

ПАРАМЕТРЫ ИСТОЧНИКОВ РОЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, ИНИЦИИРОВАННЫХ ВЗРЫВОМ НА КОРОБКОВСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

© 2021 г. А. Н. Беседина¹, *, С. Б. Кишкина¹, Г. Г. Кочарян¹

¹Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: besedina.a@gmail.com

Поступила в редакцию 14.09.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

Несмотря на большое количество исследований, остается открытым вопрос, насколько изучение параметров слабой сейсмичности помогает в интерпретации данных, полученных при средних и сильных землетрясениях. В данной работе проведен анализ сейсмических событий, инициированных взрывами в шахте на Коробковском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии (центральная часть Восточно-Европейской платформы). Район исследований характеризуется превышением горизонтальных напряжений над вертикальными и декларируется как потенциально удароопасный массив, хотя горных ударов при проведении горных работ пока не наблюдалось. Для анализа использовались данные сейсмической сети из четырех однокомпонентных горизонтальных акселерометров, установленных в шахте. После обнаружения и локации слабых сейсмических событий с помощью аппроксимации модельным спектром Брюна была проведена оценка параметров источника. Было обнаружено, что источники зарегистрированных сейсмических событий плотно сгруппированы в пространстве вблизи ближайшей взрывной камеры, и большинство находится внутри области с уровнем динамических деформаций от взрывов более 10^{-6} . Рассчитанные значения моментной магнитуды варьируются от -2.7 до -1.4 . Сброс напряжения составил от 0.002 до 0.25 МПа при значениях кажущегося напряжения от 0.0003 до 0.017 МПа. Приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0 возрастает от 10^{-8} до 10^{-7} Дж/(Н · м) при изменении сейсмического момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н · м. В диапазоне моментов от 10^6 до 10^7 Н · м такой тенденции не отмечено. Мы полагаем, что этот эффект может быть связан с уменьшением модуля сдвига породы при увеличении размера события. Рассчитанные значения приведенной энергии и скорости распространения разрыва свидетельствуют о том, что промышленный взрыв, вероятно, инициировал серию микроземлетрясений с низкой излучательной эффективностью.

Ключевые слова: индуцированная сейсмичность, очаговые параметры, анализ временных рядов, слабые сейсмические события, объемные волны.

DOI: 10.31857/S0002333721030030

ВВЕДЕНИЕ

Около 40% всех ощущаемых землетрясений, в той или иной мере обусловленных человеческой деятельностью, связаны с извлечением твердых полезных ископаемых, а еще 15% — с добычей нефти и газа [Foulger et al., 2018]. В результате существенного увеличения плотности и качества инструментальных наблюдений на сегодняшний день *in situ* регистрируется множество сейсмических событий, вплоть до столь малых магнитуд, как $M_w = -4.1$ [Kwiatak et al., 2011]. Параметры микро- и наносейсмичности изучаются во многих исследованиях, связанных, прежде всего, с горными работами [Gibowicz, Kijko, 1994; Oye et al., 2005; Yamada et al., 2007; Wesseloo, 2018; Ma et al., 2018; и др.].

Исследования, проведенные в горных массивах с разным напряженным состоянием и тектонической обстановкой, показали, что можно обнаружить два типа сейсмического отклика на проведение горных работ [Кочарян и др., 2018; De Santis et al., 2020]. К первому относятся микрособытия, непосредственно вызванные добычей. Их источники по пространственным и временным параметрам приурочены непосредственно к фронту ведения горнопроходческих работ. Расположение очагов этих событий отмечает либо зоны концентрации напряжений, либо, напротив, разгруженные области массива [Gibowicz, Kijko, 1994; Urbancic, Trifu, 2000; Young et al., 2004; Orlecka-Sikora et al., 2012]. Второй тип — инициированные подвижки по существующим тектоническим нарушениям [Кочарян и др., 2018;

Lu et al., 2018; 2019; Sainoki, 2013]. Такие события могут быть удалены от места проведения работ на несколько километров, могут происходить с задержкой по времени по отношению к производству взрывов. Именно крупные динамические подвижки по разломам — события второго типа — приносят наибольший ущерб [Ловчиков, 2013; Lu et al., 2018].

Анализ очаговых параметров землетрясений, инициированных горными работами, обычно проводится на основе подходов, развитых в “большой” сейсмологии и дает довольно много дополнительной информации для изучения масштабного эффекта землетрясений [McGarr, 1999; Kanamori, Heaton, 2000; Boettcher et al., 2009; Kwiatek et al., 2011]. При этом остается открытым вопрос, насколько изучение параметров слабой сейсмичности помогает интерпретировать данные, получаемые при регистрации средних и крупных коровых землетрясений. В рамках предположения о том, что процесс разрыва самоподобен [Aki, 1967], такие параметры очага, как приве-

денная сейсмическая энергия $e = \frac{E_s}{M_0} (E_s - \text{энергия,}$

излученная при землетрясении, M_0 — сейсмический момент) и кажущееся напряжение σ_a , должны быть одинаковы для землетрясений любого размера. Хотя исследованиями закономерностей сейсмического масштабирования занимались и занимаются многие исследовательские группы, геофизическое сообщество пока не пришло к единому мнению [Walter et al., 2006]. Если в одних случаях авторы подтверждают гипотезу самоподобия и постоянства кажущихся напряжений [Kanamori, Anderson, 1975; McGarr, 1999; Ide et al., 2003; Baltay et al., 2010; и др.], то другие исследования, напротив, свидетельствуют в пользу зависимости величины приведенной сейсмической энергии от размера землетрясения [Abercrombie, 1995; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016; и др.]. В любом случае, наблюдается очень большой разброс в рассчитываемых величинах e . Так, например, в работе [Кочарян и др., 2016] был проанализирован большой объем наблюдательных данных — более 1500 событий в диапазоне моментных магнитуд от $M_w = -3.5$ до $M_w = 9.2$. Анализ был ограничен землетрясениями, очаг которых располагался на глубине не более 50 км. Были привлечены только надежные оценки сейсмического момента и излученной энергии, а при анализе очаговых параметров землетрясений малых магнитуд либо использовались данные, полученные с использованием высокочастотной регистрирующей аппаратуры, либо проводилась коррекция результатов по методу, предложенному [Ide, Beroza, 2001]. Анализ составленной базы данных показал, что при изменении сейсмического момента на 19 порядков — в диапазоне от 10^3 до 10^{22} Н · м — подавляющее большинство значе-

ний параметра e лежит в диапазоне $e \sim 10^{-6} - 10^{-3}$, а среднее значение составляет $e = 2.82 \times 10^5$. При рассмотрении всего комплекса данных явной зависимости отношения от масштаба землетрясения не обнаруживается: дисперсия очень велика и вариации приведенной энергии при одном и том же значении сейсмического момента превышает 3 порядка. Однако, судя по данным [Кочарян и др., 2016], средняя приведенная энергия неодинакова в разных диапазонах магнитуд. Многими авторами отмечается, что для каждого отдельного подмножества данных, особенно для слабых землетрясений, часто наблюдаются очевидные отклонения от пропорциональной связи сейсмической энергии и сейсмического момента [Walter et al., 2006]. И если авторы ряда исследований последовательностей слабых природных землетрясений склоняются к соотношению $E_s \sim M_0$ [Ide, Beroza, 2001; Matsuzawa et al., 2004], то для рядов наблюдений индуцированной сейсмичности наклон регрессионных зависимостей $E_s(M_0)$ иногда сильно отличается от единицы [Маловичко, Маловичко, 2010; Gibowicz et al., 1991]. Это может означать, что разломная зона или участок массива, к которым приурочено расположение очагов группы слабых землетрясений, определяют свои закономерности масштабирования, определяемые местными условиями [Walter et al., 2006; Беседина и др., 2015; Кочарян, 2016]. При этом совместное рассмотрение большого количества рядов данных, относящихся к разным участкам, создает видимость постоянства величины средней приведенной энергии [Walter et al., 2006; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016].

Физические причины вариации эффективности излучения сейсмических колебаний с ростом размера землетрясения до сих пор обсуждаются. Среди них рассматриваются зависимость модуля деформаций массива горных пород и жесткости нарушений сплошности от масштаба [Беседина и др., 2013]. Помимо этого, можно выделить также два фактора, приводящих к возникновению зависимости излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба события и не связанных с физикой очага. Во-первых, это эффект влияния ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры [Ide, Beroza, 2001]. При использовании недостаточно высокочастотной аппаратуры этот эффект оказывается весьма значительным для событий малой энергии. Второй эффект связан с поглощением и рассеянием высоких частот при распространении колебаний. Для слабых событий наблюдается недооценка рассчитанной сейсмической энергии, быстро увеличивающаяся с ростом расстояния [Беседина и др., 2013].

Несмотря на большое количество данных, до настоящего момента нет единого мнения и о причинах большого разброса значений отношения

Таблица 1. Физико-механические характеристики разрабатываемых кварцитов

ρ , кг/м ³	E , ГПа	ν	μ , ГПа	C_α , м/с	C_β , м/с
3400–3700	0.65–1.16	0.13–0.33	29–48	4400–6300	2900–3600

E_s/M_0 . Хотя, как правило, величина приведенной излученной энергии для индуцированных землетрясений лежит в диапазоне, характерном для “нормальных” природных землетрясений $10^{-6} < e < 10^{-4}$, в некоторых случаях зарегистрированные величины попадают в диапазон $E_s/M_0 < 10^{-6}$, т.е. эффективность подвижки как источника сейсмических колебаний оказывается крайне низкой [Оуе, 2005; Маловичко, Маловичко, 2010; Kwiatek et al., 2011]. Между тем ущерб, наносимый землетрясением, определяется именно величиной излученной энергии, так что важно изучать причины наблюдаемых эффектов.

В этом исследовании мы рассматриваем результаты инструментальных наблюдений слабых сейсмических событий, индуцированных взрывами, проводимыми при разработке месторождения очень прочных кварцитов (Коробковского железорудного месторождения) в тектонически стабильном районе Восточно-Европейской платформы. Особенности обследуемого участка являются наличие крупной разломной зоны и существенное превышение величины горизонтальных напряжений над вертикальными, несмотря на небольшую глубину выработки около 300 м от свободной поверхности. Работы проводятся с целью оценки геодинамической активности массива, в связи с планами разработки более глубоких горизонтов месторождения.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Коробковское железорудное месторождение

Коробковское железорудное месторождение сложено из 8 крутопадающих залежей железистых кварцитов длиной 380–3500 м и горизонтальной мощностью 50–1050 м [Адушкин и др., 2017б]. Согласно результатам измерений, горизонтальные напряжения на глубине 300 м от поверхности составляют 13–15 МПа, превышая примерно в 1.5 раза вертикальные [Адушкин и др., 2017б; Кочарян и др., 2018]. Существенное превышение величины горизонтальных напряжений над вертикальными стало основанием для того, чтобы надзорные органы объявили массив удароопасным, хотя до настоящего времени горных ударов здесь не наблюдалось. Поскольку для небольших глубин, на которых разрабатывается Коробковское месторождение, уровень напряжений достаточно высок, было решено организовать временные сейсмические наблюдения на

участке, который считается наиболее опасным при проведении горных работ.

Разработка Коробковского железорудного месторождения ведется подземным способом. Средние значения физико-механических характеристик разрабатываемых кварцитов (плотность ρ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона ν , модуль сдвига μ и скорость распространения продольных и поперечных волн C_α и C_β соответственно), отобранных в горных выработках Коробковского месторождения, приведены в табл. 1 по [Кочарян и др., 2018].

