

УДК 550.34; 622.83

**ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НАРУШЕНИЙ  
СПЛОШНОСТИ ПОРОДНОГО МАССИВА НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ  
ИЗЛУЧЕНИЯ ОЧАГОВ ИНДУЦИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ  
Ч. I. РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ**

**А. Н. Беседина<sup>1</sup>, С. Б. Кишкина<sup>1</sup>, Г. Г. Кочарян<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>*Институт динамики геосфер РАН, E-mail: geospheres@idg.chph.ras.ru,  
Ленинский проспект 38, корп. 1, 119334, г. Москва, Россия*

<sup>2</sup>*Московский физико-технический институт,  
Институтский переулок, 9, 141700, г. Долгопрудный, Россия*

Проанализированы каталоги сейсмических событий рудников Польши, Финляндии, Канады, России и Южной Африки при ведении горных работ. Оказалось, что для рассмотренных событий приведенная сейсмическая энергия может изменяться на 2–3 порядка при одном и том же значении сейсмического момента. Верхняя граница диапазона соответствует “жестким”, а нижняя — “мягким” очагам. Наиболее вероятной причиной столь большого разброса значений приведенной энергии представляется вариация свойств нарушений сплошности, связанная с изменением вещественного состава материала-заполнителя трещин и обводненности массива.

*Индукцированная сейсмичность, сейсмическая энергия, сейсмический момент, горно-тектонические удары, жесткость разломов*

Среди различных техногенных воздействий на верхнюю часть земной коры ведущая роль, несомненно, принадлежит горнодобывающей промышленности. Годовой объем добычи полезных ископаемых составляет более 20 млрд т. Извлечение и перемещение огромного количества горной массы, воды, нефти и газа приводит к существенному перераспределению напряжений в породном массиве и, как следствие, к локализации деформации [1–3]. Это, в свою очередь, почти неизбежно ведет к возникновению динамических событий [4–6].

На большинстве рудников наблюдаются сейсмические явления, индуцированные горными работами. Чаще всего сейсмическая активизация проявляется в виде роевой сейсмичности: большого числа землетрясений малой энергии. Однако регулярно встречаются сейсмические события значительной магнитуды, вплоть до  $M \sim 6$  [7], что при малой глубине гипоцентра может приводить к серьезным разрушениям и человеческим жертвам.

Максимум высвобождения сейсмической энергии слабых событий обычно приурочен к фронту горных работ, хотя основная часть событий не связана с проходкой, а их гипоцентры располагаются на достаточном расстоянии от выработок [8]. Такие “удаленные” события могут происходить с большой временной задержкой относительно проводящихся работ [9]. Наиболее опасные явления — горно-тектонические удары значительной магнитуды, которые часто не обладают очевидной пространственно-временной связью с горными работами, а их очаги обычно приурочены к разломным зонам.

Подавляющее большинство динамических событий сопровождается излучением сейсмических волн. Исключения составляют так называемые события медленного скольжения, где скорость распространения разрыва настолько мала, что сейсмические волны практически не излучаются [10]. Однако и при “нормальных” землетрясениях и горных ударах доля энергии события, идущая на излучение, настолько сильно различается, что КПД сейсмического источника изменяется в пределах по крайней мере трех порядков.

При проведении сейсмологических наблюдений неоднократно отмечалось проявление “мягких/вялых” и “жестких” очагов событий при регистрации естественной и индуцированной сейсмичности [11, 12]. Однако до настоящего времени нет единого мнения о причинах подобного разброса значений излученной энергии. Цитируя [13], подчеркнем, что “при объяснении этого эффекта обычно ограничиваются неясным указанием на неоднородность геофизической среды”.

Между тем регистрация сейсмических событий и оценка их параметров являются одними из основных видов мониторинга при ведении горных работ. При проведении измерений, как правило, определяется энергетический класс события  $K = \lg E_s$ , а для оценки параметров очага используются корреляционные зависимости, заимствованные из “большой” сейсмологии. Понятно, что для “жестких” и “мягких” очагов эти соотношения должны радикально различаться, что означает возможность появления серьезных ошибок при расчете параметров динамического события.

В настоящей работе сделана попытка разобраться в физических причинах, которые обуславливают различный КПД сейсмического источника при индуцированной сейсмичности.

#### ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ НА ГОРНОДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЯХ

Как известно, сейсмические события, связанные с процессами деформирования и разрушения массива горных пород, характеризуются двумя энергетическими параметрами: сейсмическим моментом  $M_0$  и сейсмической энергией  $E_s$ . Скалярный сейсмический момент

$$M_0 = G \Delta U S \quad (1)$$

является общепризнанной мерой события. Эта величина не зависит от деталей развития процесса в очаге, поскольку определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот, пропорциональна амплитуде низкочастотной области спектра и определяется достаточно надежно [12] при условии использования современной аппаратуры и методов обработки. В (1)  $G$  — модуль сдвига породы;  $\Delta U$  — смещение по разрыву;  $S$  — площадь очага. Расхождение значений, определенных разными авторами для крупных землетрясений, редко превышает 2–3 раза.

Сейсмическая энергия, т. е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, напротив, определяется динамикой развития разрыва и зависит от скорости его распространения, баланса энергии в очаге и т. д. Значение сейсмической энергии обычно находится путем интегрирования зарегистрированных волновых форм. На территории бывшего СССР до сих пор широко используется понятие сейсмического класса  $K = \lg E_s$ , определяемое по корреляционным зависимостям [14].

