B3 (TH)
78	25.12.2006	20:21:16.70	42.14	75.99	1.1	10.3	3.50	5.00	7.68	1.79	261	4.43	182	13.02	5.89	3.49	B3 (TH)
79	28.12.2006	02:04:46.80	42.54	74.44	13.4	9.59	3.11	5.30	1.09	0.26	246	0.75	172	2.20	0.14	0.59	CT (SH)
80	08.04.2007	02:15:35.30	42.57	75.36	18.5	9.24	2.91	4.50	0.89	0.21	290	0.38	202	1.10	0.06	0.30	B3-C (TH-S)
81	06.06.2007	11:09:25.60	42.57	75.40	13.0	13.25	5.14	1.90	356.00	83.00	686	11.25	479	33.06	692.54	8.86	B3 (TH)
82	07.06.2007	17:50:10.30	42.58	75.40	19.9	9.69	3.16	4.65	1.12	0.26	280	0.52	196	1.53	0.10	0.41	B3-C (TH-S)
83	07.07.2007	15:35:00.60	42.57	74.61	11.4	9.47	3.04	4.14	2.22	0.52	315	0.73	220	2.13	0.28	0.57	–
84	06.10.2007	23:56:47.90	42.47	74.42	6.7	10.21	3.45	4.73	3.67	0.86	276	1.79	192	5.26	1.14	1.41	CB (NF)
85	21.10.2007	14:08:44.40	42.57	75.35	13.6	10.96	3.87	4.24	11.30	2.65	307	3.99	215	11.72	7.83	3.14	B3-C (TH-S)
86	16.12.2007	09:10:41.00	41.83	74.33	17.2	9.37	2.98	5.00	3.14	0.73	261	1.81	182	5.33	0.99	1.43	–
87	08.01.2008	18:04:13.80	42.05	75.20	16.8	11	3.89	3.99	40.30	9.41	327	11.81	228	34.70	82.37	9.29	CT (SH)
88	05.02.2008	09:24:12.30	42.28	74.96	6.2	9.66	3.14	5.00	1.08	0.25	261	0.62	182	1.83	0.12	0.49	B3 (TH)
89	24.02.2008	21:02:11.90	42.53	75.44	22.1	9.53	3.07	5.20	1.10	0.26	251	0.72	175	2.10	0.14	0.56	B3 (TH)
90	07.04.2008	06:42:29.00	41.88	73.83	6.5	8.71	2.62	5.00	1.52	0.35	261	0.87	182	2.57	0.23	0.69	–
91	04.07.2008	22:09:56.50	42.95	75.40	11.6	10.83	3.79	4.73	14.20	3.31	276	6.91	192	20.32	16.95	5.44	–
92	21.08.2008	17:19:51.80	41.97	76.02	14.2	11.78	4.32	2.8	150.00	35.00	466	15.17	325	44.58	393.38	11.94	B3 (TH)
93	13.09.2008	13:40:29.10	42.52	74.56	11.9	9.84	3.24	5.00	1.61	0.38	261	0.93	182	2.72	0.26	0.73	CT (SH)
94	13.09.2008	18:18:41.90	42.52	74.57	11.4	10.11	3.39	5.10	1.04	0.24	256	0.64	178	1.88	0.12	0.50	CB-C (NF-S)
95	20.09.2008	04:10:44.70	42.00	75.17	18.8	9.19	2.88	4.20	2.81	0.66	310	0.96	217	2.83	0.47	0.76	CT (SH)
96	20.09.2008	04:15:52.70	42.27	74.84	21.7	10.6	3.67	5.60	3.09	0.72	233	2.51	163	7.36	1.34	1.97	–
97	29.09.2008	04:38:11.20	42.08	75.40	10.7	9.47	3.04	5.70	1.56	0.36	229	1.33	160	3.91	0.36	1.05	CT (SH)
98	29.11.2008	15:15:35.10	42.53	75.19	14.6	9.13	2.85	5.20	0.78	0.18	251	0.51	175	1.49	0.07	0.40	B3 (TH)
99	22.01.2009	12:55:14.20	42.61	74.49	16.9	9.86	3.26	5.20	0.83	0.19	251	0.54	175	1.58	0.08	0.42	B3 (TH)
100	01.02.2009	11:25:38.00	42.75	73.86	14.9	12.29	4.61	3.00	49.60	11.60	434	6.18	303	18.15	53.03	4.86	B3-C (TH-S)