На шахте применяется этажно-камерная система разработки. Камеры находятся на глубине 245–285 м от дневной поверхности. При подготовке взрывов участок породы шириной 10–15 м внутри камеры разбуривается рядами вертикальных скважин длиной 50–55 м и диаметром 105 мм. При каждом массовом взрыве с интервалом 30–50 с взрываются 3–4 камеры, расположенные на расстоянии около 1 км друг от друга. Применяется короткозамедленное взрывание. Суммарная масса ВВ в камере составляет, в среднем, 10–20 тонн. Внутри каждой камеры последовательно, через определенный интервал времени (~20 мс) взрываются группы скважин, составляющих одну ступень замедления массой 0.5–1.5 т ВВ.

Пример записи вертикальной скорости смещения грунта на свободной поверхности непосредственно над одной из камер показан на рис. 1. При этом взрыве суммарная масса ВВ в камере была 10.3 т, а максимальная масса ВВ в одной ступени замедления составляла 0.518 т. В начале взрыва интервалы замедления между ступенями составляли 20 мс, а в конце 500 мс, так что в конце записи легко выделяются волны от отдельных ступеней замедления. Длительность колебаний от взрыва

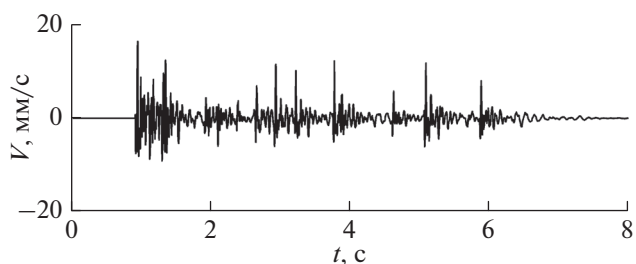


Рис. 1. Запись вертикальной скорости смещения грунта на свободной поверхности непосредственно над одной из камер.

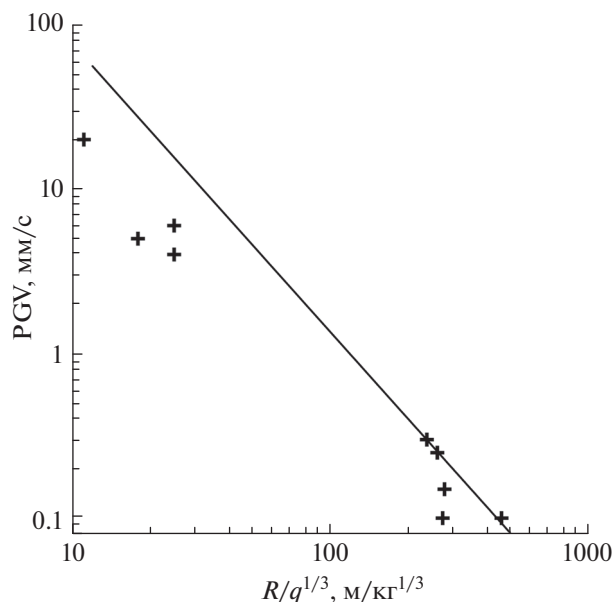


Рис. 2. Зависимость максимальной массовой скорости волны от приведенного расстояния до взрыва. Точки – результаты измерений на глубине 300 м. Линия – эмпирическая зависимость (1), построенная по результатам измерений на свободной поверхности параметров колебаний от взрывов на шахте им. Губкина комбината КМАруда [Кочарян и др., 2019].

одной ступени составляет около 200 мс. Суммарная длительность колебаний не превышает 5–6 с.

Величина максимальной массовой скорости (PGV) при короткозамедленном взрыве определяется суммарным весом заряда в группе определения, расстоянием до взрыва, а на малых расстояниях еще и геометрией заряда. На достаточно большом удалении от взрыва для оценки воздействия на массив можно воспользоваться эмпирической зависимостью, построенной нами для короткозамедленных взрывов на шахте им. Губкина комбината КМАруда [Кочарян и др., 2019]:

$$V_m = 4110 \times \left(\frac{q^{1/3}}{R} \right)^{1.73}, \quad (1)$$

где: V_m – измеряется в мм/с; R – эпицентрального расстояние в метрах, а максимальное количество ВВ в одной ступени q – в кг.

Зависимость величины PGV от приведенного расстояния приведена на рис. 2. Можно видеть, что на малых расстояниях, сопоставимых с длиной скважин, где сказывается геометрия заряда, величина PGV лежит заметно ниже соотношения (1).

Целью наблюдений, описываемых в настоящей статье, являлось изучение сейсмоакустической реакции напряженного массива на воздействие промышленного взрыва. Для Коробковского месторождения это первый опыт многоканальной регистрации с помощью сейсмических станций, организованных по принципу малоапертурной группы. Предварительно в течение года проводились измерения с одной и двумя измерительными точками [Besedina et al., 2018; Besedina, Ostapchuk, 2018; Besedina, 2019].

Измерения проводились 06.07.2019 г. в течение 16 ч в период прекращения горных и строительно-монтажных работ, которые останавливаются примерно за 2 ч до проведения взрыва и возобновляются в полной мере через сутки. Параметры взрывов приведены в табл. 2.

Сейсмическая группа с апертурой ~130 м, состоящая из 4-х акселерометров Briel&Kjaer 8306 (рабочая полоса частот 0.08 Гц–1 кГц), была установлена на глубине около 300 м от поверхности. Три датчика T_1 – T_3 были установлены по профилю вдоль одного орта, четвертый датчик T_4 располагался в соседнем орте (рис. 3). Акселерометры устанавливались на вертикальной стенке выработки. Регистрация велась на 14-разрядное АЦП E14-440 L-Card с частотой опроса 10 кГц. Чувствительность измерительного канала составляла 7.8 (мкм/с²)/отсчет. Дополнительно на отдельный канал велась запись временной метки для контроля частоты опроса АЦП.

Расположение группы было выбрано в окрестности зоны смыкания Главной и Стретенской залежей [Адушкин и др., 20176], которая характеризуется как зона тектонических нарушений общей мощностью около 100 м. В строении участка выделяются четыре зоны дробления с видимой мощностью 13, 34, 3 и 4 м.

Использовалась система координат с началом в точке расположения датчика T_3 и направлением оси ординат на север. Координаты измерительных точек в этой системе координат приведены в

Таблица 2. Параметры взрывов 06.07.2019 г.

№ взрыва	1		2	3
	1.1	1.2	2	3
№ камеры	1.1	1.2	2	3
Масса ВВ в камере Q , кг	10353	2081	5222	4838
Масса ВВ в ступени замедления q , кг	1200	552	864	800
Число ступеней	17	5	6	6
Продолжительность детонации, мс	450	100	125	125
Расстояние до точки $T_3(0,0)$, м	310	100	4380	2500

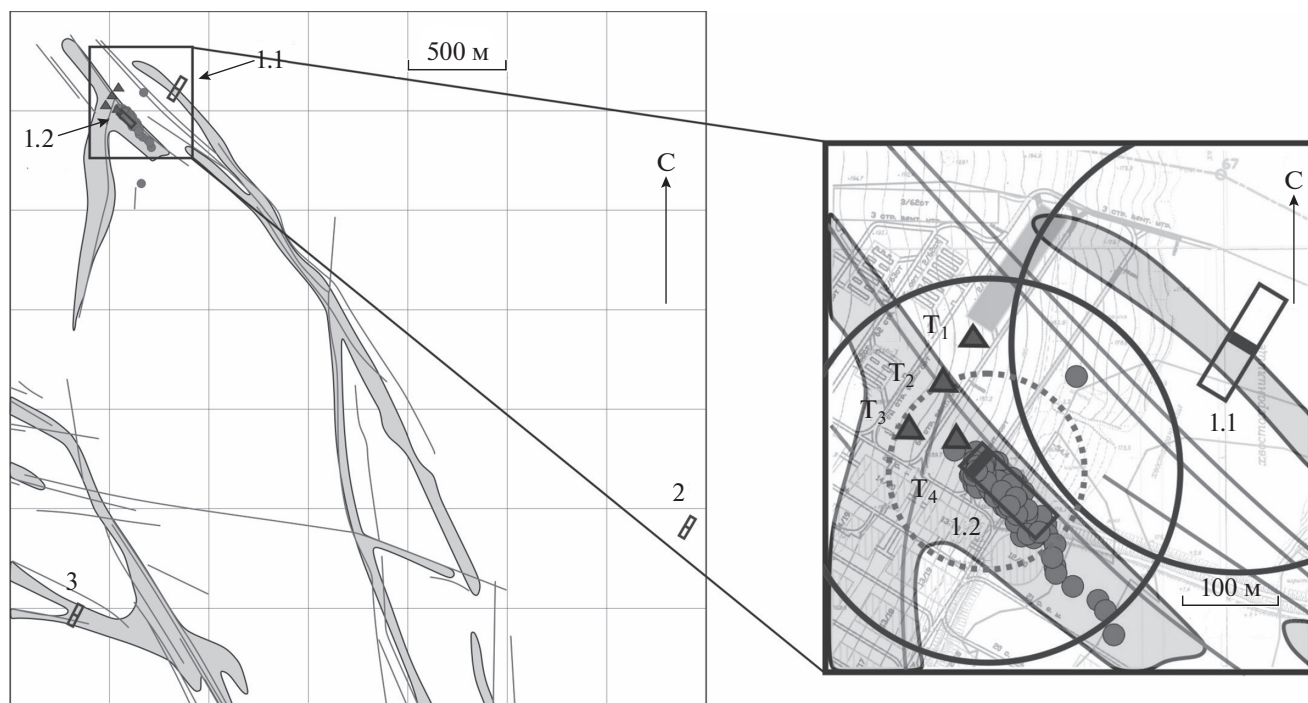


Рис. 3. Схема Коробковского месторождения в зоне смыкания Главной и Сретенской залежей рудных полей и более подробная схема части исследуемой области, оборудованной акселерометрами T_1 – T_4 (треугольники) в разломной зоне шахты. Сплошные линии соответствуют зонам тектонических нарушений. Серым цветом выделены рудные поля. Цифры – номера разрабатываемых камер, подорванных 06.07.2019 г., а их положение показано соответствующими прямоугольниками. Жирные линии внутри прямоугольников соответствуют зонам взрыва. Цифры соответствуют номерам камер в табл. 2. Серые точки – сейсмические события, зарегистрированные после взрывов. Начало координат (0,0) соответствует измерительной точке T_3 . Ось Y направлена на север. Большие круги (сплошная линия) соответствуют динамическим деформациям порядка 10^{-6} от соответствующего взрыва. Маленький круг (пунктирная линия) соответствует динамической деформации примерно 3×10^{-6} .

табл. А1 Приложения. Основные зоны разломов на участке показаны на рис. 3а, 3б.

