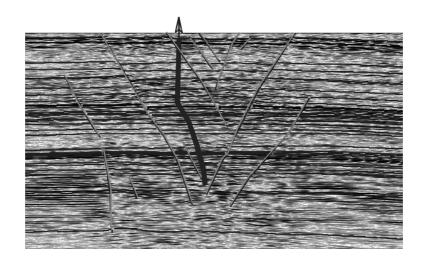
Раздел V

ТЕКТОНОФИЗИКА В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМ ПОИСКА И РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ



КИНЕТИКА РЕЛАКСАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И РАЗРЯДКА СТРУКТУРНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ УПРУГИМ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМ ПОЛЯМИ

А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, arben@ihed.ras.ru

По результатам анализа динамики акустической эмиссии модельных образцов оценены соотношения минимальной энергии инициирующего воздействия к накопленной потенциальной энергии. Они отражают пограничные (пороговые) свойства инициирующего энерговоздействия и соответствуют фоновому уровню текущего процесса релаксации. Показано, что активизация релаксационных процессов при изменении порогового уровня воздействия приводит к принципиально различной кинетики состояния объекта.

При этом решение целевой задачи разрядки структурных напряжений возможно при расчетном энерговоздействии физическими полями только на линейном участке развития механической неустойчивости до достижения критического упрочнения. Предложена модель активизации процессов релаксации при воздействии упругим и электромагнитным полями, ведущих к разрядке локальных структурных напряжений в пространстве влияния техногенного воздействия и в сейсмоактивном регионе.

ВВЕДЕНИЕ

Релаксация и деформация в земной коре являются сопряженными процессами и сопровождаются высвобождением части накопленной энергии. Внешнее энерговоздействие играет роль дополнительной составляющей энергообмена при деформировании неоднородной среды, изменении скорости процесса релаксации, что обосновывает возможность применения его в качестве регулирующего фактора уровня локальных, структурных напряжений. Задача разрядки локальных напряжений востребована в приложении не только к сейсмоактивному региону, но и к возможному влиянию техногенных воздействий в тех зонах, где значителен уровень вызванной сейсмичности. Очевидно, пути решения задачи имеют общие подходы. Необходимо определить на каком этапе развития механической неустойчивости следует активизировать процесс релаксации, и какова величина энергии воздействия, способствовать разрядке локальных (структурных) напряжений и понижению активности вызванной сейсмичности.

Во многих исследованиях, выполненных по материалам натурных наблюдений, приведены статистически значимые результаты влияния различных физических полей на сейсмичность, однако, только на завершающей фазе перед землетрясением. При этом предполагается, что подобное влияние имеет триггерный характер [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная..., 1994; Соболев, Пономарев, 2003; Тарасов и др., 2001].

В этой связи изучение влияния изменений параметров энерговоздействия на ранних этапах развития механической неустойчивости позволит получить информацию о динамике режимов деформирования и релаксации, возможном управлении ими, включая разрядку избыточных напряжений. В настоящее время исследования по вызванной сейсмичности, индуцированной внешним энерговоздействием, в том числе и электромагнитным полем (ЭМ), связаны в основном с проведением лабораторных экспериментов [Авагимов и др., 2005; Авагимов и др., 2006; Авагимов, Зейгарник, 2008; Закупин и др, 2006; Соболев, Пономарев 2003; Bogomolov et al., 2004; Johnson et al., 2008].

В настоящей работе по результатам анализа динамики акустической эмиссии модельных образцов оценены соотношения Кеі минимальной энергии инициирующего воздействия еі (отраженной в интенсивности акустической эмиссии -АЭ) к накопленной потенциальной энергии Ері. Изменения Кеі в зависимости от величины осевой нагрузки кр отражают пограничные (пороговые) свойства инициирующего энерговоздействия и соответствуют фоновому уровню текущего релаксационного процесса. Анализ показал, что только на линейном участке распределения Кеі при воздействии с энергией ниже порогового уровня, активизация процесса релаксации приводит к разрядке локальных напряжений и понижению акустомикросейсмического фона.