101	26.02.2009	22:48:10.60	42.27	74.78	16.9	9.78	3.21	5.50	1.60	0.37	237	1.23	165	3.61	0.34	0.97	B3 (TH)
102	09.05.2009	05:36:34.50	42.59	75.11	14.5	9.59	3.11	6.00	1.19	0.28	217	1.19	152	3.49	0.24	0.93	CT (SH)
103	16.05.2009	05:38:46.20	42.59	74.19	6.0	10.1	3.39	5.00	1.76	0.41	261	1.02	182	2.99	0.31	0.80	B3-C (TH-S)

No	Date	Time	Coordinates		H_s , km	K	M	f_0 , Hz	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ m·s	$M_0 \cdot 10^{14}$ N·m	$k = 0.37$ (Brune model)		$k = 0.26$ (Madariaga model)		E_s , 10^5 J	e_{PR} 10^{-5}	Type of focal mechanism
			φ°	λ°							r_B , m	$\Delta\sigma$, MPa	r_M , m	$\Delta\sigma$, MPa			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
104	24.05.2009	00:08:40.90	42.61	74.60	12.6	10.54	3.63	4.34	6.51	1.52	300	2.46	210	7.22	2.77	1.93	CT (SH)
105	25.06.2009	10:02:30.30	42.18	73.99	4.1	9.31	2.95	5.84	0.43	0.10	223	0.39	156	1.15	0.03	0.31	–
106	28.06.2009	15:33:14.40	42.16	73.99	6.7	9.09	2.83	6.00	0.50	0.12	217	0.50	152	1.46	0.04	0.39	CT (SH)
107	18.07.2009	00:14:32.30	42.21	74.69	16.2	9.31	2.95	5.90	0.62	0.15	221	0.59	154	1.73	0.06	0.46	B3 (TH)
108	25.07.2009	14:57:10.42	42.59	75.71	12.12	10.46	3.59	4.40	8.30	1.94	296	3.26	207	9.59	4.69	2.57	CT (SH)
109	30.07.2009	18:44:13.20	42.40	74.25	11.9	8.96	2.76	5.10	0.94	0.22	256	0.57	178	1.69	0.09	0.45	CT (SH)
110	31.07.2009	09:21:48.60	42.68	74.73	10.4	9.71	3.17	5.00	1.52	0.36	261	0.88	182	2.58	0.23	0.69	B3 (TH)
111	07.08.2009	04:32:46.39	42.00	75.73	5.58	11.80	4.33	3.30	44.70	10.40	395	7.41	276	21.77	57.32	5.83	B3 (TH)
112	11.08.2009	08:25:19.80	42.58	75.26	20.5	9.23	2.91	5.30	1.66	0.39	246	1.14	172	3.34	0.33	0.90	B3 (TH)
113	11.10.2009	06:25:45.80	43.14	74.97	20.1	11.69	4.27	2.75	118.00	27.50	474	11.30	331	33.20	230.30	8.89	B3 (TH)
114	27.10.2009	15:42:18.00	42.29	74.85	20.3	9.87	3.26	5.80	1.36	0.32	225	1.23	157	3.61	0.29	0.97	B3-C (TH-S)
115	22.11.2009	16:16:03.28	42.60	75.73	13.93	10.26	3.48	5.00	2.50	0.58	261	1.44	182	4.23	0.62	1.13	B3 (TH)
116	02.03.2010	01:55:36.00	42.43	75.66	19.3	13.34	5.19	1.90	1170.00	274.00	686	37.16	479	109.21	7556.06	29.25	CB-C (NF-S)
117	02.03.2010	02:49:01.06	42.43	75.65	22.42	9.50	3.06	5.80	0.85	0.20	225	0.76	157	2.24	0.11	0.60	B3-C (TH-S)
118	02.03.2010	04:17:40.13	42.44	75.65	19.85	10.95	3.86	4.80	1.00	0.23	272	0.51	190	1.50	0.09	0.40	CB-C (NF-S)
119	19.05.2010	15:29:36.20	42.21	74.11	7.0	9.72	3.18	5.42	1.65	0.39	240	1.21	168	3.57	0.35	0.96	CT (SH)