Обработка данных и локация событий

За два часа до проведения взрывов было зарегистрировано три сейсмических события, которые представляли собой технологические взрывы малой мощности. Сразу после проведения короткозамедленных взрывов, в течение нескольких часов фиксировались волны от множества сейсмических событий разной магнитуды, вне всякого сомнения индуцированных взрывами. Предварительная обработка исходных рядов данных состояла в удалении низкочастотной компоненты и высокочастотных резонансных пиков с помощью полосового фильтра Баттерворта 2-го порядка в диапазоне частот 10 Гц–1 кГц. Обнаружение сигналов проводилось по каждому каналу отдельно. Стандартная методика детектирования сигналов STA/LTA показала много ложных срабатываний из-за постоянно присутствующих техногенных помех. Поэтому в работе использовалась методика выделения, отработанная ранее при проведении предварительных измерений при мониторинге поствзрывной активности в исследуемой

области [Besedina et al., 2018]. С помощью быстрого преобразования Фурье в скользящем окне длительностью 0.05 с и перекрытием 0.025 с рассчитывались спектральные характеристики исследуемого временного интервала. Обнаружение событий производилось по превышению выбранным параметром порогового значения, в качестве которого была выбрана сумма спектров ускорения в скользящем окне в заданном диапазоне частот $\sum_{f_1}^{f_2} |A(f)|$, где $A(f)$ – ускорение, рассчитанное в скользящем окне 0.05 с, а f_1 и f_2 – частоты, определяющие границы частотного диапазона при обнаружении сигнала. Для измерительных каналов T_1 – T_3 $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц. На канале датчика T_4 присутствуют стационарные помехи на частотах 580–740 Гц, так что этот диапазон частот был исключен из анализа; обнаружение сигнала проводилось по параметру $\sum_{f_1}^{f_3} |A(f)| + \sum_{f_4}^{f_2} |A(f)|$, где $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц, $f_3 = 580$ Гц, $f_4 = 740$ Гц.

Для каждого обнаруженного сигнала определялось время прихода волны на станцию. Локация сейсмических событий проводилась с помощью метода засечек по 4 станциям. На рис. 4 в ка-

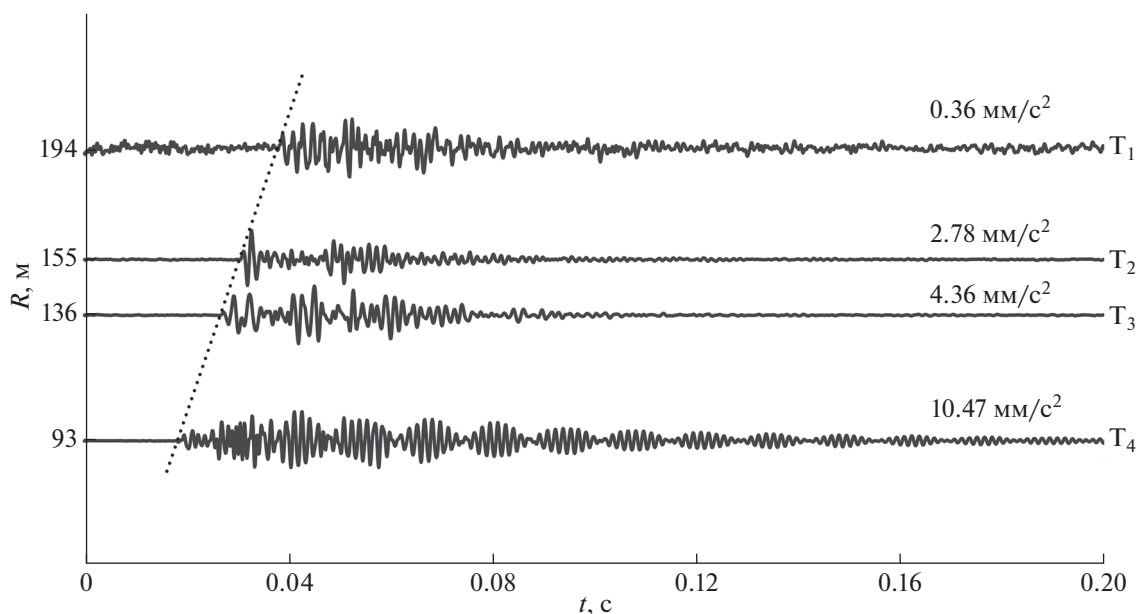


Рис. 4. Волновая форма события № 43 (табл. А2), записанная всеми сейсмическими станциями. Пунктирная линия соответствует первому вступлению сейсмической волны. Максимальные амплитуды для каждой станции указаны над волновой формой в единицах $\text{мм}/\text{с}^2$, тогда как на рисунке приведены сейсмограммы, нормированные на максимальную амплитуду.

честве примера показаны волновые формы одного из выделенных сигналов, зарегистрированных измерительными точками T_1 – T_4 . Пунктирная линия соответствует временам первых вступлений. В финальную выборку вошли 94 из 130 событий (рис. 3б) с эпицентрными расстояниями 25–400 м. Для остальных событий сильная зашумленность одного и/или более каналов не позволила провести локацию.

При локации событий было определено время в очаге, что позволило оценить скорость распространения продольных волн на участке измерений в предположении однородности среды $C_\alpha = 5570 \pm 630$ м/с. С учетом коэффициента Пуассона $\nu = 0.27$ была рассчитана скорость распространения поперечных волн, которая составила $C_\beta = 3130 \pm 630$ м/с. Полученные значения скоростей C_α и C_β находятся в хорошем соответствии со значениями, полученными при оценке свойств отобранных образцов (табл. 1).

Определение параметров источника

Оценка очаговых параметров источника проводилась по результатам анализа параметров низкочастотной области спектра сейсмических колебаний. Для оценки величины скалярного сейсмического момента использовалось соотношение [Кейлис-Борок, 1957] в модификации [Gibowicz, Kijko, 1994]

$$M_0 = \frac{4\pi\rho C^3 R\Omega_0}{F_c R_c S_c}, \quad (2)$$

где: ρ – плотность массива (при расчетах $\rho = 3400 \text{ кг}/\text{м}^3$); C – скорость распространения волн; R – расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 – амплитуда “полки” в низкочастотной части спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных; F_c – коэффициент, учитывающий направленность излучения; R_c – коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; S_c – станционная поправка. Для большинства событий на малых эпицентральных расстояниях объемные волны не разделяются, поэтому расчет очаговых параметров проводился по всей волновой записи сейсмического сигнала. Как отмечено в работе [Gibowicz, Kijko, 1994], если механизм источника не определен, оценку сейсмического момента можно производить по среднеквадратичному значению коэффициента, учитывающего направленность излучения, рассчитанному исходя из сферичной формы источника, используя значения $F_\alpha = 0.52$ и $F_\beta = 0.63$ [Boore, Boatwright, 1984]. Следуя [Gibowicz, Kijko, 1994], можно пренебречь станционной поправкой и коэффициентом, который учитывает угол выхода луча на свободную поверхность ($R_c = 1$), для датчиков, расположенных в подземных выработках.

Для аппроксимации низкочастотной части спектра смещения мы использовали модель Дж. Брюна [Brune, 1970], которая описывает характеристики сигнала, излучаемого при внезапном высвобождении сдвигового напряжения на

круговой поверхности в упругом изотропном пространстве. Для этой модели спектр смещения описывается функцией:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + f^2/f_0^2}, \quad (3)$$

где f_0 – угловая частота излучения источника. Построение аппроксимирующего спектра согласно модели производилось при минимуме среднеквадратичных отклонений от исходных данных амплитудного спектра смещения. По значениям сейсмического момента можно оценить моментную магнитуду [Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1). \quad (4)$$

Расчет излученной сейсмической энергии проводился путем интегрирования спектра скорости [Gibowicz, Kijko, 1994]:

$$E_s = 4\pi r C \langle F_c \rangle^2 \frac{\sum_n J_{c_n} R_n^2}{\sum F_{c_n}^2}, \quad (5)$$

где: n – количество точек измерения; J_{c_n} – поток энергии; R_n – расстояние между источником до n -й измерительной станции. Поток энергии определяется как [Gibowicz, Kijko, 1994]

$$J_n = 3 \times 2 \int_{f_1}^{f_2} |V(f)|^2 df, \quad (6)$$

где $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц, $|V(f)|$ – модуль спектра скорости; поскольку система измерений однокомпонентная, использовался множитель “3”. Если механизм очага неизвестен, то коэффициент, учитывающий направленность излучения

$\frac{\sum F_{c_n}^2}{4\pi \langle F_c \rangle^2}$ из (5), становится равным $\frac{n}{4\pi}$, и формулу (5) можно переписать в виде:

$$E_s = 4\pi r C \frac{\sum_n J_{c_n} R_n^2}{n}. \quad (7)$$

При расчете излученной энергии использовались значения потока J с учетом потерь энергии за счет ограниченного частотного диапазона измерительной аппаратуры. Как показано в работе [Ide, Beroza, 2001], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной E_s определяется выражением

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} \left[\arctg(f_M/f_0) - (f_M/f_0)/(1 + f_M/f_0)^2 \right], \quad (8)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала. Для используемой измерительной сети ча-

стота f_M равна 1 кГц для всех датчиков. Данные измерительной точки T_4 , на которой присутствуют стационарные помехи, были исключены из рассмотрения, чтобы не вносить дополнительных инструментальных ошибок.

Для оценки величины сброса напряжения в массиве использовалось соотношение для модели кругового разлома R. Madariaga [Madariaga, 1976]:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \left(\frac{2\pi f_0}{KC_\beta} \right)^3, \quad (9)$$

где K принимает значения $K_\alpha = 2.01$ и $K_\beta = 1.32$ для P - и S -волн соответственно. Полученные оценки дают хорошую сходимость с результатами наблюдений в шахтах [Gibowicz et al., 1990; Gibowicz, Kijko, 1994]. Если механизм очага не определен, то могут быть использованы средние значения коэффициентов K_α и K_β [Gibowicz, Kijko, 1994].

Кажущееся напряжение оценивалось по обычному соотношению:

$$\sigma_a = \mu \frac{E_s}{M_0}, \quad (10)$$

где модуль сдвига среды $\mu \approx 33$ ГПа.

Исследования по определению добротности исследуемой области ранее не проводились. Опираясь на данные [Oye et al., 2005], где для рудного месторождения наилучшая сходимость с модельным решением была получена для значения $Q = 350$, нами были рассмотрены две модели среды с добротностью Q равной 200 и 400 путем введения множителя $\exp\left(-\frac{\pi Rf}{QC}\right)$. На рис. 5 представ-

лены спектры смещения для среды с учетом добротности $Q = 200$ и $Q = 400$ и среды без затухания. Эффекты введения затухания видны только на высоких частотах, поэтому далее все расчеты проведены для модели среды без учета затухания.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Кумулятивное число зарегистрированных событий в зависимости от времени после взрыва показано на рис. 6а. Три события, которые были зарегистрированы до проведения короткозамедленных взрывов, были удалены из рассмотрения и не входили в последующий анализ, поскольку, как отмечалось выше, они представляли собой технологические взрывы малой мощности.