Поскольку полная энергия, выделившаяся в очаге, неизвестна, то наиболее приемлемой величиной для нормировки излученной энергии является сейсмический момент. В качестве характеристики, применяемой для сопоставления событий различного масштаба, часто используются такие параметры, как отношение сейсмической энергии к сейсмическому моменту, или приведенная сейсмическая энергия:

$$e = E_s / M_0. \quad (2)$$

В предположении выполнения условий подобия и одинаковой физике процессов в очаге, величина  $e$  не должна зависеть от масштаба события.

Для анализа собраны опубликованные результаты измерений величин  $E_s$  и  $M_0$ , полученные на различных горнодобывающих предприятиях. Рассматривались данные, в которых корректно рассчитывался сейсмический момент.

Кроме того, использовались результаты, полученные на аппаратуре с достаточной верхней границей полосы пропускания частот  $f_M$ . В [15] показано, что для того, чтобы недооценка значения  $E_s$  не превышала 10%, необходимо выполнение соотношения  $f_M > 10f_0$ , где  $f_0$  — угловая частота спектра сейсмического источника. При  $f_M = 2f_0$  рассчитанная величина  $E_s$  примерно вдвое меньше истинного значения. При анализе использованы исходные данные, для которых выполнялось соотношение  $f_M \geq 2f_0$ , после чего в необходимых случаях применялась процедура коррекции величины  $E_s$  в [15], если она не была сделана самими авторами.

На рис. 1 показаны результаты измерений, полученных на двух горнодобывающих предприятиях. На медной шахте Рудна (Польша) исследовались события с моментными магнитудами от 1.4 до 3.5 (энергетические классы от 4.5 до 9). Данные получены двумя цифровыми сетями, состоящими из 32 станций, расположенных на глубинах от 550 до 1150 м. Скорость продольных волн в массиве составляла  $V_p = 5.7$  км/с, поперечных  $V_s = 3.3$  км/с. Использовались сейсмометры с полосой 0.5–150 Гц, частота оцифровки 500 Гц. В среднем сетью ежегодно регистрируется около 20 тыс. сейсмических событий. В период 1994–2004 гг. определены очаговые параметры примерно 600 событий, 100 из которых, расположенные в центре двух сейсмических сетей, описаны в [16]. У всех отобранных событий основная часть энергии сосредоточена в группе поперечных волн, а очаги имеют сдвиговый фокальный механизм. Результаты представлены в виде зависимости излученной сейсмической энергии от значения скалярного сейсмического момента  $E_s(M_0)$ . Экспериментальные данные для событий на шахте Рудна наилучшим образом описываются степенной функцией

$$E_s = 3.8 \cdot 10^{-10} M_0^{1.28}, \quad (3)$$

график которой показан на рис. 1 сплошной линией.

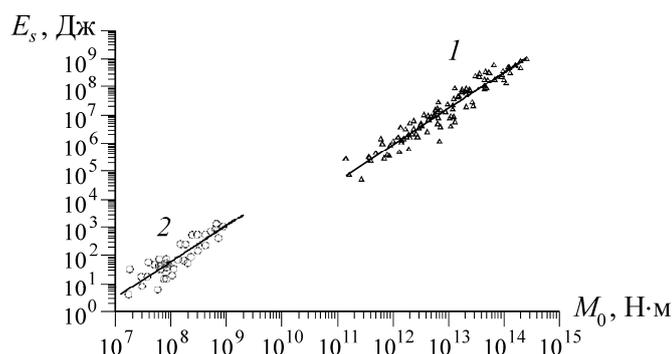


Рис. 1. Зависимость излученной энергии от значения сейсмического момента для событий на шахте Рудна (1) и руднике Pyhäsalmi (2) (здесь и далее на рис. 2–6: значки — результаты измерений, линии — наилучшее приближение степенной зависимости)

Отличный от единицы показатель степени в (3) показывает, что приведенная энергия увеличивается по мере роста сейсмического момента, т. е. условие подобия не выполняется.

На рис. 1 приведены также данные мониторинга слабой сейсмичности, связанной с горными работами на руднике Pyhäsalmi в Финляндии, где глубина добычи достигает 1400 м при довольно значительном уровне тектонических напряжений [17]. Измеренные на глубине 1225 м величины составляли  $\sigma_V = 33$  МПа,  $\sigma_{H1} = 65$  и  $\sigma_{H2} = 41$  МПа ( $\sigma_V$ ,  $\sigma_{H1}$ ,  $\sigma_{H2}$  — литостатическое, максимальное и минимальное горизонтальные напряжения в природном поле). Рудное тело, состоящее из сфалерита и пирита с небольшим количеством цинка, находится в окружении кварце-содержащих пород с амфиболитовыми прожилками, которые различаются по ширине от миллиметров до метров. Скорость продольных волн  $V_p = 5.5$  км/с, поперечных  $V_s = 3.5$  км/с. Трещины наиболее часто проявляются в виде сланцеватости. Есть многочисленные пегматитовые дайки, различного размера и ориентации. Вблизи рудного тела нет выраженных разломов, которые могли бы быть активизированы горными работами. Однако пегматитовые дайки способны оказать влияние на устойчивость массива, поскольку они идентифицируются как залеченные разломы. Наблюдательная сеть состояла из 16 геофонов, каждый из которых зацементирован в скважине глубиной 10.5 м. Зависимость  $E_s(M_0)$  (рис. 1) для рудника Pyhäsalmi описывается соотношением

$$E_s = 3.6 \cdot 10^{-9} M_0^{1.28}. \quad (4)$$

Сопоставление (3) и (4) показывает, что при одинаковой степенной зависимости  $E_s \sim M_0^{1.28}$  коэффициент в соотношении (3) на порядок меньше, т. е. эффективность излучения сейсмических колебаний в этих двух случаях заметно различалась.

