

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СЛАБЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В УСЛОВИЯХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Н. Беседина, Е.А. Виноградов

В статье рассмотрены основные методы мониторинга слабых сейсмических событий в платформенных условиях и аппаратное оснащение, способное обеспечить требуемый динамический и частотный диапазоны для расчета очаговых параметров источника. Предложена многоуровневая система мониторинга, состоящая из короткопериодного сейсмометра, высокочастотного геофона и акселерометра.

Введение

Сейсмологический мониторинг является общепризнанным инструментом для контроля изменений напряженно-деформированного состояния среды, геодинамической ситуации и выявления на ранних стадиях развития опасных тенденций. Источники слабых сейсмических событий отличаются большим многообразием. Наиболее крупные события чаще всего связаны с существованием в горном массиве зон тектонических нарушений. Эти микроземлетрясения зачастую происходят на значительном расстоянии от участков ведения работ и могут инициироваться перераспределением локальных или региональных напряжений под влиянием существенного вмешательства в породный массив – извлечения большого объема горной породы, закачки или отбора жидкости, возведения крупных ин-

женерных сооружений [Мельников и др., 2002; Опарин и др., 2004; Назаров и др., 2011; Schultz et al., 2014]. Сейсмичность, непосредственно вызванная техногенной деятельностью, обычно связана с концентрацией напряжений вблизи участков ведения горных работ, объектов подземного и наземного строительства, буровых скважин, с локальными вариациями гидрогеологического режима при изменении уровня водохранилищ, интенсивном отборе воды из скважин или ее нагнетании в горный массив. Эти события, как правило, имеют меньшую энергию, а их источники могут быть более разнообразны – образование микротрещин и подвижки по существующим трещинам, обрушения кровли подземных выработок либо карстовых полостей, хрупкое разрушение целиков горной породы, динамические явления в выработках (горные удары) и т. д. [Мельников и др., 2002; Маловичко и др., 2010]. Микросейсмический мониторинг активных разломных зон позволяет в короткие сроки оценить сейсмическую обстановку района исследования. Для накопления представительной статистики возникновения сейсмических эндогенных событий в платформенных условиях требуется больше времени, при этом графики повторяемости, построенные на основе данных микросейсмического мониторинга, хорошо коррелируют с соответствующими зависимостями, полученными в ходе многолетних региональных наблюдений [Бутырин, 2012; Hage, Joswig, 2009]. Для "естественных" микросейсмических событий и событий, носящих наведенный характер, отмечаются различия в наклоне графика повторяемости [Saari, 1999; Wessels et al., 2011]. Исследование данных регистрации микросейсмического мониторинга позволяет определить диапазон расстояний, на котором сейсмическое событие может быть зарегистрировано. С увеличением расстояния от источника зарегистрировать слабые события сложнее из-за сильного поглощения высокочастотной части сигнала. Полученные зависимости для различных районов проведения микросейсмического мониторинга удовлетворительно ложатся на общую корреляционную зависимость. Минимальная регистрируемая магнитуда события – расстояние, а ее экстраполяция в область малых расстояний позволяет оценить возможность регистрации более слабых событий [Saari, 1999; Wust-Bloch, Joswig, 2006]. Микросейсмический мониторинг, проводимый в зонах активных разломов, на выработках и шахтах (Германии, Финляндии, Австралии, Намибии, Канаде, Южной Африки) позволяет оценивать очаговые параметры источника [Маловичко и др., 2006; Hage, Joswig, 2009; Gibowicz et al., 1991; Kwaitek et al., 2011; Saari, 1999]. В России в практике наблюдений за слабой сейсмичностью очаговые параметры оцениваются лишь в отдельных случаях [Маловичко и др., 2008; Методы..., 2010]. При этом важным вопросом является определение параметров сейсмических систем мониторинга, которые способны обеспечить требуемый динамический и частотный диапазоны [Saari, 1999].