После проведения взрывов наблюдался резкий всплеск сейсмической активности. Количество событий, индуцированных за первые 10–15 с после прохождения сейсмических волн от взрыва, неизвестно, поскольку они происходят на фоне колебаний взрыва. Нарастание кумулятивного числа событий со временем хорошо аппроксимируется логарифмической зависимостью

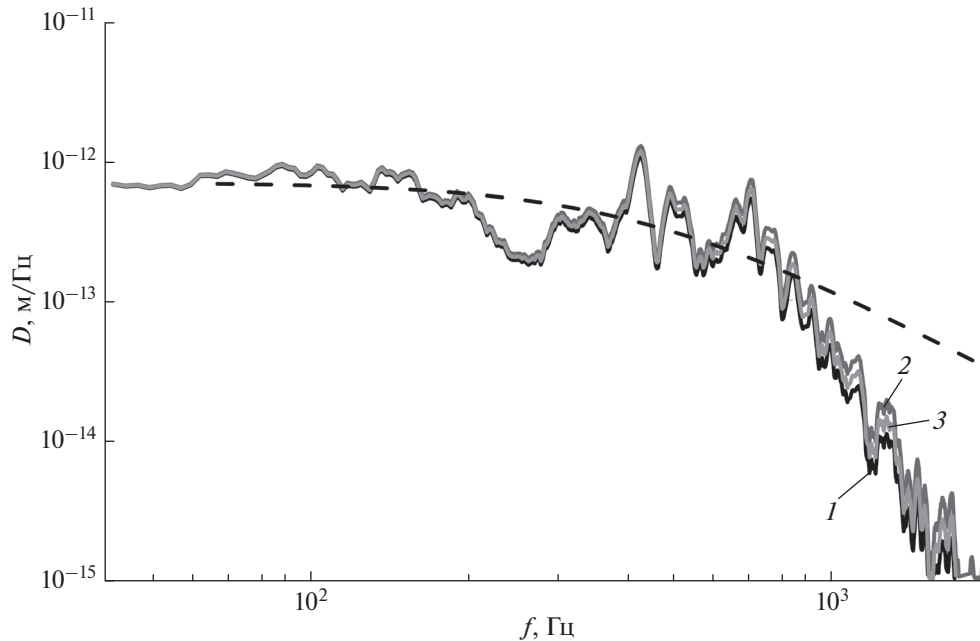


Рис. 5. Амплитудный спектр смещения, рассчитанный для трассы без учета затухания (1) и с постоянными $Q = 200$ (2) и $Q = 400$ (3) для события № 13 (табл. А2). Приближение по модели ω^2 показано пунктирной линией. Эффект Q невелик и наблюдается только на высоких частотах.

$$N = 18 \ln(t + t_0) + 68, \quad (11)$$

с коэффициентом детерминации 0.99, где $t_0 = 0.037$ ч – время, через которое были выделены первые сейсмические события после подрывов в камерах шахты (рис. 6а). Зависимость кумулятивного числа событий от магнитуды M_w и плотность вероятности распределения количества событий по магнитуде показаны на рис. 6б. Большинство событий зарегистрированы в диапазоне магнитуд от -2.5 до -2.0 . Как видно, наблюдается резкий спад количества событий с магнитудами больше -2.0 .

На рис. 7 приведена зависимость магнитуд зарегистрированных событий от расстояния. Линия определяет приблизительный порог чувствительности сейсмической группы. Это означает, что все зарегистрированные события были инициированы, в основном, взрывом в камере 1.2 и, возможно, в камере 1.1. Динамические деформации от взрывов в камерах №№ 2 и 3 были значительно меньше по амплитуде (рис. 8).

Для модели ω^2 проведена оценка моментных магнитуд M_w выделенных событий в диапазоне от -2.7 до -1.4 с угловой частотой от 120 до 760 Гц. Полученные значения магнитуд и угловых частот соответствуют, согласно модели в работе [Madariaga, 1976], радиусам очага в первые метры. Величина сброса напряжения варьируется от 0.002 до 0.25 МПа (рис. 9). Величина рассчитанной сейсмической энергии варьируется от 10^{-3} до 1 Дж при изменении сейсмического момента примерно на два порядка от 10^5 до 10^7 Н · м, что

соответствует вариации кажущегося напряжения от 0.0003 до 0.017 МПа (рис. 10а). Несмотря на значительный разброс, можно отметить близкий к линейному тренд роста средней величины приведенной энергии E_s/M_0 примерно на порядок в диапазоне изменения момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н · м (рис. 10б). При этом в диапазоне M_0 (10^6 – 10^7) такой тенденции не отмечено.

Отношение кажущегося напряжения σ_a к величине сброса напряжения $\Delta\sigma$ можно использовать для оценки скорости распространения разрыва V_r через параметр излучательной эффективности [Husseini, 1977].

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + E_G} = 2 \frac{\sigma_a}{\Delta\sigma}, \quad (12)$$

где E_G – величина энергии, идущей на разрушение контакта (трещинообразование), а E_s – излученная сейсмическая энергия (рис. 11). Для моды II (продольный сдвиг) и моды III (поперечный сдвиг) трещины справедливы соотношения [Venkataraman, Kanamori, 2004]:

$$\eta_R = 1 - \frac{1 - V_r/C_R}{\sqrt{1 - V_r/C_\beta}} \quad (13)$$

и

$$\eta_R = 1 - \frac{\sqrt{1 - V_r/C_\beta}}{\sqrt{1 + V_r/C_\beta}} \quad (14)$$

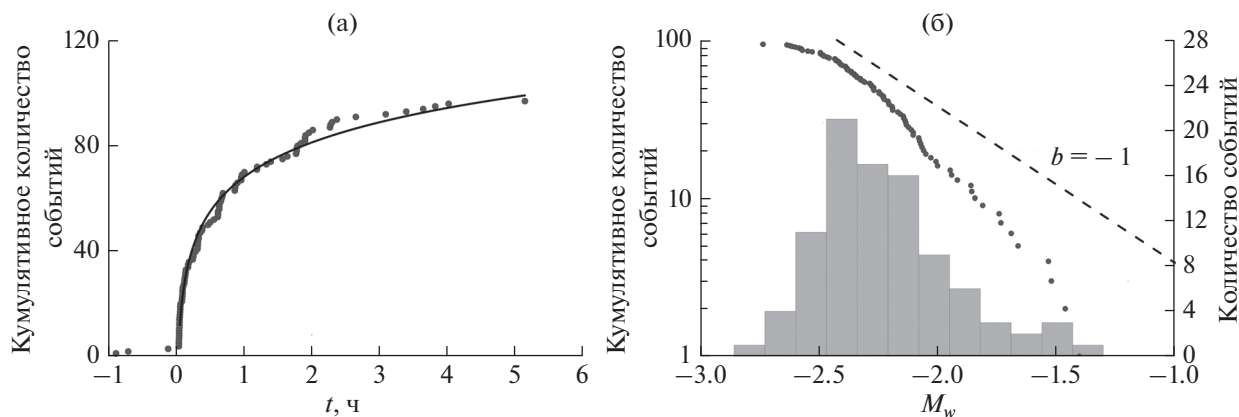


Рис. 6. (а) – Кумулятивное количество событий, обнаруженных до и после взрыва; нулевая точка соответствует времени взрыва; сплошная линия – логарифмическое приближение (11); (б) – взаимосвязь между количеством событий, магнитудой M_w и плотностью вероятности распределения количества событий по магнитуде (гистограмма, серый цвет). Пунктирная линия соответствует параметру b -value, равному 1.

соответственно. Откуда, с учетом $\nu = 0.27$, имеем для скорости Рэлеевских волн $C_R = 0.92C_\beta$ и, учитывая, что η_R изменяется от 0.04 до 0.6, получаем для сдвиговых мод $V_r = (0.1-0.7)C_\beta$. Полученные значения скорости распространения разрыва V_r меньше стандартных $V_r = 0.9C_\beta$ для большинства событий.

Мониторинг динамических перемещений по тектоническим трещинам, проведенный на том же участке, не выявил значимых остаточных смещений, инициируемых взрывами. Методика и результаты этих измерений приведены в работах

[Адушкин и др., 2017а; Кочарян и др., 2019]. Величина относительного смещения берегов трещины после прохождения сейсмических колебаний от взрыва невелика и составляет от единиц до 10–20 мкм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расположение очагов зарегистрированных событий показано на рис. 12. Можно видеть, что практически все точки находятся внутри зоны, в которой уровень динамических деформаций от

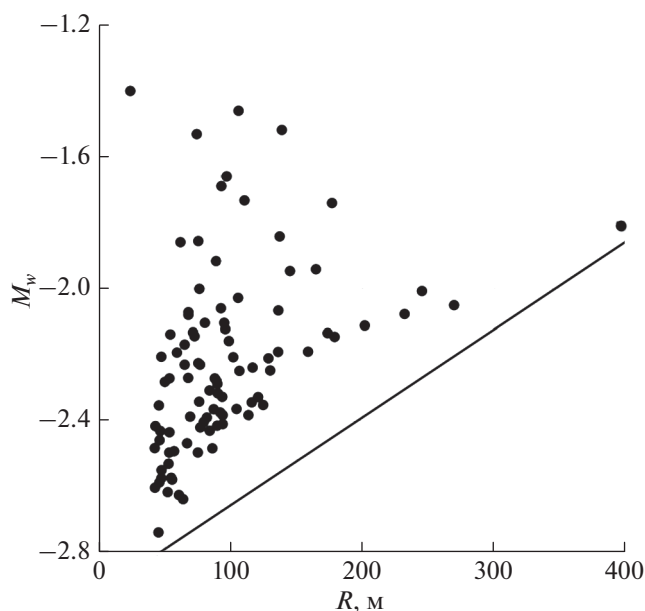


Рис. 7. Магнитуды зарегистрированных событий в зависимости от расстояния до точки T_3 . Прямая линия – оценка порога чувствительности сейсмической сети.

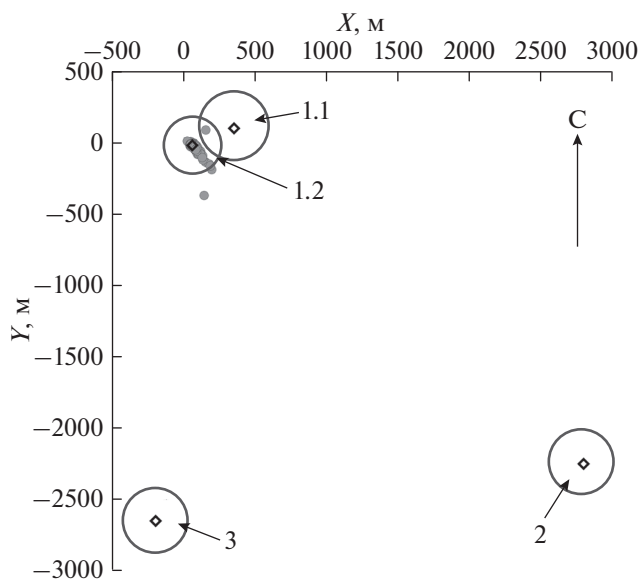


Рис. 8. Схема проведения наблюдений. Серые точки – эпицентры зарегистрированных сейсмических событий, квадраты – взрывы, круги – уровень динамических деформаций 10^{-6} от соответствующего взрыва.