На рис. 2 представлены данные наблюдений на двух объектах в Канаде. Здесь также можно видеть заметную разницу в средней эффективности сейсмических источников. Квадратами показаны результаты измерений, проведенных в подземной обсерватории Манитоба в Канаде при буровзрывной проходке вертикального ствола диаметром 4.6 м в слаботрециноватом граните ( $V_p = 5.76$  км/с,  $V_s = 3.38$  км/с) на глубине около 400 м [18]). Мониторинг микрособытий с магнитудой от  $-3.6$  до  $-1.9$  проводился несколькими акселерометрами и гидрофонами, установленными в 4 скважинах глубиной около 60 м. После каждого взрыва наблюдалось быстрое нарастание количества событий, длящееся около 2 ч, после чего следовал экспоненциальный спад до фонового уровня. Большая часть очагов этих событий располагалась внутри области от 5 до 10 м от забоя по вертикали и внутри полосы на 1–2 м от стенок выработки в горизонтальном направлении. Точность локации очагов составляла порядка 1 м. Зависимость  $E_s(M_0)$  наилучшим образом описывается соотношением

$$E_s = 3.1 \cdot 10^{-7} M_0^{1.33}. \quad (5)$$

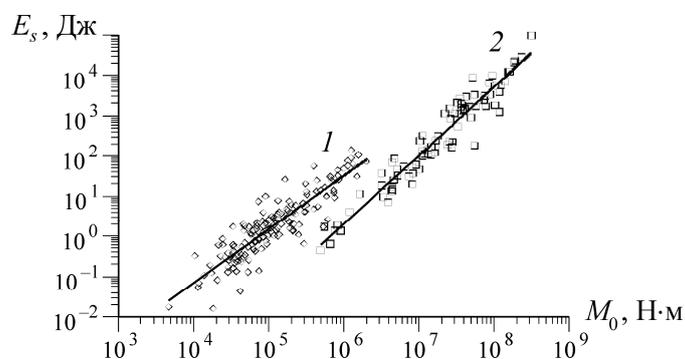


Рис. 2. Зависимость излученной энергии от значения сейсмического момента для событий на шахте Strathcona месторождения Садбери (1) и в подземной обсерватории Манитоба (2)

В работе [19] исследовалась микросейсмичность в шахте при добыче медно-никелевой руды на шахте Strathcona месторождения Садбери (Канада). В окрестности участка измерений ранее отмечалось довольно крупное событие  $M = 3.5$ . В данном случае исследовалась сейсмичность, связанная непосредственно с проходкой. Глубина ведения работ около 700 м. Измеренный уровень главных напряжений составлял  $\sigma_1 = 60$ ,  $\sigma_2 = 56$ ,  $\sigma_3 = 32$  МПа;  $V_p = 6.2$ ,  $V_s = 3.45$  км/с. Наблюдения велись 17 акселерометрами с  $f_M \sim 10$  кГц. Все события лоцированы внутри зоны с радиусом 90 м от забоя. Гипоцентры событий с максимальной энергией располагались в 10–15 м впереди забоя.

Зависимость  $E_s(M_0)$ :

$$E_s = 1.24 \cdot 10^{-10} M_0^{1.7}, \quad (6)$$

построенная по результатам измерений для 85 событий, показана на рис. 2 и свидетельствует о еще более существенном, по сравнению с предыдущими примерами, отклонении от закона подобия.

Высокие значения показателей степени регрессионной зависимости  $E_s(M_0)$  зафиксированы при проведении наблюдений за сейсмичностью, инициированной массовыми взрывами на Таштагольском руднике (рис. 3) [12]. Измерения проводились в 2006 и 2008 гг., до и после выполнения массовых взрывов с массой заряда 180 и 160 т соответственно.

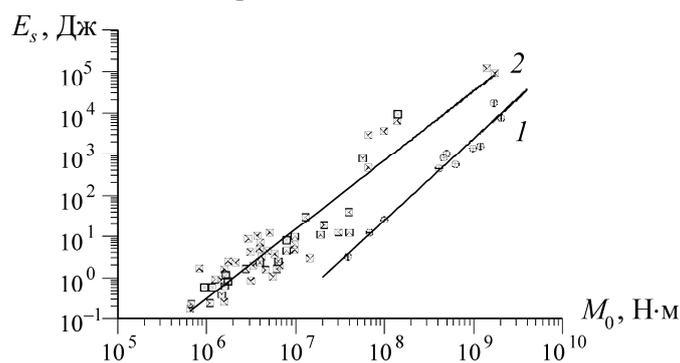


Рис. 3. Зависимость излученной энергии от значения сейсмического момента для событий на Таштагольском месторождении при измерениях в 2006 (1) и 2008 гг. (2) по данным [12]