В относительно спокойных условиях Восточно-Европейской платформы использование малоапертурных групп является удобным аппаратом для мониторинга локальной и региональной сейсмичности. При этом слабые события эндогенной природы с $M < 2$ достаточно редки, а использование одинаковых калибровочных зависимостей для слабой и сильной сейсмичности может приводить к ошибкам в определении магнитуд слабых событий. В данной работе проводится анализ существующих методов сейсмического мониторинга слабых событий, а

также аппаратного оснащения, способного обеспечить требуемый динамический и частотный диапазоны для расчета очаговых параметров источника.

Анализ методов

Обычно для сейсмического мониторинга используется сеть сейсмических станций, равномерно распределённая на площади исследований или охватывающая исследуемый участок. При мониторинге шахтной и наведенной сейсмичности с известной областью локализации очагов измерения проводятся в глубине массива достаточно плотной сетью высокочастотных датчиков, а обработка результатов ведется с использованием специальных алгоритмов [Методы..., 2010; Kwiatak et al., 2011]. При регистрации событий с заранее неизвестным расположением очага реализовать столь же плотную сеть невозможно. На помощь приходят методы группирования сейсмических датчиков.

Методы группирования для регистрации, локации и идентификации слабых событий стали широко использоваться в конце 50-х годов прошлого века после подписания Женевского соглашения об ограничении ядерных испытаний. С 60-х годов прошлого века сейсмическое группирование развивается как новый способ сейсмического мониторинга, который помогает повысить соотношение сигнал/шум и улучшить качество определения типа сигналов. Мировая практика использования групп с большой апертурой продемонстрировала их малую рентабельность, поскольку полученные данные показали, что пространственная когерентность сейсмических сигналов быстро разрушается с увеличением апертуры группы и расстояния между датчиками: после достижения некоторого размера возникает не улучшение, а наоборот ухудшение отношения сигнал/шум. Широкое распространение получили и показали свою состоятельность малоапертурные группы с линейными размерами расстановки, не превышающими нескольких километров, что позволило пренебречь искажениями сигнала, возникающими из-за неоднородности земной поверхности.

Сейсмическая группа с треугольной конфигурацией была организована для регистрации локальной и региональной сейсмичности в сейсмоактивной области Греции. Геометрия станции позволила выделять события в диапазоне эпицентральных расстояний 40–600 км [Pirli et al., 2004]. Наблюдения на группах схожей конфигурации проводились в Чехии вблизи разломной зоны Хронов-Порици за микросейсмическими событиями с магнитудами $M > 0,3$ [Malek et al., 2008]. Аналогичная сейсмическая группа с расстоянием была запущена в 2007 г. вблизи станции НКС для мониторинга слабых сейсмических событий, начиная с магнитуды $-1,5$ [Malek et al., 2009], а размещение временной малоапертурной группы в 2008–2009 гг. продемонстрировало преимущества регистрации слабой сейсмичности в диапазоне магнитуд $-1,2 \dots -2,7$ по сравнению с возможностями регистрации региональной сети ($M > 0,0$) [Hiemer et al., 2011]. Группа исследователей из Германии разработала систему наносейсмического мониторинга, которая на базе группирования сейсмических станций позволяет регистрировать события с магнитудой -3 на эпицентральных расстояниях 10 м – 10 км [Sick et al., 2012]. На территории России также эффективно используются локальные мониторинговые системы сейсмоконтроля, например, на Верхнекамском месторождении калий-

ных солей. Комплексная регистрация данных региональной сейсмостанции и шахтной сейсмической сети увеличивает достоверность локации и обеспечивает надежную регистрацию сейсмических событий в диапазоне магнитуд: $-2,0 < M < 5,0$ [Бутырин, 2012; Шулаков, 2011].

При определении магнитуды землетрясения на практике обычно используют соотношения типа

$$m_b = \zeta \lg(A/T) + Q(\Delta, h) - \alpha, \quad (1)$$

где A – амплитуда максимального колебания в объемной волне, нм; T – период максимального колебания, с; $Q(\Delta, h)$ – калибровочная функция; Δ – эпицентральное расстояние; h – фокальная глубина, км; α – станционная поправка. Коэффициент ζ чаще всего принимают равным 1. Значения магнитуды m_b , определенной стандартными методами, сопоставлялись с теоретическими значениями магнитуды, рассчитанной по модели Дж. Брюна [Madariaga, 2010]. Эта модель описывает характеристики сигнала, излучаемого при внезапном высвобождении сдвигового напряжения на круговой поверхности в упругом изотропном пространстве, и в этом случае угловая частота источника f_0 и величина сейсмического момента M_0 связаны следующим соотношением [Беседина и др., 2013]

$$f_0 = 67,27 \cdot C_s M_0^{-0.33}. \quad (3)$$

Для связи сейсмического момента M_0 и моментной магнитуды M_w использовалось соотношение [Аки, Ричардс, 1983]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9,1). \quad (4)$$