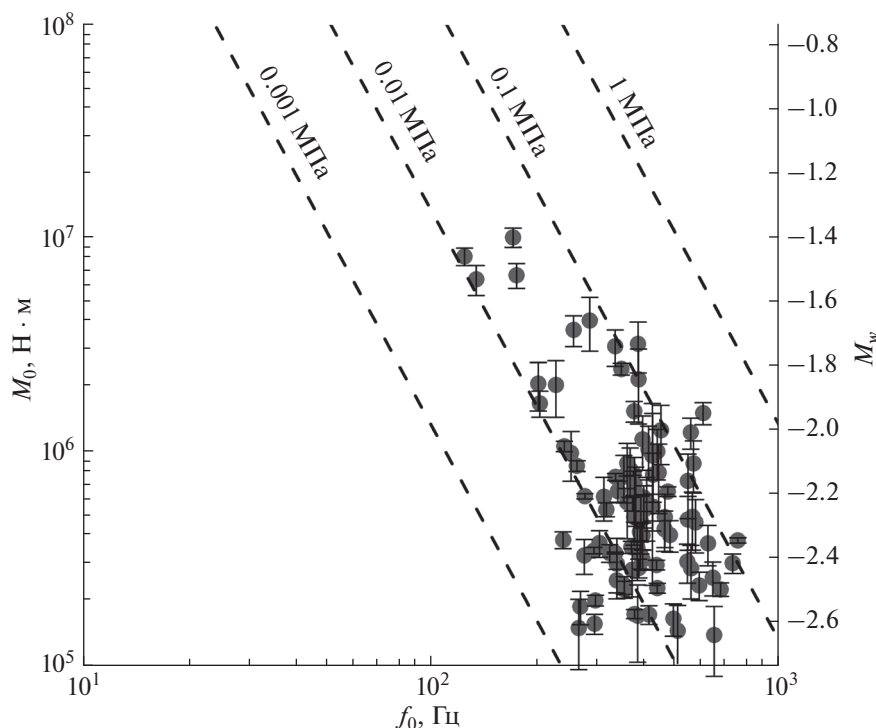


Рис. 9. Соотношение между скалярным сейсмическим моментом M_0 и угловой частотой источника f_0 для зарегистрированных слабых сейсмических событий. Значения постоянного сброса напряжения рассчитаны для модели из источника [Madariaga, 1976].

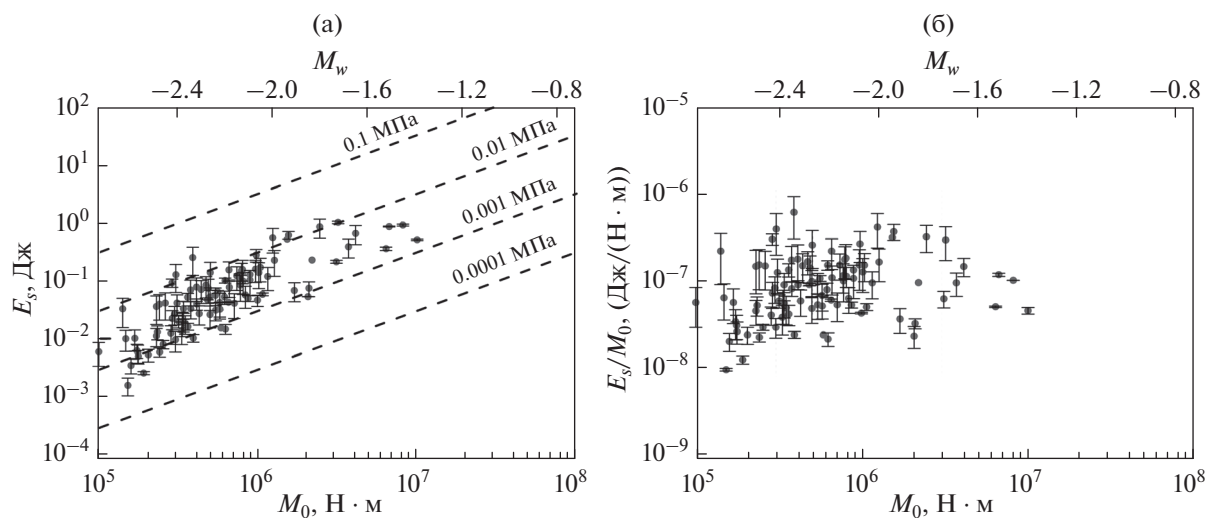


Рис. 10. (а) — Излученная сейсмическая энергия E_s в зависимости от скалярного сейсмического момента M_0 (моментной магнитуды M_w); (б) — приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0 в зависимости от скалярного сейсмического момента M_0 . Уровни постоянного кажущегося напряжения σ_a показаны пунктирными линиями с учетом модуля сдвига 33 ГПа.

взрывов достигает величины 10^{-6} . Судя по тому, что до воздействия активность практически отсутствует, все эти события инициированы взрывом. Большая часть очагов приурочена к зоне разгрузки вокруг разрабатываемой камеры (схематически показана прямоугольником на рис. 12).

Результаты мониторинга участка разломной зоны Коробковского месторождения говорят о том, что в массиве наблюдаются только события, связанные с поствзрывной активностью. С учетом предыдущих работ по оценке напряженно-деформированного состояния массива [Кочарян

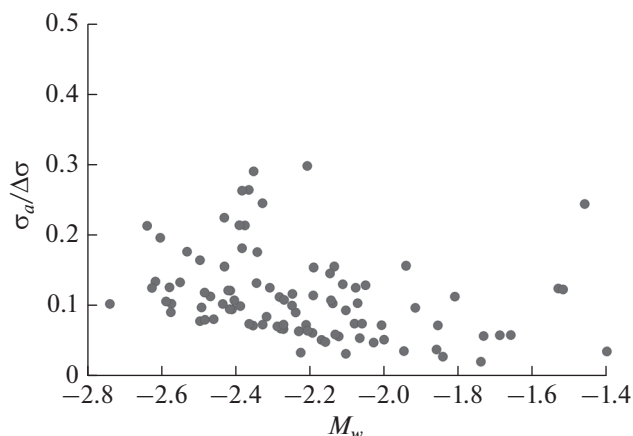


Рис. 11. Соотношение между моментной магнитудой и $\sigma_a/\Delta\sigma$ со средним значением, равным 0.11.

и др., 2018] и по мониторингу сейсмической активности [Besedina et al., 2018], это свидетельствует о спокойной геодинамической обстановке в пределах рудного поля.

Как отмечалось выше, совместное рассмотрение большого количества рядов данных, относящихся к разным участкам, создает видимость по-

стоянства величины средней приведенной энергии [Walter et al., 2006; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016]. Однако наклон регрессионных зависимостей $E_s(M_0)$ для отдельных рядов наблюдений индуцированной сейсмичности иногда сильно отличается от единицы. Например, на месторождении в Канаде (события с магнитудами от -2.2 до -0.4) [Urbancic, Young, 1993] и при мониторинге наведенной сейсмичности в Китае (магнитуды $0.1-4.2$) [Hua et al., 2013] получены одинаково сильные зависимости для масштабных соотношений $E_s/M_0 \sim M_0^{0.63}$. Обработка результатов наблюдений за микросейсмичностью (155 событий магнитудой от -3.6 до -1.9), проводившихся при проходке участка шахты в граните [Gibowicz et al., 1991], дает соотношение $E_s/M_0 \sim M_0^{0.33}$. В Германии, при анализе индуцированных сейсмических событий с магнитудами от -2 до 0 получены зависимости приведенной энергии от масштаба $E_s/M_0 \sim M_0^{0.90}$ [Jost et al., 1998]. При этом разброс данных, как правило, весьма велик, так, что регрессии отражают лишь общий тренд для каждого ряда. На рис. 13 сопоставлены результаты, полученные нами на Коробковском месторождении, с некоторыми мировыми данными по регистрации слабой сейсмичности.

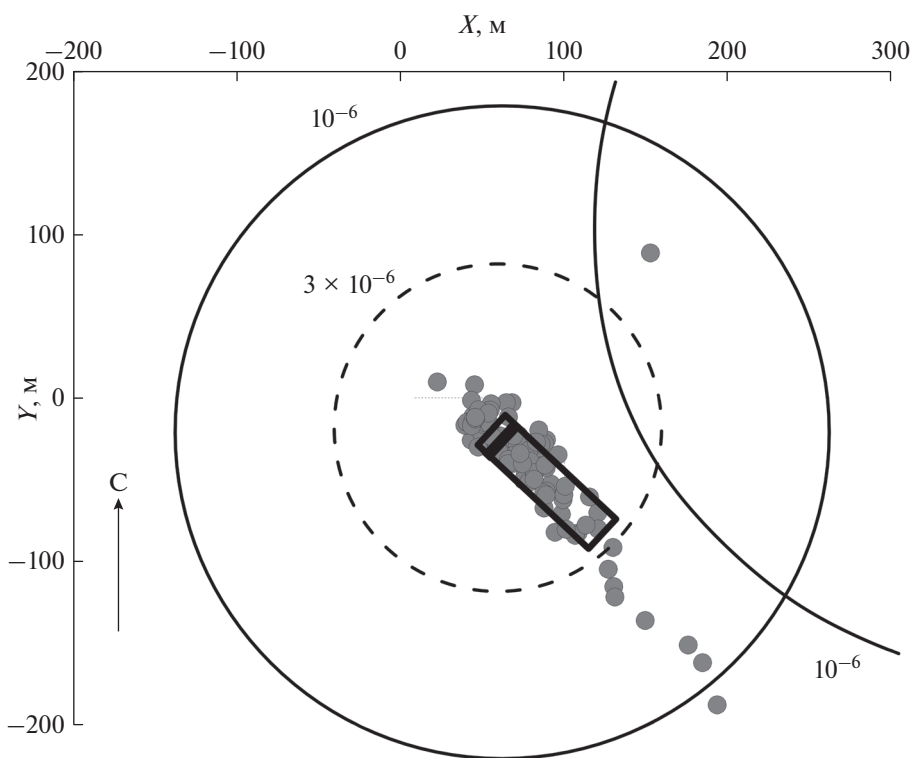


Рис. 12. Расположение очагов зарегистрированных событий. Серые точки – сейсмические события, зарегистрированные после взрывов. Точка (0,0) соответствует измерительной точке T_3 . Прямоугольник – взрывная камера; толстая линия внутри прямоугольника – зона взрывных скважин. Большие круги (сплошная линия) соответствуют уровню динамических деформаций 10^{-6} от взрыва, маленький круг (пунктирная линия) – динамической деформации 3×10^{-6} .

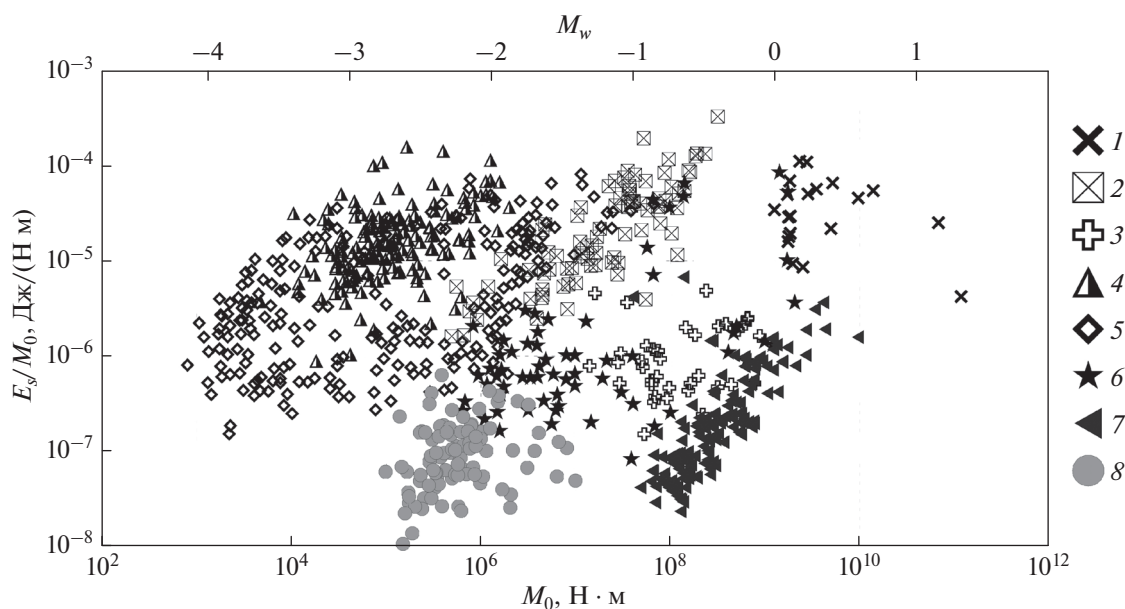


Рис. 13. Зависимость приведенной сейсмической энергии E_s/M_0 от сейсмического момента M_0 : 1 – [Yamada et al., 2007]; 2 – [Urbancic, Young, 1993]; 3 – [Oye et al., 2005]; 4 – [Gibowicz et al., 1991]; 5 – [Kwiatek et al., 2011]; 6 – [Маловичко, Маловичко, 2010]; 7 – [Jost et al., 1998]; 8 – Коробковское месторождение.