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

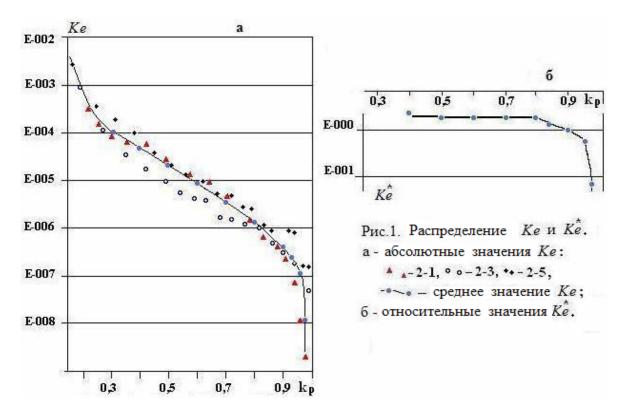
Эксперименты проведены на прессе с рычажным приводом в квазистатическом режиме дискретных изменений уровня осевой нагрузки. Это обеспечило определение интенсивности индуцированного акустического отклика N_{i} , отражающего процесс деформирования при каждом дискретном, фактически импульсном воздействии с энергией Ei. Величина акустического отклика Ni складывается из накопленных сигналов (период накопления 0.1 с) от начала дискретного нагружения до достижения фоновой активности. Уровень отношения e1i = Ei/Ni соответствует величине энергии, затрачиваемой при деформировании на генерацию минимальной (единичной) интенсивности АЭ. В каждом опыте выполнено по 16-20 дискретных увеличений осевой нагрузки вплоть до разрушения модельного образца. Изменения параметров рассматриваются в зависимости от $k_{\rm p}$: отношения величины текущей осевой нагрузки к разрушающей Pi/P.

Дискретные нагружения последовательно увеличивают потенциальную энергию образца вплоть до «последнего» цикла, после которого уровень накопленной потенциальной энергии отвечает условиям разрушения модельного образца. Энергия «последнего» минимального уровня АЭ e1i есть энергия триггерного воздействия еп, которая при максимально накопленной потенциальной энергии Ерп инициирует разрушение (индекс «n» относится к параметрам «последнего» цикла нагружения). Объективно уровень энергии триггерного воздействия еп различен для отличающихся модельных образцов, но он закономерно связан с величиной накопленной потенциальной энергии Ерп, которая определяет энергетику их разрушения. Рассматривается соотношение энергий равное Ken = en/Epn, которое по данным проведенных экспериментов определяется в среднем величиной $Ken = 1.10^{-7} \div 10^{-8}$. Экспериментальные значения e1i, установленные для всех уровней осевой нагрузки Рі [Авагимов, Зейгарник, 2008], являются основой анализа динамики акустической эмиссии и оценки величины инициирующего воздействия в процессе развития механической неустойчивости образцов. По аналогии с определением уровня Кеп для последнего цикла нагружения правомерно установление величины энергии инициирующего воздействия относительно накопленной потенциальной энергии Ері при всех циклах дискретных нагружений, как Kei = ei/Epi.

Отметим, что при оценках е1і по данным опытов, проведённых в режиме дискретного нагружения, не были учтены энергии диссипации при пластической деформации, тепловом излучении и другие потери. В принятой схеме экспериментов и анализа на каждом временном интервале дискретного нагружения рассматриваются потенциальная энергия нагружения, и энергия, инициирующая генерацию акустической эмиссии. Они являются взаимно обусловленными составляющими (равно как и связанная с ними энергия поглощения) процесса деформирования модельного образца. Так как распределения анализируемых параметров e1i и Ei (равно как ei и Eрі) мы увязываем с их зависимостью от kр, то правомерно предположить, что имеющий место процесс поглощения энергий относительно обеих составляющих, также взаимосвязан с кр и закономерно отражается в распределении Кеі.