120	09.09.2010	18:31:50.40	42.31	75.15	18.8	11.04	3.91	5.40	8.54	1.99	241	6.20	169	18.22	9.16	4.88	CT (SH)
121	19.12.2010	19:12:48.90	42.54	74.70	6.9	9.84	3.24	6.00	1.18	0.28	217	1.18	152	3.47	0.24	0.93	CT (SH)
122	18.03.2011	09:36:26.80	43.01	74.92	17.1	12.98	4.99	2.50	89.20	20.80	521	6.43	364	18.90	99.35	5.06	CT (SH)
123	23.03.2011	20:19:43.60	43.01	74.92	16.9	11.17	3.98	2.90	26.70	6.24	449	3.01	314	8.84	13.91	2.37	CB-C (NF-S)
124	09.04.2011	02:28:49.30	42.04	74.83	6.4	10.25	3.47	5.40	2.47	0.58	241	1.80	169	5.28	0.77	1.41	B3-C (TH-S)
125	09.04.2011	12:30:25.50	42.05	74.83	6.3	13.2	5.11	2.30	289.00	67.50	567	16.22	396	47.66	811.27	12.76	B3 (TH)
126	17.05.2011	02:32:41.60	42.86	74.89	18.8	9.95	3.31	5.00	2.12	0.49	261	1.22	182	3.59	0.45	0.96	–
127	02.12.2011	00:24:02.60	42.52	76.26	0.1	10.72	3.73	2.80	72.70	17.00	466	7.36	325	21.63	92.65	5.79	CB (SV)
128	16.12.2011	03:14:40.13	42.30	75.88	13.21	10.2	3.44	5.30	4.04	0.94	246	2.77	172	8.15	1.94	2.18	B3-C (TH-S)
129	10.02.2012	06:49:17.10	42.94	74.57	15.0	9.59	3.11	5.00	1.49	0.35	261	0.86	182	2.53	0.22	0.68	B3 (TH)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
130	28.03.2012	12:54:01.40	42.49	74.74	22.9	10.21	3.56	4.95	3.90	0.91	263	2.18	184	6.41	1.47	1.72	B3-C (TH-S)
131	16.05.2012	03:26:40.60	42.49	74.94	22.6	10.15	3.42	5.03	1.73	0.40	259	1.02	181	2.98	0.30	0.80	CT (SH)
132	30.05.2012	14:50:29.10	42.54	74.03	15.8	9.42	3.01	4.27	2.12	0.49	305	0.76	213	2.23	0.28	0.60	CT (SH)
133	12.09.2012	05:51:15.70	42.41	73.92	3.9	10.35	3.53	3.10	64.40	15.00	420	8.84	294	25.99	98.50	6.96	–
134	06.10.2012	11:41:23.18	42.21	75.42	13.81	9.53	3.07	4.20	1.58	0.37	310	0.54	217	1.58	0.15	0.42	B3 (TH)
135	29.10.2012	17:44:48.37	42.15	75.26	10.0	9.41	3.01	4.62	2.09	0.49	282	0.95	197	2.80	0.35	0.75	CT (SH)
136	21.11.2012	03:44:50.90	43.09	75.69	13.7	10.3	3.50	4.99	13.30	3.11	261	7.63	182	22.43	17.59	6.01	B3-C (TH-S)
137	07.03.2013	16:53:52.40	43.25	75.96	15.3	9.93	3.29	4.41	5.87	1.37	296	2.32	206	6.83	2.36	1.83	–
138	02.05.2013	04:52:25.00	42.20	73.62	6.20	10.6	3.66	2.90	9.30	2.17	449	1.05	314	3.07	1.68	0.82	B3 (TH)
139	06.06.2013	03:03:08.40	42.33	76.40	23.3	10.25	3.47	3.22	22.30	5.21	405	3.44	283	10.10	13.28	2.71	CT (SH)
140	24.06.2013	00:59:55.50	42.15	76.08	14.38	9.99	3.33	4.50	6.72	1.57	290	2.82	202	8.29	3.28	2.22	CB-C (NF-S)
141	15.07.2013	18:19:08.20	42.49	74.90	14.17	10.47	3.59	4.80	1.98	0.46	272	1.01	190	2.97	0.35	0.80	CT (SH)