Результаты измерений 2006 г. описываются соотношением

$$E_s = 4.56 \cdot 10^{-15} M_0^{1.97}, \quad (7)$$

результаты измерений 2008 г. —

$$E_s = 2.63 \cdot 10^{-11} M_0^{1.67}. \quad (8)$$

Как видно на рис. 3, у событий, произошедших в 2008 г., излученная энергия в среднем на порядок и более выше, чем у событий 2006 г., хотя и в 2008 г. имеется группа событий со значениями  $M_0 \sim 10^7 \div 10^8$ , которые имеют низкие значения  $E_s$  по сравнению с общим трендом. Наблюдая это различие, авторы [12] делают заключение, что “... в районе проведения массового взрыва в октябре 2006 г. прочность пород или уровень напряжений меньше по сравнению с областью в районе массового взрыва в июне 2008 г.”. Между тем крепость пород  $K$  по шкале Протодьяконова в 2006 г. была даже выше ( $K = 14$ ), чем в 2008 г. ( $K = 13$ ).

В [20–22] приводятся параметры индуцированной сейсмичности в глубоких золотодобывающих рудниках Южной Африки. В [20] представлены данные о параметрах очагов 16 довольно крупных событий с магнитудой от 1.7 до 3.3. Параметры рассчитаны на основе волновых форм, полученных при проведении наблюдений сетью, расположенной внутри рудника на расстоянии 1–2 км до источника. Поскольку в работе нет данных об аппаратуре, сложно оценить влияние ограниченной полосы регистрации. Тем не менее, поскольку события имели значительную магнитуду, угловая частота излучаемого спектра в большинстве случаев не превышала 10–15 Гц. Для надежности мы исключили из рассмотрения два события с  $M < 2$ . Результаты измерений (рис. 4) наилучшим образом описываются соотношением

$$E_s = 2.64 \cdot 10^{-7} M_0^{1.15}. \quad (9)$$

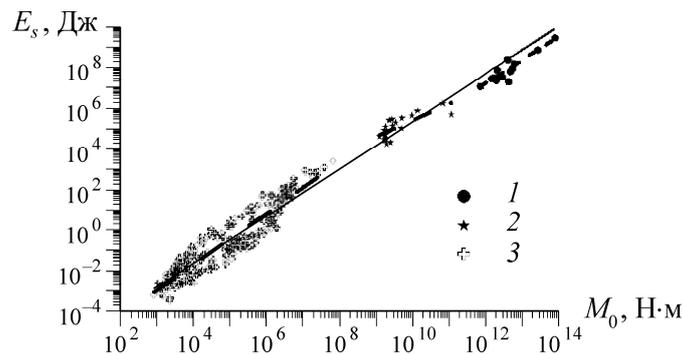


Рис. 4. Зависимость излученной энергии от значения сейсмического момента для событий на глубоких рудниках Южной Африки по данным: 1 — [20], 2 — [21], 3 — [22]

Данные о 20 микроземлетрясениях с энергией от  $1.8 \cdot 10^4$  до  $1.7 \cdot 10^6$  Дж содержатся в [21]. Измерения проводились скважинными акселерометрами с рабочей полосой частот от 3 до 1500 Гц, расположенными на расстоянии не более 200 м от гипоцентров событий (глубина около 2650 м). Частота оцифровки составляла 15 кГц. Как и в предыдущем случае, события происходили в крепких породах, сложенных базальтами и кварцитами. Эти данные описываются соотношением

$$E_s = 2.6 \cdot 10^{-3} M_0^{0.8}. \quad (10)$$

Подробный анализ параметров самых слабых событий проведен совместной японо-германской группой исследователей JAGUARS [22]. В этом исследовании использовались высокочастотные датчики с рабочим диапазоном 400 Гц–17.6 кГц и 50 Гц–25 кГц, что позволило корректно регистрировать сигналы от микрособытий вплоть до  $M = -4.1$  (угловая частота  $\sim 13$  кГц). Сеть из 9 датчиков, расположенных на глубине 3 268 м, регистрировала события в объеме приблизительно  $300 \times 300 \times 300$  м. В работе приводятся параметры очагов более чем 1200 микроземлетрясений. Зависимость энергии некоторых из них от значения сейсмического момента показана на рис. 4, наилучшее приближение

$$E_s = 1.74 \cdot 10^{-7} M_0^{1.26}. \quad (11)$$

Большой показатель степени по сравнению с (9) и (10), возможно, связан с вероятным дефицитом в определении событий самых низких магнитуд [22].

Зависимость для всех событий рудников Южной Африки описывается соотношением

$$E_s = 5.6 \cdot 10^{-7} M_0^{1.16} \quad (12)$$

и показана на рис. 4 сплошной линией.

В целом при регистрации сейсмичности на больших глубинах соотношение между  $E_s$  и  $M_0$  существенно ближе к закономерностям подобия. Этот вывод подтверждается данными сейсмологических наблюдений за афтершоками некоторых землетрясений [23].

Во многих цитированных работах рассматривался вопрос о распределении энергии между событиями с различными фокальными механизмами. Считается, что при заведомом преобладании сдвига, когда источник сейсмических колебаний может быть описан двойной парой сил, отношение энергий, излученных в группе поперечных и продольных волн, обычно находится в диапазоне  $30 < E_s / E_p < 110$  [24].