АНАЛИЗ СВОЙСТВ ИНИЦИИРУЮЩЕГО ЭНЕРГОВОЗДЕЙСТВИЯ

Выделим в общем распределении Кеі (рис. 1, а) относительных изменениях $Kei^* = \Delta Kei/\Delta kp$ (рис. 1, б), увязанных с kp, два характерных участка. В интервале нагрузок до $kp = 0.8 \div 0.84$ величина *Ke*i уменьшается практически линейно, а Кеі* соответственно постоянна (на рис. 1, б приведены изменения Кеі* только средних значений Кеі рис. 2). Далее на графиках наблюдается нелинейное уменьшение Кеі и средних значений Кеі*, которое закономерно отражает развитие механической неустойчивости на завершающем этапе перед макроразрушением. При воздействии физическими полями инициируется изменение скорости текущих процессов деформирования, активизируется релаксационный процесс, ведущий к накоплению потенциальной энергии, к повышению уровня структурных напряжений. Действительно, при воздействии энергией, пороговый уровень которой установлен по последнему циклу нагружения, наблюдается изменение скорости процессов, ведущее к макроразрушению. Это крайний, но однозначный пример. При дискретных импульсных воздействиях, по крайней мере, для всего нелинейного участка изменение скорости и активизация процессов приводит к сокращению временного интервала до момента макроразрушения. Это означает, что на завершающем этапе развития механической неустойчивости (после $kp = 0.8 \div 0.84$) при малых величинах пороговых энергий и нелинейности процесса взаимодействия внешнее воздействие необратимо ведёт к



макроразрушению.

Известно, что после достижения некоторого уровня концентрации трещин в окрестности очага будущего разрушения, процесс их самоорганизации начинает ускоряться [Соболев, Тюпкин, 2000]. Это наблюдается и по данным проведенных экспериментов – рис. 1, а, б [Авагимов, Зейгарник, 2008]. Приведем один из основных результатов лабораторных исследований трения в гранулированных материалах, проведенных с целью, в том числе, «понимания процессов, связанных с динамическим триггерированием землетрясений». Установлено, «что вибрация оказывает влияние, поддающееся измерению, только тогда, когда система находится в критическом состоянии, близком к разрушению» [Johnson et al., 2008]. В многочисленных исследованиях, выполненных по материалам натурных наблюдений, удалось получить статистически значимые результаты влияния различных физических полей на сейсмичность только на завершающей фазе перед землетрясением. При этом предполагается, что подобное влияние имеет триггерный характер [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная..., 1994; Соболев, пономарев, 2003; Тарасов и др., 2001; Johnson, 2008]. Отметим, что в цитируемых работах не предпринимались попытки построения схем управления скоростью релаксационных процессов перед землетрясением.

В работе [Адушкин, Спивак, 2006] на основе анализа данных натурных наблюдений сделан важный вывод о существенной роли микросейсмических колебаний в формировании режима релаксационных процессов в земной коре. Коле-

бания рассматриваются как малоамплитудные источники упругого поля различного генезиса. В контексте данной работы важно, что к колебаниям отнесены упругие поля, инициированные внешним энерговоздействием. И далее. «Не исключено, что микросейсмические колебания способствуют не только накоплению упругой энергии на неоднородностях земной коры, но и являются также триггером для ее высвобождения». Оба утверждения приведенного тезиса согласуются с рассмотренными выше пограничными свойствами триггерного воздействия и кинетикой процесса деформирования на нелинейном участке распределения Кеі. Это означает, что в условиях постоянно действующих эндо- и экзогенных факторов проведение управляемого энерговоздействия на этапе нелинейности процесса, как способа снижения рисков макроразрушения, очевидно, практически трудно выполнимо.

На линейном участке распределения *Ке*і (рис. 1, а) значителен уровень пороговых энергий (изменения составляют два порядка величины), что позволяет без ограничений рассмотреть возможные режимы релаксационных процессов при энерговоздействии. Данный этап развития механической неустойчивости характеризуется постепенным увеличением потенциальной энергии образца, его упрочнением. В этом случае воздействие физическими полями (упругим или ЭМП) с энергией, превышающей пороговые значения, естественно будет активизировать текущий релаксационный процесс, что будет способствовать накоплению упругой энергии модельного образца. При этом, очевидно, следует ожидать умень-

шения времени до достижения нелинейного участка, что объективно увеличивает степень риска при отсутствии контроля за динамикой состояния среды. Однако, при воздействии на линейном участке распределения Кеі физическими полями с энергией ниже пороговых значений, активизация релаксационного процесса и энергообмен будут происходить на малых «энергетических» масштабах, что будет сопровождаться разрядкой локальных (структурных) напряжений и приведет к понижению интенсивности фона вызванной сейсмичности [Наведенная..., 1994; Соболев, Тюпкин, 2000]. Для реализации подобного сценария необходимо по расчетным значениям Кеі на линейном участке оценить величину энергии воздействия еі для выбранного момента, увязанного с kр, и осуществить локальное энерговоздействие.