142	21.09.2013	04:03:34.70	41.93	76.15	2.99	9.59	3.11	5.20	5.13	1.20	251	3.33	175	9.78	2.95	2.62	–
143	17.10.2013	06:19:21.10	42.64	74.98	9.33	10.59	3.66	5.10	4.36	1.02	256	2.67	178	7.84	2.01	2.10	B3-C (TH-S)
144	23.11.2013	00:14:30.50	42.43	75.69	8.32	10.8	3.76	4.80	8.90	2.08	272	4.54	190	13.35	7.00	3.58	CT (SH)
145	23.11.2013	09:42:06.80	42.42	75.68	9.92	13.46	5.26	2.00	819.00	191.00	652	30.21	455	88.79	4282.01	23.78	CT (SH)
146	21.01.2014	20:46:36.20	42.11	75.15	14.022	12.57	4.76	2.30	80.40	18.80	567	4.51	396	13.26	62.80	3.55	CT (SH)
147	14.02.2014	18:43:03.71	42.30	75.99	6.54	10.26	3.48	4.50	19.30	4.50	290	8.10	202	23.80	27.01	6.37	B3 (TH)
148	28.04.2014	14:31:12.10	42.26	74.19	16.9	9.84	3.24	5.50	0.70	0.16	237	0.54	165	1.58	0.06	0.42	B3-C (TH-S)
149	13.05.2014	01:18:44.90	42.27	75.05	6.68	11.48	4.16	2.90	25.30	5.91	449	2.85	314	8.37	12.47	2.24	B3 (TH)
150	28.05.2014	02:25:58.40	42.49	74.80	11.9	11.97	4.43	3.70	58.20	13.60	352	13.61	246	39.99	137.15	10.71	B3-C (TH-S)
151	25.09.2014	17:59:17.70	43.21	73.97	15.6	11.59	4.22	4.70	17.60	4.10	277	8.42	194	24.74	25.61	6.63	B3-C (TH-S)
152	26.11.2014	14:24:08.50	42.14	76.01	7.23	9.08	2.82	4.80	5.60	1.31	272	2.86	190	8.40	2.77	2.25	–
153	16.12.2014	18:28:56.90	42.68	76.22	3.4	10.38	3.54	4.80	13.80	3.23	272	7.06	190	20.74	16.90	5.56	B3-C (TH-S)
154	21.01.2015	09:10:47.51	42.28	72.50	0.1	10.49	3.61	4.80	3.57	0.83	272	1.82	190	5.36	1.13	1.43	CB (NF)
155	22.01.2015	15:52:27.06	42.21	75.03	6.37	12.89	4.94	2.50	111.00	25.80	521	7.97	364	23.43	152.64	6.27	B3-C (TH-S)
156	09.02.2015	03:35:23.60	42.39	74.83	7.0	9.87	3.26	5.70	0.74	0.17	229	0.63	160	1.86	0.08	0.50	B3-C (TH-S)
157	28.02.2015	18:09:08.34	42.02	75.23	17.1	10.76	3.76	5.20	10.50	2.45	251	6.81	175	20.02	12.39	5.36	B3 (TH)
158	03.03.2015	15:32:18.46	42.23	75.03	15.8	10.10	3.39	5.00	2.57	0.60	261	1.48	182	4.35	0.66	1.16	B3 (TH)
159	28.03.2015	20:55:11.76	42.33	75.77	9.0	10.53	3.63	4.40	6.75	1.58	296	2.65	207	7.80	3.10	2.09	CT (SH)

No	Date	Time	Coordinates		H_s , km	K	M	f_0 , Hz	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$, m·s	$M_0 \cdot 10^{14}$, N·m	$k = 0.37$ (Brune model)		$k = 0.26$ (Madariaga model)		E_s , 10^9 J	ϵ_{PR} , 10^{-5}	Type of focal mechanism
			φ°	λ°							r_B , m	$\Delta\sigma$, MPa	r_M , m	$\Delta\sigma$, MPa			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
160	08.04.2015	03:35:30.42	42.54	74.50	14.2	10.2	3.44	5.00	2.33	0.54	261	1.34	182	3.95	0.54	1.06	B3-C (TH-S)