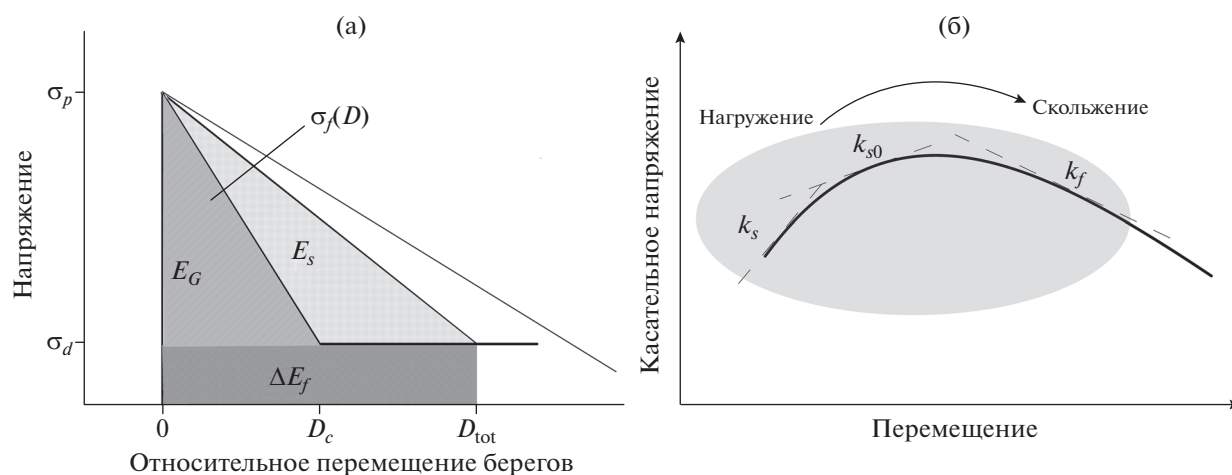


Рис. 14. (а) – Баланс энергии при динамической подвижке по трещине: E_G – энергия, затраченная на трещинообразование, E_s – энергия, излученная сейсмическими волнами, ΔE_f – энергия, диссипированная в процессе скольжения; (б) – трансформация жесткости разломной зоны в окрестности предела прочности.

Некоторые возможные причины отклонения от закона подобия подробно описаны, например, в работе [Беседина и др., 2013], где, наряду с влиянием ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры [Ide, Beroza, 2001], рассматривается эффект, связанный с поглощением и рассеянием высоких частот при распространении колебаний. Эти причины отклонения от закона подобия не связаны с физикой очага динамического события и не отражают эффективность последнего как источника сейсмических колебаний.

Отклонения от закона подобия могут быть связаны и с зависимостью от масштаба модуля деформации массива горных пород и жесткости нарушений сплошности. Это следует из рассмотрения баланса энергии при динамической подвижке по трещине. Рассматривая баланс энергии (рис. 14а), следуя, например, [Kanamogi, Brodsky, 2002], предположим для простоты линейный закон фрикционного разупрочнения (рис. 14), т.е. постоянную скорость снижения сопротивления сдвигу в процессе перемещения

$\left| \frac{d\sigma}{dD} \right| = k_f = \text{const}$, где k_f – сдвиговая жесткость разгрузки (скорость снижения сопротивления сдвигу) разломной зоны, D – относительное перемещение берегов, σ – сдвиговое напряжение.

Тогда удельная энергия (на единицу площади), затраченная на трещинообразование в процессе подвижки по трещине, определяется выражением:

$$E_G = \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{k_f}, \quad (15)$$

а энергия, излученная сейсмическими волнами:

$$E_S = \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{\mu/L} - \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{k_f}, \quad (16)$$

где: μ – эффективный модуль сдвига массива; L – длина разрыва; а $\Delta\sigma$ – сброс напряжения. Соответственно, $K = \mu/L$ – жесткость вмещающего массива.

Соответственно, излучательная эффективность подвижки определяется выражением:

$$\eta_R = \frac{E_S}{E_S + E_G} = 1 - \frac{\mu}{Lk_f}. \quad (17)$$

И модуль сдвига, и скорость снижения сопротивления сдвигу могут меняться в довольно широких пределах даже внутри одного участка массива, тем более – в зоне влияния выработки и в окрестности крупной разломной зоны, где и расположено большинство эпицентров.

Одним из условий формирования динамического срыва по существующему разлому является соотношение [Scholz, 1998]:

$$k_f > \frac{\mu}{L}, \quad (18)$$

аналогичное энергетическому критерию развития трещины Гриффитса, т.е. скорость динамического выделения энергии должна быть не меньше удельной энергии разрушения. Если это условие не выполняется, то реализуется условие стабильного скольжения. Таким образом, для динамических срывов величина излучательной эффективности η_R всегда оказывается положительной.

Оценить величину скорости снижения сопротивления сдвигу без проведения специальных измерений можно лишь опосредованно, используя результаты лабораторных [Pugak-Nolte, 1996] и *in situ* [Kocharyan et al., 1997; Кочарян, 2014] экспериментальных определений “динамической” жесткости трещин и разломов по параметрам сейсмических волн, прошедших через нарушение сплошности. В работе [Кочарян, 2014] приводится эмпирическое выражение для оценки сдвиговой жесткости природных трещин и небольших разломов длиной L менее 500–1000 м *in situ*:

$$k_s^{dyn} = 1.5 \times 10^5 / L, \quad (19)$$

где L измеряется в м, а k_s в МПа/м.

Соотношение (19) демонстрирует тот же закон масштабирования, что и многочисленные данные экспериментального определения статической сдвиговой жесткости, согласно которым жесткость обратно пропорциональна размерам образца [Barton, 2007]. При этом, судя по данным лабораторных опытов, динамическая жесткость по крайней мере в несколько раз выше соответствующей величины сдвиговой жесткости при статическом нагружении [Pugak-Nolte, 1987; 1996; Barton, 2007]. Так что для оценок можно полагать, что статическая жесткость для нарушения сплошности исследуемого диапазона описывается соотношением:

$$k_s = 5 \times 10^4 / L. \quad (20)$$

Очевидно, что если определяемая в эксперименте величина $k_s = \frac{d\sigma}{dD}$ относится к восходящей ветви зависимости $\sigma(D)$, то скорость снижения сопротивления сдвигу k_f при скольжении представляет собой абсолютную величину производной на запредельном участке зависимости $\sigma(D)$ после достижения предела прочности (рис. 146). При этом по мере приближения к пределу прочности величина жесткости заметно снижается [Johnson, Xia, 2005; Кочарян и др., 2018]. Опираясь на многочисленные данные лабораторных экспериментов [Martí et al., 2017], можно заключить, что в окрестности экстремума форма зависимости $\sigma(D)$ часто близка к симметричной, так что в грубом приближении $k_f \approx k_{s0} < k_s$.

В соответствии с (20) можно принять:

$$k_f = (10^4 - 5 \times 10^4) / L. \quad (21)$$

Соотношение (21) дает разумную оценку величины сброса напряжения. В самом деле:

$$k_f L = \Delta\sigma \frac{L}{D_{tot}} \approx 10^4 \Delta\sigma. \quad (22)$$

Соответственно, из (21) и (22) имеем $\Delta\sigma \sim 1-5$ МПа.

Преобразуя (17) и (21), имеем:

$$\eta_R = 1 - (0.2-1) \times 10^{-4} \mu, \quad (23)$$

где μ в МПа. Таким образом, величина излучательной эффективности напрямую зависит от величины модуля сдвига участка горной породы, прилегающего к разлому или трещине.

В тех случаях, когда мелкие события связаны с образованием новых трещин, можно считать справедливым приближение Кейлиса-Борока–Эшелби [Keilis-Borok, 1959], согласно которому скачок напряжений при смещении по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины, что приводит к независимости величины

приведенной сейсмической энергии от масштаба при постоянстве упругих характеристик среды.

Наблюдаемая на шахте им. Губкина комбината КМАруда и на многих других горных предприятиях тенденция к росту среднего значения e (см. рис. 13) с увеличением размера события, возможно, связана с эффектом снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Хорошо известно, что на относительно небольших глубинах результаты измерения скорости распространения колебаний *in situ* неизменно зависят от базы измерений. Так, например, результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита на глубине около 1000 м демонстрируют устойчивое снижение этого параметра от значения, характерного для измерений на образцах $C_\beta \approx 3000$ м/с, до величины $C_\beta \approx 2600$ м/с, полученной при измерениях на базах 100–500 м [Кочарян, 2013]. В механике горных пород хорошо известен эффект снижения прочностных характеристик и деформационных модулей массива горных пород по сравнению с характеристиками образца, причем эта разница возрастает в зонах влияния выработки и в разломных зонах [Barton, 2007]. Так, по данным [Barton, 1999], на глубине 300 м эффективный модуль деформации ненарушенной породы достигает величины $E \sim 80$ ГПа, модуль горной породы в окрестности мелких разломов $E \sim 20$ ГПа, а в зоне влияния крупного разлома $E \sim 10$ ГПа.

Гипоцентры большинства индуцированных событий, зарегистрированных на шахте Губкина, расположены либо в зоне влияния разрабатываемой камеры, либо в зоне влияния крупного разлома. Чем больше масштаб события (и, соответственно, длина разрыва), тем выше вероятность того, что очаг, либо его значительная часть, расположен на участке с относительно низким эффективным модулем, и, следовательно, эффективность сейсмического источника будет достаточно высокой. Заметим, что при проведении наблюдений в глубоких шахтах ($H \sim 3.5$ км) эффекта увеличения кажущихся напряжений с ростом масштаба обнаружено не было [Kwiatk et al., 2011]. Возможно, из-за большого литостати-

ческого давления величина μ *in situ* достигает значений, близких к наблюдаемым в образцах.

Обращают внимание полученные крайне низкие значения величины приведенной сейсмической энергии $E_s/M_0 \sim 10^{-8} - 5 \times 10^{-7}$. Это позволяет отнести деформационные события в массиве Коробковском месторождении к категории медленных землетрясений [Peng, Gombert, 2010], что подтверждается и приведенной выше оценкой скорости распространения разрыва $V_R \approx (0.1 - 0.7)C_\beta$.

ВЫВОДЫ

Мы рассмотрели результаты мониторинга индуцированной взрывом сейсмичности на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии. Зарегистрированные события с моментными магнитудами от -2.7 до -1.4 оказались сгруппированы вокруг разрабатываемой камеры и в окрестности крупной разломной зоны. Очаги практически всех зарегистрированных событий находятся внутри области с уровнем динамических деформаций от взрывов более 10^{-6} .