Таким образом, распределение расчетных значений Кеі отражает пограничные свойства инициирующего и триггерного воздействия в процессе развития механической неустойчивости. Произвольно выбранному значению Кеі, увязанному с kр, соответствует пороговое значение энергии воздействия, которое согласуется с уровнем текущих релаксационных процессов. Активизация релаксационных процессов при изменении порогового уровня энергии инициирующего воздействия приводит к принципиально различной кинетики состояния объекта. Определены этапы в развитии механической неустойчивости, увязанные с кр, и количественные критерии, при которых активизация процессов релаксации способствует разрядке локальных избыточных напряжений.

МОДЕЛЬ РАЗРЯДКИ СТРУКТУРНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

На основе полученных результатов предложена модель активизации процессов релаксации при воздействии упругим и ЭМ полями, ведущих к разрядке локальных структурных напряжений. В дополнение к обоснованию приложения модели к натурным экспериментам приведем два факта.

Первый. На рис. 2 представлены изменения Lge1i и LgN по всем экспериментам на образцах. Достаточно очевидно, что характер их распределения согласуется с законом повторяемости (угол наклона отношения LgN/Lge1i равен –0.7). В этой связи логику представлений о самоподобии организации структуры горных пород и процессов, протекающих при механической нагрузке, правомерно перенести на наблюдаемые процессы и количественные оценки, полученные в проведенных экспериментах [Гейликман, Писаренко, 1989].

Второй. Известно, что энерговоздействие импульсным ЭМП индуцирует упругое аномальное поле, которое отображается в АЭ [Авагимов и

др., 2005; Авагимов и др., 2006; Авагимов, Зейгарник, 2008; Закупин и др., 2006; Bogomolov et а1., 2004]. Лабораторные эксперименты отчетливо указывают на уменьшение интенсивности АЭ по степенной зависимости при энерговоздействии ЭМ полем различной структуры аналогично кинетике АЭ в случае дискретных нагружений (упругое поле) [Авагимов и др., 2006]. Наблюдаемая идентичность кинетики акустических откликов дает основание применять энерговоздействие ЭМ полем в качестве физического фактора при разрядке накопленных напряжений земной коры. В данной модели преимущество внешнего электромагнитного источника связано с локальностью его воздействия [Авагимов и др., 2005]. Излучаемое ЭМ поле, как правило, в подобных экспериментах поле диполя, фокусируется на геолектрических неоднородностях высокой проводимости разломных зон, что принципиально повышает их энергоэффективность, особенно для установленных локальных аномальных участков вызванной сейсмичности.

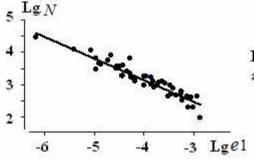


Рис. 2 Распределения параметров акустической эмиссии Lg ell и Lg N

Искусственное энерговоздействие на среду является одним из активных способов изменения режима релаксации и выделения упругой энергии, которые в итоге определяют динамику сейсмического процесса. Выше отмечалось, что задача разрядки локальных напряжений имеет общие пути решения, как в сейсмоактивном регионе, так и в зоне техногенного воздействия. Предложенная модель состоит из двух последовательных основных частей: определение локальных участков с повышенным уровнем сейсмической активности или вызванной сейсмичности в пространстве влияния техногенного воздействия; проведение расчетного инициирующевоздействия ЭМ полем на локальных участках.