161	21.06.2015	23:40:18.58	42.76	73.86	14.9	10.45	3.58	5.40	2.26	0.53	241	1.64	169	4.82	0.64	1.29	B3-C (TH-S)
162	04.10.2015	21:43:17.80	42.55	75.17	14.1	10.1	3.39	5.70	1.90	0.44	229	1.62	160	4.77	0.53	1.28	B3 (TH)
163	01.12.2015	06:13:56.82	41.43	73.27	29.8	12.7	4.82	2.30	381.00	89.00	567	21.39	396	62.87	1411.67	16.84	B3 (TH)
164	08.02.2016	10:24:12.20	42.59	75.15	10.3	10.18	3.43	4.50	4.02	0.94	290	1.69	202	4.96	1.17	1.33	B3-C (TH-S)
165	10.02.2016	12:43:00.95	42.59	75.15	11.2	10.09	3.38	4.70	2.74	0.64	280	1.27	196	3.73	0.60	1.00	CT (SH)
166	09.04.2016	17:31:46.97	42.14	75.99	6.9	11.06	3.92	3.50	29.90	6.97	372	5.91	260	17.36	30.53	4.65	CB (SV)
167	01.08.2016	03:08:38.86	42.61	74.65	6.8	9.76	3.20	5.60	2.09	0.49	233	1.69	163	4.97	0.61	1.33	B3-C (TH-S)
168	01.09.2016	02:23:27.40	42.28	74.83	17.9	9.84	3.24	5.90	5.55	1.30	221	5.26	154	15.45	5.05	4.14	B3 (TH)
169	16.09.2016	22:03:22.57	42.28	74.91	16.8	9.57	3.09	6.20	2.33	0.54	210	2.56	147	7.53	1.03	2.02	CT (SH)
170	22.09.2016	06:29:40.88	42.25	73.91	15.5	9.96	3.31	5.50	1.89	0.44	237	1.45	165	4.26	0.47	1.14	CT (SH)
171	11.02.2017	11:54:15.03	42.22	76.02	15.8	9.75	3.19	5.10	6.37	1.49	256	3.90	178	11.46	4.30	3.07	–
172	21.04.2017	00:41:52.43	42.59	75.17	6.9	10.4	3.56	3.20	22.30	5.20	407	3.37	284	9.89	12.97	2.65	CB (SV)
173	21.04.2017	00:43:08.33	42.60	75.14	14.7	10.96	3.87	4.50	2.63	0.62	290	1.11	202	3.25	0.50	0.87	B3 (TH)
174	21.04.2017	00:55:43.91	42.59	75.16	12.1	12.10	4.50	2.50	35.50	8.29	521	2.56	364	7.52	15.72	2.01	CB (NF)
175	21.04.2017	02:41:13.09	42.60	75.17	11.8	10.39	3.55	4.50	2.52	0.59	290	1.06	202	3.11	0.46	0.83	–
176	22.04.2017	02:21:06.79	42.59	75.16	9.83	10.59	3.66	4.30	4.76	1.11	303	1.75	212	5.13	1.44	1.38	B3 (TH)
177	26.04.2017	00:49:15.47	42.60	75.17	12.8	10.67	3.71	4.70	4.18	0.98	277	2.00	194	5.88	1.45	1.57	CB-C (NF-S)
178	04.05.2017	15:58:47.65	42.26	74.82	15.6	10.19	3.44	4.40	3.46	0.81	296	1.36	207	4.00	0.82	1.07	B3 (TH)
179	04.05.2017	23:39:32.39	42.59	75.17	11.0	10.32	3.51	4.10	3.41	0.80	318	1.09	222	3.19	0.64	0.85	CB (SV)
180	08.05.2017	20:13:50.59	42.59	75.15	13.6	9.36	2.98	5.50	0.71	0.17	237	0.54	165	1.59	0.07	0.43	CT (SH)
181	11.05.2017	15:20:22.75	42.12	73.77	10.8	10.47	3.59	4.80	20.50	4.79	272	10.46	190	30.74	37.12	8.23	B3-C (TH-S)
182	29.05.2017	06:11:41.01	42.19	74.97	7.00	9.35	2.97	5.90	1.46	0.34	221	1.38	154	4.07	0.35	1.09	CT (SH)
183	29.07.2017	05:33:10.27	42.12	74.96	17.1	11.77	4.32	3.50	24.90	5.82	372	4.93	260	14.48	21.25	3.88	B3-C (TH-S)