Для событий самых малых магнитуд, вероятно, характерно обилие трещин отрыва. Так, при расширении шахты в граните [18] отношение энергии поперечных и продольных волн изменяется в диапазоне от 1 до 90, причем примерно для 40 % событий это отношение меньше 10. События с высокой долей энергии продольных волн скорее всего являются трещинами отрыва, которые возникают при разгрузке локальной области массива в результате проходки. Подчеркнем, что для наиболее крупных событий с  $M \sim -2 \div -1.8$  эта доля снижается до 20 %, т. е. подавляющая часть событий имеет сдвиговый механизм.

На шахте Рудна [16] и на руднике Pyhäsalmi [17] более 50 % событий из каталога имели отношение  $E_s / E_p < 10$ , что свидетельствует об обилии трещин отрыва. Содержательный обзор распределения излученной энергии между событиями с разными фокальными механизмами для шахтной сейсмичности можно найти в работе [25].

Можно отметить, что события с существенной несдвиговой компонентой связаны с трещинами отрыва, субпараллельными фронту работ и возникающими при продвижении забоя выработки в непосредственной близости от ведущихся работ. В [26] предложен механизм источника в виде внезапного разрушения блока пород между забоем и зоной трещиноватости, наведенной проходкой (импловзивные события). Аналогичный эффект может быть связан с зоной дезинтеграции массива [3].

Тем не менее в ряде случаев свыше 50 % геодинамических явлений относят к сдвиговым [25]. К сдвиговому типу чаще относятся более крупные события, расположенные на периферии зоны и связанные с существующими тектоническими структурами. Между эти двумя группами существует переходная зона, в которой вклады сдвиговой и отрывной компонент близки.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Для геомеханики и исследований сейсмичности в условиях горнодобывающих предприятий особый интерес представляет вопрос о характерном размере очага индуцированного землетрясения — образующейся трещины или области подвижки вдоль существующего тектонического нарушения. Результаты расчета характерного размера очага по измеренному значению угловой частоты спектра колебаний приведены на рис. 5. Видно, что техногенное землетрясение среднего масштаба с энергетическим классом 6–7 имеет характерный размер разрыва около 50–70 м. Линией показано наилучшее приближение степенной функцией:

$$L = 0.013M_0^{0.32}, \quad (13)$$

где  $L$  измеряется в метрах.

Таким образом, масштабирование размера области разрушения при инициированной сейсмичности имеет характер самоподобия: диаметр источника пропорционален корню кубическому из значения сейсмического момента.

Не столь однозначно обстоит дело с приведенной энергией  $e$ , характеризующей эффективность очага землетрясения как излучателя сейсмических волн. Как видно из рис. 6, значение  $e$  изменяется на 3 порядка — от  $1.5 \cdot 10^{-7}$  до  $1.5 \cdot 10^{-4}$  при одном и том же сейсмическом моменте. Нижняя граница соответствует “мягким событиям”, верхняя — “жестким”. Поскольку ущерб, наносимый землетрясением, определяется именно излученной энергией, крайне важно понять причины столь высокого разброса значения коэффициента полезного действия. При этом, как отмечалось выше, до настоящего времени нет единого мнения о причинах подобного разброса значений  $e$ .

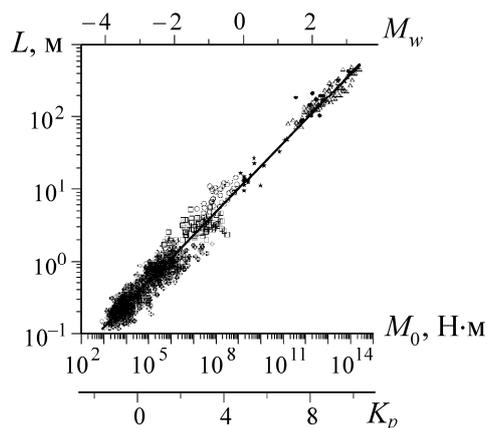


Рис. 5. Зависимость характерного размера очага от значения сейсмического момента. Для удобства приведены две дополнительные оси абсцисс — ось моментных магнитуд (вверху) и ось энергетических классов  $K_p$  (внизу)

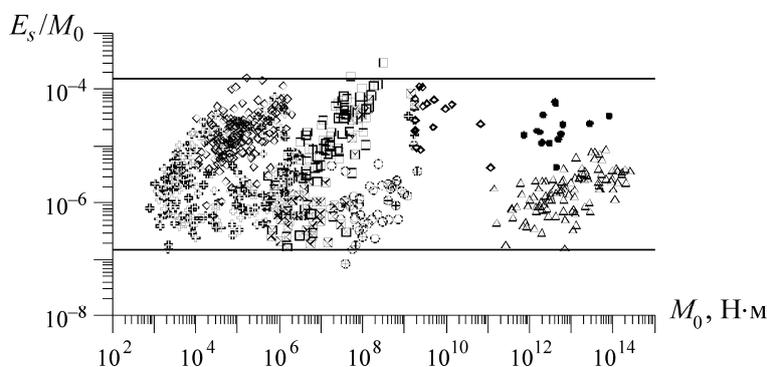


Рис. 6. Зависимость приведенной энергии, излученной очагами индуцированной сейсмичности, от сейсмического момента