Согласно модели Дж. Брюна по данным амплитуды радиальной скорости и параметрам среды решалась обратная задача и оценивалась магнитуда сейсмического события. В этом случае спектр скорости смещения грунта на расстоянии R от источника записывается как

$$\dot{\Omega}(s) = \frac{1}{\Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R} \frac{M_0 \omega_0^2 s}{(s + \omega_0)^2}, \quad (5)$$

а эпюра скорости смещения грунта

$$\dot{\Omega}(t) = \frac{M_0 \omega_0^2}{\Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R} [1 - \omega_0 t] e^{-\omega_0 t} \text{ при } t > 0. \quad (6)$$

Здесь s – комплексная переменная при преобразовании Лапласа; $\omega_0 = 2\pi f_0$ – круговая частота; Ψ – коэффициент, учитывающий направленность излучения; Φ – коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; ρ – плотность; C_s – скорость поперечных волн; R – расстояние от источника до точки наблюдения; остальные обозначения, используемые в формулах (5) и (6), введены выше. В нашем случае полагали, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi = 0,63$ [Haskell, 1964], коэффициент, учитывающий угол выхода луча на свободную поверхность, $\Phi = 0,5$, плотность среды $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$. Для сдвиговой модели очага магнитуда рассчитывалась по максимальному значению эпюры скорости в предположении, что величиной амплитуды P -волны можно пренебречь по сравнению с амплитудой S -волны. Скорость

распространения поперечной волны выбиралась с учетом скоростного разреза территории геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН [Горбунова, 2007; Отчет..., 2001]. Добротность среды полагали равной 40, для более глубоких слоев – 60 [Chong, Ni, 2009].

Экспериментальные данные

На территории ГФО «Михнево» ведется постоянный сейсмический мониторинг малоапертурной сейсмической антенной (МСА) круговой конфигурации, оборудованной короткопериодными датчиками СМ-3КВ [Санина и др., 2008]. Также проводилась обработка сейсмических событий, записанных малоапертурной группой «Монаково», расположенной в окрестности села Чудь Навашинского района Нижегородской области [Кишкина и др., 2012], оборудованной сейсмометрами СМ-3КВ и широкополосными трехкомпонентными сейсмометрами REFTEK-151-30. В обоих случаях регистрация ведется на 24-канальную АЦП с частотой оцифровки записи 200 Гц, чувствительность датчика СМ-3КВ $7,45 \cdot 10^{-6}$ (мкм/с)/отсчет (частотный диапазон регистрации измерительного канала с учетом фильтра низких частот составляет 0,5–40 Гц), чувствительность REFTEK-151-30 – 0,790 (нм/с)/отсчет, (частотный диапазон 0,033–40 Гц). Для анализа результатов мониторинга слабых событий были выбраны данные за 2012 г. для станции «Михнево» (табл. 1) и 2012–2013 гг. для станции «Монаково» (табл. 2). В табл. 1 и табл. 2 представлены дата и время зарегистрированных слабых событий, их эпицентральные расстояния R , магнитуда m_b , определенная стандартными методами, и максимальная измеренная скорость колебаний $V_{\max}$.