Для зарегистрированных событий были определены очаговые параметры и установлены эмпирические корреляционные зависимости между скалярным сейсмическим моментом и излученной энергией. Отмечается близкий к линейному тренд роста средней величины приведенной энергии E_s/M_0 : примерно на порядок в диапазоне изменения момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н·м. При этом в диапазоне M_0 ($10^6 - 10^7$ Н·м) такой тенденции не отмечено. Можно предположить, что этот эффект связан с тенденцией снижения модуля сдвига породы при увеличении размера сейсмического события.

Рассчитанные значения величин приведенной сейсмической энергии $E_\beta/M_0 \sim 10^{-8} - 5 \times 10^{-7}$ и скорости распространения разрыва позволяют предполагать, что промышленный взрыв инициировал рой сейсмических событий с низкой излучательной эффективностью – медленных микроземлетрясений.

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

Таблица А1. Координаты измерительных точек $T_1 - T_4$

T_i	X , м	Y , м
T_1	66.3	106.4
T_2	33.3	53.4
T_3	0	0
T_4	45.1	-14.5

Таблица 2А. Очаговые параметры событий в системе координат, аналогичной рис. 3б

№	X, м	Y, м	M_w	$M_0 \times 10^6$, Н · м	f_0 , Гц	E_s , Дж	$E_s/M_0 \times 10^{-7}$, Дж/(Н · м)	$\Delta\sigma$, МПа	σ_a , МПа	$\sigma_a/\Delta\sigma$
1	92	-53	-1.46	8.08	124	0.8748	1.08	0.0118	0.0029	0.24
2	64	-38	-1.53	6.32	134	0.3436	0.54	0.0117	0.0014	0.12
3	120	-70	-1.51	6.61	175	0.8268	1.25	0.0272	0.0033	0.12
4	62	-28	-2.07	0.95	430	0.1544	1.61	0.0582	0.0043	0.07
5	55	-29	-1.86	2.04	227	0.0521	0.25	0.0183	0.0007	0.03
6	53	-27	-2.19	0.64	385	0.0417	0.64	0.0283	0.0017	0.06
7	43	-26	-2.28	0.47	398	0.046	0.96	0.0230	0.0026	0.11
8	68	-3	-2.07	0.98	251	0.0453	0.46	0.0119	0.0012	0.1
9	49	-22	-2.27	0.49	381	0.0257	0.52	0.0209	0.0014	0.06
10	89	-26	-2.05	1.02	419	0.1646	1.6	0.0578	0.0043	0.07
11	130	-115	-2.13	0.79	379	0.1521	1.92	0.0330	0.0051	0.15
12	98	-71	-2.32	0.40	403	0.076	1.87	0.0204	0.0050	0.24
13	89	-57	-2.02	1.14	403	0.1152	1.01	0.0572	0.0027	0.04
14	45	8	-2.35	0.37	621	0.0681	1.82	0.0683	0.0048	0.07
15	88	-28	-2.37	0.34	292	0.0182	0.52	0.0066	0.0014	0.21
16	64	-3	-2.63	0.13	647	0.0322	2.31	0.0289	0.0061	0.21
17	193	-188	-2.05	1.05	240	0.0572	0.54	0.0112	0.0014	0.12
18	66	-12	-2.46	0.25	340	0.008	0.31	0.0075	0.0008	0.11
19	99	-62	-2.23	0.55	430	0.0629	1.13	0.0337	0.0030	0.08
20	72	-23	-1.85	2.06	202	0.0727	0.35	0.0131	0.0009	0.07
21	85	-38	-1.68	3.67	255	0.3711	1.01	0.0467	0.0027	0.05
22	84	-20	-2.48	0.23	586	0.0386	1.62	0.0366	0.0043	0.11
23	76	-31	-2.38	0.32	274	0.0136	0.41	0.0052	0.0011	0.21
24	86	-28	-2.31	0.42	396	0.0267	0.63	0.0201	0.0017	0.08
25	76	-47	-2.27	0.48	544	0.0719	1.49	0.0595	0.0039	0.06
26	115	-61	-2.24	0.53	317	0.0306	0.57	0.0131	0.0015	0.11
27	55	-4	-2.57	0.17	382	0.005	0.28	0.0075	0.0008	0.1
28	46	-13	-2.54	0.18	267	0.0026	0.13	0.0028	0.0004	0.13
29	153	89	-1.74	3.08	336	0.2063	0.66	0.0896	0.0018	0.01
30	82	-46	-2.40	0.30	542	0.0405	1.32	0.0374	0.0035	0.09
31	87	-41	-2.12	0.82	371	0.0557	0.67	0.0323	0.0018	0.05
32	141	-370	-1.81	2.42	350	0.8141	3.36	0.0796	0.0089	0.11
33	43	-2	-2.41	0.29	340	0.0096	0.32	0.0090	0.0008	0.09
34	87	-58	-2.36	0.35	389	0.0161	0.44	0.0162	0.0012	0.07
35	22	10	-1.40	9.93	171	0.4883	0.49	0.0381	0.0013	0.03
36	78	-43	-1.91	1.67	204	0.0664	0.39	0.0109	0.0010	0.09
37	75	-50	-2.28	0.46	572	0.0821	1.76	0.0669	0.0047	0.06
38	121	-80	-1.94	1.51	601	0.4978	3.29	0.2513	0.0087	0.03
39	54	-7	-2.13	0.77	432	0.145	1.85	0.0482	0.0049	0.1
40	52	-13	-2.49	0.22	357	0.0111	0.48	0.0079	0.0013	0.16
41	96	-35	-2.20	0.61	312	0.0986	1.6	0.0143	0.0042	0.29
42	58	-30	-2.16	0.70	382	0.0403	0.57	0.0300	0.0015	0.05
43	108	-83	-2.06	1.00	444	0.1349	1.34	0.0672	0.0036	0.05
44	68	-36	-2.22	0.56	377	0.0317	0.55	0.0234	0.0015	0.06
45	100	-59	-2.34	0.38	757	0.2429	6.31	0.1279	0.0167	0.13
46	107	-84	-2.19	0.65	476	0.1499	2.3	0.0538	0.0061	0.11
47	94	-82	-2.35	0.37	303	0.0325	0.86	0.0080	0.0023	0.28

Таблица 2А. Продолжение

№	X, м	Y, м	M_w	$M_0 \times 10^6$, Н · м	f_0 , Гц	E_s , Дж	$E_s/M_0 \times 10^{-7}$, Дж/(Н · м)	$\Delta\sigma$, МПа	σ_a , МПа	$\sigma_a/\Delta\sigma$
48	80	-41	-2.41	0.30	731	0.1232	4.09	0.0901	0.0108	0.12
49	69	-30	-2.49	0.22	675	0.0355	1.56	0.0536	0.0041	0.07
50	149	-136	-2.11	0.85	261	0.0488	0.57	0.0117	0.0015	0.12
51	89	-43	-2.15	0.72	544	0.1178	1.61	0.0900	0.0043	0.04
52	39	-17	-2.48	0.23	357	0.0059	0.24	0.0083	0.0007	0.07
53	176	-151	-2.07	0.96	431	0.268	2.78	0.0592	0.0074	0.12
54	65	-30	-2.13	0.79	448	0.0962	1.2	0.0550	0.0032	0.05
55	71	-28	-2.34	0.38	238	0.0102	0.26	0.0040	0.0007	0.17
56	88	-67	-1.73	3.16	391	0.9724	3.07	0.1449	0.0081	0.05
57	101	-80	-2.21	0.60	406	0.0516	0.84	0.0312	0.0022	0.07
58	130	-91	-2.19	0.65	342	0.0754	1.15	0.0200	0.0031	0.15
59	131	-122	-2.14	0.76	337	0.0928	1.21	0.0223	0.0032	0.14
60	68	-35	-2.00	1.25	455	0.2183	1.74	0.0906	0.0046	0.05
61	78	-52	-2.32	0.40	483	0.0391	0.96	0.0352	0.0025	0.07
62	47	-30	-2.57	0.17	390	0.0063	0.36	0.0078	0.0010	0.12
63	78	-32	-2.42	0.28	393	0.0221	0.77	0.0133	0.0020	0.15
64	50	-16	-2.61	0.15	264	0.0016	0.1	0.0021	0.0003	0.13
65	44	-11	-2.73	0.09	595	0.006	0.6	0.0159	0.0016	0.1
66	51	-15	-2.53	0.20	295	0.0053	0.26	0.0040	0.0007	0.17
67	79	-39	-2.27	0.49	467	0.0519	1.05	0.0385	0.0028	0.07
68	40	-15	-2.60	0.15	293	0.0035	0.22	0.0030	0.0006	0.19
69	100	-54	-2.38	0.33	324	0.02	0.59	0.0088	0.0016	0.17
70	61	-23	-2.22	0.56	414	0.0416	0.73	0.0310	0.0019	0.06
71	61	-33	-2.38	0.33	397	0.0195	0.59	0.0159	0.0016	0.09
72	47	-7	-2.57	0.17	420	0.0058	0.33	0.0099	0.0009	0.08
73	69	-23	-2.14	0.76	356	0.0818	1.06	0.0265	0.0028	0.1
74	69	-40	-2.40	0.31	403	0.0198	0.63	0.0157	0.0017	0.1
75	55	-16	-2.49	0.23	444	0.013	0.56	0.0155	0.0015	0.09
76	113	-78	-1.84	2.16	392	0.2209	1.01	0.1001	0.0027	0.02
77	127	-105	-1.94	1.54	381	0.59	3.83	0.0653	0.0101	0.15
78	60	-32	-2.26	0.49	560	0.1343	2.7	0.0668	0.0072	0.1
79	66	-37	-2.22	0.57	364	0.0152	0.26	0.0214	0.0007	0.03
80	66	-40	-2.41	0.29	442	0.0263	0.89	0.0196	0.0024	0.12
81	83	-27	-2.36	0.35	374	0.0509	1.42	0.0144	0.0038	0.26
82	44	-14	-2.58	0.16	494	0.0101	0.6	0.0153	0.0016	0.1
83	53	-9	-2.43	0.28	376	0.0123	0.43	0.0114	0.0012	0.1
84	89	-59	-2.24	0.53	406	0.0549	1.02	0.0274	0.0027	0.09
85	43	-17	-2.45	0.25	641	0.0406	1.57	0.0522	0.0042	0.07
86	82	-46	-2.38	0.33	336	0.0324	0.96	0.0098	0.0026	0.26
87	74	-40	-2.30	0.43	466	0.0689	1.58	0.0337	0.0042	0.12
88	184	-162	-2.00	1.22	554	0.5287	4.31	0.1599	0.0114	0.07
89	56	-24	-2.62	0.14	508	0.01	0.68	0.0146	0.0018	0.12
90	45	-13	-2.43	0.28	555	0.0897	3.14	0.0374	0.0083	0.22
91	46	-12	-2.20	0.61	275	0.0146	0.23	0.0099	0.0006	0.06
92	73	-34	-2.10	0.88	364	0.1001	1.13	0.0326	0.0030	0.09
93	88	-41	-1.66	4.06	284	0.6303	1.54	0.0714	0.0041	0.05
94	81	-50	-2.10	0.88	564	0.1247	1.41	0.1211	0.0037	0.03