Судя по результатам наблюдений, значимые сейсмические события имеют сдвиговый механизм. К аналогичному заключению приводят и результаты обследований гипоцентральных зон сильнейших горно-тектонических ударов. Так, например, сильнейшее техногенное землетрясение 16 апреля 1989 г. в Хибинах связано с подвижкой блока вдоль эгириновой жилы мощностью 15–25 см [27]. В [28] детально обследован район техногенного землетрясения с  $M = 2.2$ , произошедшего на глубине около 3.5 км. Разветвленная сеть глубоких выработок дала возможность визуально обследовать и описать основные характеристики очага. Смещение произошло почти исключительно вдоль четырех существовавших ранее сегментов древней разломной зоны. Эти сегменты содержат хрупкие зоны катаклазитов до 0.5 м толщиной; они не параллельны

друг другу, смещение произошло вдоль зон глинки трения 1–5 мм толщиной, локально новые свежие трещины ветвились из смещенных сегментов и распространялись в виде “смеси” трещин растяжения и сдвига, максимальное смещение составило около 25 мм.

При проведении дальнейших оценок будем предполагать именно сдвиговый механизм сейсмического источника, описываемый моделью двойной пары сил [29].

От чего же зависит излученная энергия? Соотношения между величинами  $E_s$ ,  $M_0$  и геомеханическими параметрами, характеризующими массив горных пород, могут быть заимствованы из “большой сейсмологии” (подробнее см., например, [30]).

В аналитических моделях сейсмического источника излученная энергия определяется из решения упругой задачи о распространении круговой трещины:

$$\frac{E_s}{M_0} \approx 0.2 \frac{\Delta\sigma}{G}, \quad (14)$$

где  $\Delta\sigma$  — скачок напряжений на разрыве, т. е. разница между напряжениями до и после подвижки.

С учетом того что скорость распространения разрыва  $V_r$  может отличаться от скорости поперечных волн, выражение для приведенной энергии можно записать [23] как

$$\frac{E_s}{M_0} \approx \frac{0.2\Delta\sigma}{G} \left( \frac{V_r}{V_s} \right)^3. \quad (15)$$

Таким образом, приведенная энергия пропорциональна скачку напряжений, обратно пропорциональна модулю сдвига и сильно зависит от скорости распространения разрыва.

Разброс в наблюдаемых значениях  $e$  (рис. 6) не может быть связан с изменением модуля сдвига, поскольку физико-механические свойства пород в рассмотренных примерах довольно близки. В условиях дискретного горного массива, где большая часть подвижек происходит по существующим трещинам, сброс напряжений связан с переходом от трения покоя к трению скольжения:

$$\Delta\sigma = \sigma_n (\mu_s - \mu_d), \quad (16)$$

где  $\sigma_n$  — напряжения, нормальные к плоскости разрыва;  $\mu_s$ ,  $\mu_d$  — статический и динамический коэффициенты трения соответственно. При относительно небольших изменениях в условиях горнодобывающих предприятий величины  $\sigma_n$  трудно предположить, что вариация скачка напряжений  $\Delta\sigma$  может обеспечить разброс в излученной энергии на 2–3 порядка.

Таким образом, наиболее “подходящим кандидатом” для объяснения столь большого разброса  $E_s$  является скорость  $V_r$ . Однако этот параметр сложно не только предсказать, но и провести его прямые измерения в эксперименте кроме как путем решения обратной задачи по параметрам излученных сейсмических колебаний. До сих пор остается неясным, какими макро-, мезо- и микропараметрами разрыва определяется величина  $V_r$ .

В силу этого, с практической точки зрения “сейсмологические” методы прогноза сейсмической эффективности не очень пригодны для использования в условиях горного производства. С позиций геомеханики удобнее использовать другой подход — рассмотреть процесс динамического срыва контакта между блоками на плоскости “напряжение – перемещение”.

Условие возникновения динамического срыва на контакте хорошо известно [31]. Необходимо, чтобы в точке начала скольжения  $x_0$  сдвиговая жесткость  $k_s$  контакта в фазе разгрузки превышала жесткость  $k$  нагружающей системы (в нашем случае жесткость массива):

$$k_s(x_0) \approx \sigma_n \left| \frac{d\mu}{dx} \right| > k, \tag{17}$$

где  $\mu$  — эффективный коэффициент трения на поверхности разлома или трещины;  $x_0$  — координата, соответствующая началу скольжения.

Удобно рассмотреть процесс динамического срыва на диаграмме “усилие – перемещение” (рис. 7). По достижении в точке  $x_0$  напряжениями, касательными к плоскости раздела, предела прочности контакта  $\tau_{max}$  и выполнении условия (17), сопротивление сдвигу  $\tau_{fr}(U)$  начинает снижаться с ростом перемещения быстрее, чем приложенная нагрузка  $\sigma_m(U)$ . В результате начинается скольжение, описываемое уравнением

$$m \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \sigma_m(U) - \tau_{fr}(U), \tag{18}$$

где  $m$  — масса на единицу площади подвижного блока;  $U$  — относительное перемещение блоков. При достижении некоторого перемещения  $U_c$ , величина которого зависит от шероховатости бортов трещины, свойств заполнителя и т. д., значение  $\tau_{fr}$  достигает остаточного значения и перестает меняться.