Таблица 1

Дата	Время	R , м	m_b	$V_{\max}$, мкм/с	C_s , м/с	Q	M_{Brune}	f_{Brune} , Гц
18.10.2012		100	-3,3	0,3444	500	40	-3,9	2846
09.10.2012	02:02:46.7	200	-2,42	1,6158	600	40	-2,8	975
31.10.2012	00:10:52.1	300	-2	0,3921	800	40	-2,8	1300
08.05.2012	00:56:15.5	400	-1,9	0,3551	800	40	-2,6	1035
07.05.2012	03:53:44.8	500	-1,8	0,5923	1500	40	-2,0	980
21.04.2012	12:04:36.9	600	-1,4	0,2919	1500	40	-2,1	1100
12.01.2012	16:17:44.8	1000	-1,8	0,1632	1500	40	-1,8	780
30.01.2012	04:17:07.8	1300	-1,3	0,2708	1800	40	-1,4	593
12.01.2012	23:17:51.2	1700	-1	0,1709	2000	40	-1,3	590
25.08.2012	11:33:04.7	2700	-0,7	0,0651	2000	40	-1,2	525
23.09.2012	23:21:01.7	3900	-0,4	0,1058	2200	40	-0,7	326
25.01.2012	02:15:14.9	7200	-0,3	0,1024	2200	60	-0,4	232

Таблица 2

Дата	Время	R , км	m_b	$V_{\max}$, мкм/с	C_s , м/с	Q	M_{Brune}	f_{Brune} , Гц
04.08.2012	04:35:11.1	6,9	0,87	2,22	1100	50	0,39	47
20.08.2012	15:56:27.3	4,6	0,7	1,86	1600	50	0,11	94
27.05.2013	00:54:33.8	2,5	-0,12	1	1200	50	-0,7	178
27.05.2013	00:55:44.1	2,5	-0,41	1,13	1200	50	-0,7	178
17.06.2013		2,7	-0,04	1,83	1200	50	-0,4	126
16.07.2013	00:52:58.7	15	1,5	0,73	2700	50	1	58

Полученные результаты

При проведении сейсмического мониторинга использование одинаковых калибровочных зависимостей для слабой и сильной сейсмичности может приводить к ошибкам в определении магнитуд слабых событий. Для определения возможной погрешности, возникающей при определении магнитуд слабых событий, использовались значения, полученные стандартными методами по данным регистрации МСА «Михнево» и «Монаково». Данные группы расположены на Восточно-Европейской платформе и основное количество зарегистрированных событий является промышленными взрывами [Черных, 2011].

Для построения локальной шкалы магнитуд для станции «Михнево» использовалась зависимость вида (1). Для оценки калибровочной функций $Q(\Delta, h)$ и коэффициентов ζ и α рассматривали события, зарегистрированные группой «Михнево», магнитуды m_b и M_L для которых известны по каталогам других станций. Значения магнитуд m_b и M_L землетрясений находятся в диапазоне от 3,2 до 5,0, взрывов – от 1,5 до 3,6 [Черных, 2011]. Полученная зависимость для определения магнитуд по объемным волнам для станции "Михнево" имеет вид:

$$m_b = 2\lg(A/T) + 2\lg(R/111,13). \quad (7)$$

Для группы «Монаково» константы и калибровочная зависимость определялись аналогичным образом, что позволило получить соотношение:

$$m_b = 2\lg(A/T) + 0,8\lg(R/111,13) - 0,5. \quad (8)$$

Значения магнитуд, определенные по этим зависимостям, сопоставлялись с магнитудами, рассчитанными по модели Брюна. Однако сдвиговая модель очага в ряде случаев оказывается малоприменимой для интерпретации записей слабых сейсмических событий, например, для экзогенных событий со сложной формой сигнала и отсутствием четких вступлений продольных и поперечных волн [Маловичко и др., 2010]. Поэтому для наших целей мы рассматривали сигналы эндогенной природы.

Результаты сравнения магнитуды, определенной по группе, и магнитуды, рассчитанной аналитически, для событий, зарегистрированных МСА «Михнево», с эпицентрными расстояниями 100–7200 м и магнитудами от -3,3 до -0,3, приведены на рис. 1. Для событий, зарегистрированных на МСА «Монаково» по-