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят докт. физ.-мат. наук В.Б. Смирнова и анонимных рецензентов за замечания и комментарии, которые помогли значительно улучшить изложение материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Концептуализация исследования выполнена Г.Г. Кочаряном и С.Б. Кишкиной при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00378). Численный анализ временных рядов был проведен А.Н. Бесединой при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00923).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Новый подход к мониторингу техногенно-тектонических землетрясений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017а. № 1. С. 3–14.
- Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Куликов В.И., Павлов Д.В., Анисимов В.Н., Салтыков Н.В., Сергеев С.В., Спунгин В.Г.* Построение системы мониторинга потенциально опасных участков Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017б. № 4. С. 3–13.
- Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г.* Особенности сейсмического мониторинга слабых динамических событий в массиве горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 5. С. 20–36.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучения очагов индуцированной сейсмичности. Ч. I. Результаты натурных наблюдений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2015. № 4. Р. 83–95.
- Кейлис-Борок В.И.* Исследование механизма землетрясений. М.: изд-во АН СССР. 1957. 148 с.
- Кочарян Г.Г.* Жесткость разломной зоны как геомеханический фактор, контролирующей излучательную эффективность землетрясений в континентальной коре // Докл. РАН. 2013. Т. 452. № 1. С. 87–91.
- Кочарян Г.Г.* Масштабный эффект в сеймотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385.
<https://doi.org/10.5800/GT2014520133>
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 432 с.
- Кочарян Г.Г., Будков А.М., Кишкина С.Б.* Об инициировании тектонических землетрясений при подземной отработке месторождений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2018. № 4. С. 34–44.
- Кочарян Г.Г., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б.* Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса // Физика Земли. 2016. № 4. С. 141–156.
- Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2019. № 6. С. 49–58.
- Ловчиков А.В.* Сильнейшие горно-тектонические удары и техногенные землетрясения на рудниках России // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 4. С. 68–73.
- 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. Мельников Н.Н. Новосибирск. 2010.
- Abercrombie R.E.* Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 km depth // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 24015–24036.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 729–740.
- Baltay A., Prieto G., Beroza G.C.* Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. B08314.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006736>
- Barton N.* General report concerning some 20th Century lessons and 21st Century challenges in applied rock mechanics, safety and control of the environment. Proc. of 9th ISRM Congress, 3. Paris. Rotterdam: Balkema. 1999. P. 1659–1679
- Barton N.* Rock quality, seismic velocity, attenuation, and anisotropy. London: Taylor & Francis Group. 2007. 729 p.
- Besedina A.N.* Investigation of the preparation process of seismic events with the help of seismic noise analysis // AIP Conference Proceedings. 2019. V. 2167. P. 020034.
- Besedina A.N., Kishkina S.B., Pavlov D.V.* Reaction of the fault zone to periodic seismic impact by example of the Korobkovo ore deposit // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2051. P. 020028.
<https://doi.org/10.1063/1.5083271>
- Besedina A.N., Ostapchuk A.A.* Parametric analysis of the low-frequency seismic noise as the basis for monitoring changes of the stress-strain state of rock // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2051. P. 020030.
<https://doi.org/10.1063/1.5083273>
- Boettcher M.S., McGarr A., Johnston M.J.S.* Extension of Gutenberg-Richter distribution to MW_{1.3}, no lower limit in sight // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038080>
- Boore D.M., Boatwright J.* Average body-wave radiation coefficients // BSSA. 1984. V. 74. P. 1615–1621.
- Brune J.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
- De Santis F., Renaud V., Gunzburger Y., Kinscher J., Bernard P., Contrucci I.* In situ monitoring and 3D geomechanical numerical modelling to evaluate seismic and aseismic rock deformation in response to deep mining // Int. J. Rock. Mech. Min. 2020. V. 129. P. 104273.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2020.104273>

- Foulger G.R., Wilson M.P., Gluyas J.G., Julian B.R., Davies R.J.* Global review of human-induced earthquakes // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 178. P. 438–514.
- Gibowicz S., Harjes H.-P., Schäfer M.* Source parameters of seismic events at Heinrich Robert mine, Ruhr Basin, Federal Republic of Germany: Evidence for non-double-couple events // *BSSA*. 1990. V. 80. P. 88–109.
- Gibowicz S., Kijko A.* An Introduction to Mining Seismology // *International Geophysics*. V. 55. San Diego: Academic Press. 1994.
- 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. V. 81. № 4. P. 1157–1182.
- Hanks, C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 2348–2350.
- Hua W., Chen Z., Zheng S.* Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the longtan reservoir area // *Pure Appl. Geophys.* 2013. V. 170. P. 767–783.
- Hussein M.* Energy balance for motion along a fault // *Geophys. J. Int.* 1977. V. 49. № 3. P. 699–714. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1977.tb01313.x>
- Ide S., Beroza G.* Does apparent stress vary with earthquake size? // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 17. P. 3349–3352.
- Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L.* Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108(B5). P. 2271. <https://doi.org/10.1029/2001JB001617>
- Johnson P.A., Jia X.* Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // *Nature*. 2005. V. 437(6). P. 871–874.
- Jost M.L., Büsselberg T., Jost Ö., Harjes H.-P.* Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9 km depth at the KTB DEEP Drilling site, Germany // *BSSA*. 1998. V. 88. № 3. P. 815–832.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Kanamori H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *BSSA*. 1975. V. 65. P. 1073–1095.
- Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Rep. Prog. Phys.* 2004. V. 67. P. 1429–1496.
- Kanamori H., Heaton T.H.* Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. Geocomplexity and the Physics of Earthquakes / Eds. J.B. Rundle, D.L. Turcotte, W. Klein. Washington, D.C.: AGU. 2000. V. 120. P. 147–163.
- Keilis-Borok V.I.* On the estimation of the displacement in an Earthquake Source and Source Dimensions // *Annals of Geophysics*. 1959. V. 12. P. 205–214.
- Kocharyan G.G., Kulikov V.I., Pavlov D.V.* The structure of various scale natural rock discontinuities and their deformation properties. Preliminary results // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 1997. V. 34(3–4). P. 159.e1–159.e16. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(97\)00061-0](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(97)00061-0)
- Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G., JAGUARS Research Group* Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // *BSSA*. 2011. V. 101. № 6. P. 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
- Lu C.P., Liu Y., Zhang N., Zhao T.B., Wang H.Y.* In-situ and experiment investigations of rockburst precursor and prevention induced by fault-slip // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2018. V. 108. P. 86–95.
- Lu C.P., Liu B., Liu B., Liu Y., Wang H. Y., Zhang H.* Anatomy of mining-induced fault-slip and a triggered rockburst // *Bull. Eng. Geol. Environ.* 2019. V. 78. P. 5147–5160.
- Ma X., Westman E., Slaker B., Thibodeau D., Counter D.* The b-value evolution of mining-induced seismicity and mainshock occurrences at hard-rock mines // *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* 2018. V. 104. P. 64–70. <https://doi.org/10.1016/J.IJRMMS.2018.02.003>
- Madariaga R.* Dynamics of an expanding circular fault // *BSSA*. 1976. V. 66. P. 639–666.
- Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M.* Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation // *J. Struct. Geol.* 2017. V. 105. P. 62–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.011>
- Matsuzawa T.A., Takeo T.M., Ide S., Iio Y., Ito H., Imanishi K., Horiuchi S.* S-wave energy estimation of small-earthquakes in the western Nagano region, Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 1. P. L03602. <https://doi.org/10.1029/2003GL018445>
- McGarr A.* On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 3003–3011. <https://doi.org/10.1029/1998JB900083>
- Orlecka-Sikora B., Lasocki S., Lizurek G., Rudziński Ł.* Response of seismic activity in mines to the stress changes due to mining induced strong seismic events // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2012. V. 53. P. 151–158. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2012.05.010>
- Oye V., Bungum H., Roth M.* Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyhasalmi Ore Mine, Finland // *BSSA*. 2005. V. 95. № 3. P. 1011–1026. <https://doi.org/10.1785/0120040170>
- Peng Z., Gombert J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenome // *Nature geosciences*. 2010. V. 3. P. 599–607. <https://doi.org/10.1038/ngeo940>
- Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G.W.* Transmission of seismic waves across single natural fractures // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 8617–8638.
- Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G.W., Witherspoon P.A.* Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. Proc. of 6th Int. Cong. Rock Mech. / Eds. G. Herget, S. Vongpaisal, A.A. Rotterdam. Balkema. 1987. V. 1. P. 225–231.
- Sainoki A.* Dynamic behaviour of mining-induced fault slip // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2013. V. 66. P. 19–29. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.12.003>
- Scholz C.H.* The critical slip distance for seismic faulting // *Nature*. 1988. V. 336. P. 761–763.

Urbancic T., Trifu C. Recent advances in seismic monitoring technology at Canadian mines // *J. Appl. Geophys.* 2000. V. 45. P. 225–237.
[https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(00\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00030-6)

Urbancic T.I., Young R.P. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$ // *BSSA.* 1993. V. 83. P. 378–397.

Venkataraman A., Kanamori H. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. B05302.
<https://doi.org/10.1029/2003JB002549>

Walter W.R., Mayeda K., Gok R., Hofstetter A. The scaling of seismic energy with moment: simple models compared with observations, in earthquakes: radiated energy and the phys-

ics of faulting / Eds. R. Abercrombie, A. McGarr, G. Di Toro, H. Kanamori. Washington: AGU. 2006. P. 25–41.

Wesseloo J. The spatial assessment of the current seismic hazard state for hard rock underground mines // *Rock. Mech. Rock. Eng.* 2018. V. 51. № 6. P. 1839–1862.
<https://doi.org/10.1007/s00603-018-1430-4>

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. V. 112. P. B03305.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004553>

Young R.P., Collins D.S., Reyes-Montes J., Baker C. Quantification and interpretation of seismicity // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2004. V. 41. P. 1317–1327.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2004.09.004>

Source Parameters of Microseismic Swarm Events Induced by the Explosion at the Korobkovo Iron Ore Deposit

A. N. Besedina^{a,*}, S. B. Kishkina^a, and G. G. Kocharyan^a

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

**e-mail: besedina.a@gmail.com*

Despite extensive research, it is still unclear to what extent studying the parameters of weak seismicity contributes in the interpretation of the data obtained from the medium and strong earthquakes. In this paper, we analyze seismic events initiated by mine explosions at the Korobkovo iron ore deposit of the Kursk Magnetic Anomaly, central East European platform. The study region is marked by the excess of horizontal stresses over vertical stresses and is declared as a potentially rock-burst prone massif although rock bursts have not been observed during mining operations so far. In this analysis, we use the data from a seismic network of four one-component horizontal accelerometers installed in the mine. After the detection and location of weak seismic events, we estimated their source parameters using the Brune model spectrum approximation. It was established that the sources of the recorded seismic events are densely clustered in space in the vicinity of the closest explosion chamber and most sources are located within the domain where the level of the explosion-induced dynamic strains is higher than 10^{-6} . The calculated moment magnitudes vary from -2.7 to -1.4 . The stress drop is estimated to range from 0.002 to 0.25 MPa with the apparent stress values from 0.0003 to 0.017 MPa. The reduced seismic energy E_s/M_0 increases from 10^{-8} to 10^{-7} J/(N · m) as seismic moment changes from 1.5×10^5 to 1.5×10^6 N · m. This trend is not observed in the interval of the moments from 10^6 to 10^7 N · m. We believe that this effect can probably be associated with the decrease in the shear modulus of the rock with the increase in the event size. The calculated values of the reduced energy and rupture propagation velocity indicate that the industrial explosion has probably initiated a series of microearthquakes with low radiative efficiency.

Keywords: induced seismicity, source parameters, time series analysis, weak seismic events, body waves