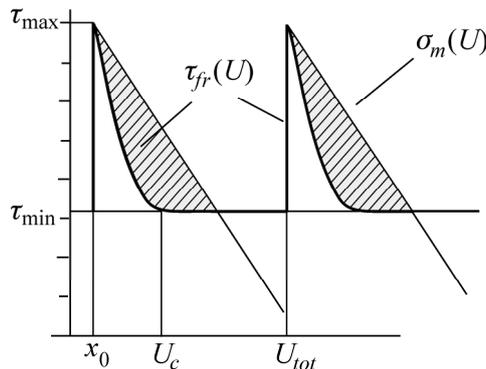


Рис. 7. Схематичное изображение динамического срыва контакта (жирная линия — изменение фрикционного сопротивления сдвигу контакта; реологическая кривая межблокового контакта, сплошная — линия разгрузки массива в окрестности контакта)

После выполнения условия

$$\int_{x_0}^x [\sigma_m(\chi) - \tau_{fr}(\chi)] d\chi = 0 \tag{19}$$

скольжение блока по границе раздела прекращается ( $U = U_{tot}$  на рис. 7) и начинается новый цикл накопления потенциальной энергии деформирования. Площадь заштрихованной области равна энергии, идущей на излучение сейсмической волны.

Таким образом, чем ближе жесткость межблокового контакта к жесткости массива, тем больше энергии диссипируется в очаге и тем меньше излучается в упругую область.

Ввиду того, что в литературе встречаются определенные разночтения, в заключение обсудим, что следует понимать под жесткостью массива и трещины.

Для оценки жесткости массива в сейсмологии часто используют простейшее решение о сдвиге среды, содержащей тонкую трещину конечной длины  $L$ , в результате которого жесткость массива оценивается как

$$k_m = \frac{\partial \tau}{\partial x} = \frac{\eta G}{L}, \quad (20)$$

где  $\eta \sim 1$  — коэффициент формы.

С нашей точки зрения, в блочной среде более корректно оценивать величину  $k_m$  в виде

$$k = \frac{G}{\lambda}, \quad (21)$$

где  $\lambda$  — расстояние между соседними разломами одного ранга. Согласно [32], для крупных разломов  $\lambda \approx (0.25 - 0.33)L$ , где  $L$  — длина разлома. Для мелких трещин параметр  $\lambda$  может изменяться в более широких пределах, однако он легко может быть определен на основе структурных моделей породного массива, которые, как правило, уже существуют для работающих рудников.

Еще бóльшая неопределенность имеет место при оценке жесткости разлома. В ряде работ по сейсмологии (например, [33]) определяют жесткость разлома по (20), где вместо  $L$  используется  $L_c$  — характерный размер зоны нуклеации, которая часто ассоциируется с некоторым контактными пятном или “зацепом”. Оценки  $L_c$  для разломных зон изменяются в очень широких пределах от сантиметров до километра [34]. Это определение следует из идеализированного представления разлома в виде бесконечно тонкого контакта и является, с нашей точки зрения, не очень удачным.

Мы предлагаем использовать интегральные нормальную и сдвиговую жесткости разломной зоны, введенные, вероятно, в [34]:

$$k_n = \frac{d\sigma_n}{dU_n}, \quad k_s = \frac{d\tau}{dU_s}, \quad (22)$$

которые во многих случаях определены экспериментально с помощью сейсмических методов, так что опорные зависимости  $k_n(L)$  и  $k_s(L)$  построены в широком диапазоне длин нарушений сплошности — от метров до сотен километров [31]. В (22)  $\sigma_n$  и  $\tau$  — нормальное и сдвиговое эффективные напряжения в окрестности разрыва;  $U_n$  и  $U_s$  — конвергенция и проскальзывание его берегов.

## ВЫВОДЫ

В настоящей работе рассмотрены некоторые экспериментальные данные, касающиеся техногенной сейсмичности, индуцированной ведением горных работ в прочных породных массивах. Выполненный анализ показывает:

1. Величины приведенной сейсмической энергии горно-тектонических ударов могут различаться на 2–3 порядка при одинаковых значениях сейсмического момента. Верхняя граница диапазона  $e \sim 10^{-4}$  соответствует так называемым “жестким” землетрясениям, а нижняя  $e \sim 10^{-7}$  — “мягким” событиям. Вероятно, существуют события и с более низкими значениями приведенной энергии (медленные или тихие землетрясения), однако они, скорее всего, просто не регистрируются системами наблюдений шахтной сейсмичности.

2. Вероятной причиной такого разброса являются вариации жесткости разломов, трещин и прилегающих участков породного массива. Эти вариации определяются изменением вещественного состава материала-заполнителя разломов, степенью обводненности массива, трещиноватостью породы в окрестности разлома, наличием близлежащих субпараллельных тектонических нарушений и литологических границ.