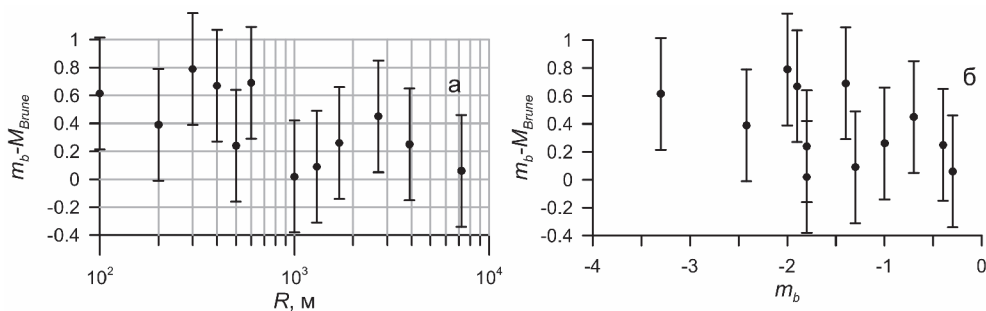


Рис. 1. Зависимости от расстояния разности магнитуды m_b , определенной по соотношению (7), и магнитуды M_{Bruno} , рассчитанной по модели Брюна, для событий из табл. 1, зарегистрированных МСА «Михнево», от эпицентрального расстояния (а) и от значения магнитуды m_b (б)

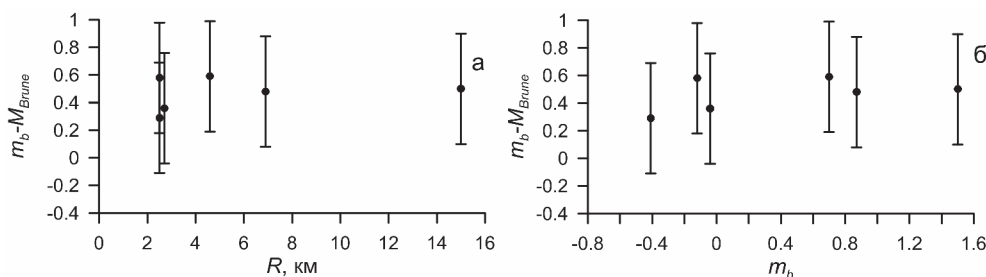


Рис. 2. Зависимости разности магнитуды m_b , определенной по соотношению (8), и магнитуды M_{Bruno} , рассчитанной по модели Брюна, для событий из табл. 2, зарегистрированных МСА «Монаково», от эпицентрального расстояния (а) и от значения магнитуды m_b (б)

строены аналогичные зависимости на рис. 2. В выборку вошли эндогенные события с m_b от -0,41 до 1,5 и эпицентральными расстояниями 2,5–15 км (табл. 2). Разброс значений разницы магнитуд $m_b - M_{Bruno}$ для событий, зарегистрированных в «Михнево» и «Монаково» лежит в широком диапазоне от -0,4 до 1. На расстояниях от источника меньше 1 км отмечается более завышенное значение магнитуды, определенной по группе. Такие отклонения в определении магнитуд могут приводить к значительным ошибкам при оценке размера активизирующихся трещин. Погрешность $\pm 0,5$ единицы магнитудной шкалы ведет к ошибке определения размера очага в 2 раза.

Обсуждение результатов

Завышенные значения магнитуд при мониторинге слабой сейсмичности могут возникать из-за того, что коэффициенты ζ и α , и калибровочная функция $Q(\Delta, h)$ в зависимостях (7)–(8) определяются для событий с магнитудой больше 1,5. Разброс значений для групп «Михнево» и «Монаково» (рисунки 1, 2) может возни-

кать из-за отличий в геологическом строении подстилающего массива, а также разных коэффициентов в калибровочной функции $Q(\Delta, h)$.

Сдвиговая модель очага занимает доминирующее положение, однако в ряде случаев наблюдается несоответствие характеристик наблюдаемой диаграммы излучения и оценок параметров очага, например, завышенные размеры трещин [Маловичко и др., 2004]. Более универсальным является способ параметризации сейсмического источника с помощью тензора сейсмического момента, который отражает пространственную геометрию неупругой деформации в очаге [Методы..., 2010]. В силу этого для описания характеристик очага сейсмического события надо учитывать как квазистатические (сейсмический момент, как следствие – моментная магнитуда, характерный радиус очага), так и динамические параметры (сейсмическая энергия, которая определяется динамикой разрыва).

Согласно модели Брюна угловая частота источника f_0 для событий, зарегистрированных станцией «Монаково» составляет 50–180 Гц, для «Михнево» – 230–2850 Гц. При регистрации событий малых магнитуд критическим параметром оказывается верхняя граница f_M полосы пропускания аппаратуры. Для того чтобы недооценка значения сейсмической энергии не превышала 10%, необходимо выполнение соотношения $f_M > 10 f_0$, а при $f_M = 2 f_0$, рассчитанная величина сейсмической энергии составляет около половины истинного значения [Ide, Beroza, 2001]. Таким образом, для достоверного определения сейсмической энергии и очаговых параметров на исследуемых территориях надо обеспечить регистрацию событий с угловой частотой источника 100–1000 Гц ÷ 360–1800 Гц («Монаково») и 460–2300 Гц ÷ 5,7–28,5 кГц («Михнево»). Регистрация таких высокочастотных событий лежит за пределами регистрации малоапертурных групп со стандартным оснащением.

На основе приведенных данных говорить о статистических значимых результатах не имеет смысла в силу малого объема исходной выборки. Однако исследование в комплексе как магнитудных оценок и их возможных ошибок, так и критерия достоверности обнаружения слабых событий указывает на неэффективность стандартных методов мониторинга (созданных для мониторинга локальной и региональной сейсмичности) для регистрации слабых событий. Проверка данного предположения на практике требует длительного времени, чтобы накопить необходимую базу данных, поскольку эндогенные слабые события происходят довольно редко в платформенных условиях. Для надежной и достоверной регистрации слабых сейсмических событий на территории ВЕП предлагается установить многоуровневую систему мониторинга, состоящую из короткопериодного датчика (0,5–50 Гц), высокочастотного геофона (10 Гц – 1 кГц) и акселерометра (более 1 кГц).

Заключение

Для накопления представительной статистики в платформенных условиях необходимо, чтобы система мониторинга была способна регистрировать и идентифицировать слабые сейсмические события. Применение малоапертурных сейсмических групп позволяет говорить об обнаружении событий с магнитудой меньше 1. Для надежной и достоверной оценки очаговых параметров таких со-

бытий требуется установить многоуровневую систему мониторинга, состоящую из короткопериодного сейсмометра, высокочастотного геофона и акселерометра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-35-00508).

Литература

- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1, 2. М.: Мир, 1983.
- Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г. Особенности сейсмического мониторинга слабых динамических событий в массиве горных пород // ФТПРПИ. 2013. № 5. С. 20–36.
- Бутырин П.Г. Разработка многоуровневой системы сейсмологического мониторинга на территории верхнекамского месторождения калийных солей: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.16 / Павел Генрихович Бутырин. Пермь: ГИ УрО РАН, 2012. 144 с.
- Горбунова Э.М. Характеристика инженерно-геологического разреза территории геофизической обсерватории “Михнево” по результатам бурения экспериментальной скважины // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 289–297.
- Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Санина И.А., Волосов С.Г., Иванченко Г.Н., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А., Усольцева О.А. Сейсмологический мониторинг проектируемой площадки Нижегородской АЭС с использованием малоапертурной группы // Динамические процессы в геосферах. Выпуск 3: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2012. С. 57–65.
- Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Дягилев Р.А. Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горн. журн. 2008. № 10.
- Маловичко Д.А. Изучение механизмов сейсмических событий в рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Дмитрий Алексеевич Маловичко. М.: ИФЗ РАН, 2004. 178 с.
- Маловичко Д.А., Линч Р.Э. Микросейсмический мониторинг бортов карьеров // Горное Эхо. 2006. № 2 (24). С. 21–30.
- Маловичко Д.А., Кадебская О.И., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г. Локальные сейсмологические наблюдения за карстовыми процессами // Физика Земли. 2010. № 1. С. 62–79.
- Мельников Н. Н., Козырев А. А., Панин В. И. и др. Сейсмичность при горных работах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 325 с.
- Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т. 2 / В.Н. Опарин и др.; отв. ред. Н.Н. Мельников. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 25).
- Назаров Л.А., Назарова Л.А., Ярославцев А.Ф. и др. Эволюция полей напряжений и техногенная сейсмичность при отработке месторождений полезных ископаемых // ФТПРПИ. 2011. № 6. С. 6–14.
- 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. С. 3–22.
- Отчет о научной и научно-организационной деятельности ИДГ РАН в 2012 г. М.: ООО «Графитекс», 2012. 36 с.
- Санина И.А., Волосов С.Г., Черных О.А., Асминг В.Э., Солдатенков А.М., Ризниченко О.Ю. Синтез и опыт экспериментального применения двухмерной малоапертурной сейсмической антенны “Михнево” // Сейсмические приборы. М.: ИФЗ РАН, 2008. Вып. 44. С. 3–18.
- Шулаков Д.Ю. Сейсмологический мониторинг геодинамических процессов в пределах верхнекамского месторождения калийных солей: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.20 / Шулаков Денис Юрьевич. Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. 105 с.
- Черных О.А. Сейсмический мониторинг Восточно-Европейской платформы с применением малоапертурной группы “Михнево”: дисс. канд. физ.-мат. наук: 25.00.10 / Олег Анатольевич Черных. М.: ИДГ РАН, 2011. 103 с.
- Chong J., Ni S. Near surface velocity and Qs structure of the Quaternary sediment in Bohai basin, China // Earthquake Science. 2009. V. 22. P. 451–458.