Более детальному рассмотрению этого важного вопроса посвящена вторая часть работы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Опарин В. Н., Тапсиев А. П., Востриков В. И. и др.** О возможных причинах увеличения сейсмической активности шахтных полей рудников “Октябрьский” и “Таймырский” Норильского месторождения в 2003 г. Ч. I. Сейсмический режим // ФТПРПИ. — 2004. — № 4.
2. **Опарин В. Н., Еманов А. Ф., Востриков В. И., Цибизов Л. В.** О кинетических особенностях развития сейсмоэмиссионных процессов при отработке угольных месторождений Кузбасса // ФТПРПИ. — 2013. — № 4.
3. **Деструкция** земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия / [В. Н. Опарин и др.]; отв. ред. Н. Н. Мельников. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012.
4. **Назаров Л. А., Назарова Л. А., Ярославцев А. Ф., Мирошниченко Н. А., Васильева Е. В.** Эволюция полей напряжений и техногенная сейсмичность при отработке месторождений полезных ископаемых // ФТПРПИ. — 2011. — № 6.
5. **Усольцева О. М., Назарова Л. А., Цой П. А., Назаров Л. А., Семенов В. Н.** Исследование генезиса и эволюции нарушений сплошности в геоматериалах: теория и лабораторный эксперимент // ФТПРПИ. — 2013. — № 1.
6. **Назарова Л. А., Назаров Л. А., Козлова М. П.** Роль дилатансии в формировании и эволюции зон дезинтеграции в окрестности неоднородностей в породном массиве // ФТПРПИ. — 2009. — № 5.
7. **Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В., Лескова Е. В., Шевкунова Е. В., Подкорытова В. Г.** Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (бачатское землетрясение 18 июня 2013 г.) // ФТПРПИ. — 2014. — № 2.
8. **Адушкин В. В., Турунтаев С. Б.** Техногенная сейсмичность — индуцированная и триггерная. — М.: ИДГ РАН, 2015.
9. **Snelling P., Godin L., McKinnon S.** The role of geologic structure and stress in triggering remote seismicity in Creighton Mine, Sudbury, Canada, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 2013, Vol. 58.
10. **Kocharyan G. G., Kishkina S. B., Novikov V. A., Ostapchuk A. A.** Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects, *Geodynamics & Tectonophysics*, 2014, Vol. 5 (4).
11. **Шебалин Н. В.** Сильные землетрясения: избр. труды. — М.: Изд-во АГН, 1997.
12. **Маловичко А. А., Маловичко Д. А.** Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2 / отв. ред. Н. Н. Мельников. — Новосибирск, 2010.
13. **Родкин М. В.** Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // *Физика Земли*. — 2001. — № 8.
14. **Раутиан Т. Г.** Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // *Экспериментальная сейсмика / Труды ИФЗ АН СССР*. — 1964. — № 32 (199).
15. **Ide S., Beroza G.** Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.*, 2001. Vol. 28.

16. **Domański B., Gibowicz S.** Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland, *Acta Geophys*, 2008, Vol. 56.
17. **Oye V., Bungum H., Roth M.** Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland. *BSSA*, 2005, Vol. 95 (3).
18. **Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D.** Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2, *BSSA*, 1991, Vol. 81.
19. **Urbancic T. I., Young R. P.** Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with  $M < 0$ . *BSSA*, 1993, Vol. 83.
20. **McGarr A.** Some comparisons between mining-induced and laboratory earthquakes, *Pure Appl. Geophys*, 1994, Vol. 142, doi 10.1007/BF00876051.
21. **Yamada T., Mori J. J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H.** Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine, *J. Geophys. Res.*, 2007, Vol. 112, B03305, doi:10.1029/2006JB004553.
22. **Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G. et al.** Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2011, Vol. 101, No. 6.
23. **Kocharyan G. G.** Scale effect in seismotectonics, *Geodynamics & Tectonophysics*, 2014, Vol. 5 (2), doi:10.5800/GT2014520133.
24. **Gibowicz S. J., Kijko A.** An introduction to mining seismology, San Diego: Academic Press Inc., 1994.
25. **Маловичко Д. А.** Изучение механизмов сейсмических событий в рудниках верхнекамского месторождения калийных солей: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — М.: ИФЗ РАН 2004.
26. **Rorke A. J., Roering C.** Source mechanism studies of mine-induced seismic events in a Deep-level gold mine, Proc. of the 1st Int. Symposium on Rockburst and Seismicity in Mines, Johannesburg, 1982, eds. N. C. Gay and E.H.Wainwright, Johannesburg: SAIMM, 1984.
27. **Сырников Н. М., Тряпицын В. М.** О механизме техногенного землетрясения в Хибинах // ДАН. — 1990. — Т. 314. — № 4.
28. **Heesakkers V., Murphy S., Reches Z.** Earthquake rupture at focal depth, part I: structure and rupture of the pretorius fault, TauTona Mine, South Africa *Pure Appl. Geophys.*, 2011, Vol. 168, doi 10.1007/s00024-011-0355-6.
29. **Касахара К.** Механика землетрясений. — М.: Мир, 1985.
30. **Madariaga R.** Earthquake scaling laws in extreme environmental events: Complexity in Forecasting and Early Warning, R.A. Meyers ed. Springer, 2010.
31. **Соболев Г. А.** Основы прогноза землетрясений. — М.: Наука, 1993.
32. **Шерман С. И.** Физические закономерности развития разломов земной коры. — Новосибирск: Наука, 1977.
33. **Kanamori H., Brodsky E. E.** The physics of earthquakes, *Reports on Progress in Physics*, 2004, Vol. 67 (8).
34. **Goodman R. E., Taylor R., Brekke T.** A model for the mechanics of jointed rock, *J. Soil Mech Found Div ASCE* 1968, Vol. 94.

*Поступила в редакцию 11/V 2015*