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 // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1991. V.81. P. 1157–1182.

Hage M., Joswig M. Microseismic feasibility study: detection of small magnitude events ($M_L < 0.0$) for mapping active faults in the Betic Cordillera (Spain) // *Annals of Geophysics*. 2009. V. 52. N. 2. P. 117–126.

Haskell N.A. Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1964. V. 54. P. 1811–1841.

Hiemer S., Rössler D., Scherbaum F. Monitoring the West Bohemian Earthquake Swarm in 2008/2009 by a Temporary Small-Aperture Seismic Array // *Journal of Seismology*. 2012. Doi: 10.1007/s10950-011-9256-5.

Ide S., Beroza G. Does apparent stress vary with earthquake size? // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. N. 17. P. 3349–3352.

Kwiatak G., Plenkens K., Dresen G. Jaguar research group Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2011. V. 101. №. 6. P. 2592–2608.

Madariaga R. Earthquake scaling laws // *Extreme Environmental Events: Complexity in Forecasting and Early Warning*. Robert A. Meyers ed. Springer. 2010. P. 364–381.

Málek J., Brož M., Stejskal V., Štrunc J. Local seismicity at the Hronov-Poříčí fault (Eeastern Bohemia) // *Acta Geodyn. Geomater.* 2008. №5. P. 171–175.

Málek J., Brož M., Stejskal V., Štrunc J. Small-aperture seismic arrays: instruments and detectability // *Advanced Industrial Microseismic Monitoring AIM*, Prague, 2009.

Pirli M., Voulgaris N., Alexopoulos J., Makropoulos K. Installation and preliminary results from a small aperture seismic array in Tripoli, Greece // *Bul. Geol. Soc. Greece*. 2004. V. XXXVI. P. 1499–1508.

Saari J. An overview of possible applications of microearthquake monitoring at the repository site of spent nuclear fuel in Finland // *POSIVA – Working report*. 1999. P. 99–64.

Schultz R., Stern V., Gu Y.J. An investigation of seismicity clustered near the Cordell Field, west central Alberta, and its relation to a nearby disposal well // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 3410–3423. Doi:10.1002/2013JB010836.

Sick B., Walter M., Joswig M. Visual Event Screening of Continuous Seismic Data by Supersonograms. Recent Advances in Nuclear Explosion Monitoring Vol. 2 // *PAGEOPH*. 2012. Doi:10.1007/s00024-012-0618-x.

Wessels S.A., De La Pena A., Kratz M., Williams-Stroud S., Jbeili T. Identifying faults and fractures in unconventional reservoirs through microseismic monitoring // *First Break*. 2011. V. 29 (7). P. 99–104.

Wust-Bloch G.H., Joswig M. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at the Dead Sea area by “nanoseismic monitoring” (graphical jackknife-location of weak sources by few, low-SNR records) // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. P. 1220–1232.