Техногенное энерговоздействие изменяет пространственное распределение напряжений в материале геосреды и формирует фоновый режим вызванной сейсмичности, который непосредственно накладывается на пространственное распределение естественной фоновой сейсмичности [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная..., 1994; Пономарев, 1987]. При этом определяющая роль локальных неоднородностей среды, как объёмов среды с существенно повышенной способностью релаксировать напряжения [Талицкий, Галкин, 1989], обусловливает проведение совместного анализа данных сейсмического мониторинга и техногенного воздействия, что позволит оценить динамику фоновой сейсмичности (построение карт сейсмической активности до и после техногенного воздействия, сейсмотектоническая оценка) и установить локальные аномальные зоны, где активно проявляется техногенное воздействие [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная..., 1994].

В сейсмоактивном регионе следует воспользоваться данными о локальных зонах потенциальных очагов землетрясений, которые отражены в картах ожидаемых землетрясений [Соболев, Пономарев, 2003]. В общем случае выделенные зоны с высоким (более 70%) уровнем условной вероятности возникновения сильного землетрясения относятся к объемам среды, в которых аномально превышены структурные напряжения. Отметим, что со временем наблюдается понижение уровня условной вероятности в некоторых локальных зонах, где так и не происходит сильного сейсмического события. Очевидно, это обусловлено естественной (не контролируемой) активизацией процесса релаксации, связанной с энерговоздействием эндо- и экзогенных источников, что и приводит к разрядке структурных напряжений в локальных зонах. В этой связи обоснован подход применения контролируемого внешнего энерговоздействия как дополнительной составляющей энергообмена, ведущей к разрядке.

Модель предусматривает формирование в выделенных аномальных зонах системы пунктов воздействия ЭМ полем и электромагнитного мониторинга, привлечение его результатов при оценке динамики свойств и состояния среды [Авагимов, 1991]. Очевидно, подобные схемы в каждом конкретном случае индивидуальны, но их построение, безусловно, имеет общие обоснованные принципы. При проведении натурного эксперимента осуществляется расчетное инициирующее воздействие ЭМ полем. Определяется еп относительно энергии сейсмического события E, которое предполагается инициировать. Известно, что накопленная энергия Ерп в очаге сейсмического события трансформируется частично в механическую энергию разрушения и далее в излучаемую сейсмоакустическую эмиссию. Если принять, как среднюю оценку, общее уменьшение энергии равным 10^5 - 10^6 , то возможно определение величины инициирующего воздействия упругим полем относительно энергии вызванного сейсмического события. Так для события с K = 7 $e^{E}n = 1.10^{5}$ Дж (при $Ken = 1.10^{5}$ $^{7} \div 10^{-8}$). Это верхняя оценка энергии триггерного воздействия упругим полем в завершающей фазе перед макроразрушением. Очевидно, что при воздействии электромагнитным полем необходимо затратить больше энергии. По данным экспериментов соотношение между ЭМ полем воздействия и индуцированным упругим полем равно $K_{M9} = 2,85 \cdot 10^{-2}$ [Авагимов и др., 2005; Авагимов и др., 2006].

Таким образом, в тех же условиях величина энергии инициирующего воздействия ЭМП равна (по порядку величины) энергии вызванного сейсмического события: e^{3M} n $\approx E$. Для реализации подобного сценария необходимо по расчетным значениям Kei на линейном участке оценить величину энергии воздействия ei для выбранного момента, увязанного с kp, и осуществить локальное энерговоздействие.

Объективно ожидается, что воздействие мощных импульсов тока приведет к дополнительной активизации релаксационных процессов, инициированию сейсмических событий низкого энергетического класса, к понижению уровня накопленных напряжений в потенциальных очагах землетрясений. Описанный сценарий подобен процессам, которые наблюдались на Бишкекском геодинамическом полигоне (Северный Тянь-Шань) при использовании мощных импульсов тока [Авагимов и др., 2005; Тарасов и др., 2001]. Подобных проявлений релаксации накопленных напряжений следует ожидать и в зоне деформационного влияния техногенного

воздействия. Отметим также, что по результатам натурного эксперимента вызванная электромагнитным воздействием сейсмичность проявляется в локальной сейсмогенной зоне, окружающей

источник возбуждения ЭМП. При этом установлено, что величины энергий воздействия ЭМП и вызванной сейсмичности сопоставимы [Авагимов и др., 2005; Авагимов и др., 2006].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований таковы:

- Установлены соотношения Kei, которые отражают пограничные (пороговые) свойства инициирующего энерговоздействия и соответствуют фоновому уровню текущего процесса релаксации (в зависимости от kp). Относительно величины порога определяется уровень инициирующего воздействия ei и при необходимости осуществляется воздействие.
- Показано, что активизация релаксационных процессов при изменении порогового уровня воздействия приводит к принципиально различной кинетики состояния объекта. На линейном участке распределения *Ке*і при воздействии с энергией ниже порогового уровня активизация процесса релаксации приводит к разрядке локальных структурных напряжений. После достижения в образце критического упрочнения импульсные воздействия индуцируют не контролируемый, нелинейный процесс релаксации упру-

гой энергии, необратимо ведущий к макроразрушению.

- На основе полученных результатов рассматривается модель разрядки структурных напряжений неоднородной среды при воздействии упругим и электромагнитным полями. По материалам совместного анализа динамики фоновой (естественной) сейсмичности и вызванной сейсмичности, связанной с техногенным влиянием, устанавливаются локальные аномальные зоны, где активно проявляется техногенное воздействие. В сейсмоактивном регионе локальные аномальные зоны определяются по картам ожидаемых землетрясений, в установленных зонах вероятного возникновения сильных землетрясений. В локальных зонах, в которых аномально превышены структурные напряжения, формируются системы пунктов для осуществления расчетного энерговоздействия ЭМ полем и электромагнитного мониторинга для оценки динамики свойств и состояния среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Авагимов А.А. Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе. Автрореф. Дис...д-ра физ.-мат. Наук // М.: 1991. 52 с.
- Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Файнберг Э.Б. О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием // Физика Земли. 2005. № 6. С. 55-65.
- Авагимов А. А., Зейгарник В. А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энерговоздействии // Физика Земли. 2006. № 10. С. 36-42.
- Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // Физика Земли. 2008. № 1. С. 77-80.
- Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы) // М.: ИНЭК. 2005. 252 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Микросейсмичность и интенсивность релаксационных процессов в земной коре // ДАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 532-534.
- Гейликман М.А, Писаренко В.Ф. О самоподобии в геофизических явлениях // Дискретные свой-

- ства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 109-130.
- Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.
- Наведенная сейсмичность. Отв. ред. А.В.Николаев, И.Н.Галкин: Сб. науч. тр. // М.: Наука. 1994. 222 с.
- Пономарёв В.С. Горные породы как среды с собственными источниками упругой энергии. Проблемы нелинейной сейсмики // М.: Наука. 1987. С. 50-64.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С. 44-55.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники // М.: Наука. 2003. 270 с.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования. Сб. Дискретные свойства геофизической среды // М.: Наука. 1989. С. 61-70.

- Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1641-1649.
- Файнберг Э.Б., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Васильева Т.А. Генерация тепловых потоков в недрах Земли мировыми геомагнитными бурями // Физика Земли. 2004. № 4. С. 54-62.
- Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Zakupin A.S., Novikov V.A., Okunev V.I., Sychev V.N. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V. 47, No 1. P. 65-72.
- Johnson P.A., Savage H., Knuth M., Gomberg J., Marone C. Effects of acoustic waves on stick-slip in granular media and implications for tarthquakes // Nature. 451. 2008. № 7174. P. 57-60.

ПРОГНОЗНЫЕ КРИТЕРИИ РАЗРУШЕНИЯ ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД И МАССИВОВ НА ОСНОВЕ СТРУКТУРЫ И ПАРАМЕТРОВ СИГНАЛОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

 $A.\Gamma.$ Вострецов 1 , $\Gamma.Е.$ Яковицкая 2 , A.B. Кривецкий 2 , A.A. Бизяев 1

1 – Новосибирский государственный технический университет (НГТУ), Новосибирск, vostretsov@admnstu.ru

² – Институт горного дела СОРАН, (ИГД СО РАН) Новосибирск, yge@ngs.ru

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в связи с открытием явления электромагнитного излучения (ЭМИ), возникающего при трещинообразовании и разрушении диэлектриков и горных пород актуальной стала задача использования этого явления для прогноза землетрясений и различного рода динамических проявлений в массивах горных пород (толчки, стреляния, микроудары и собственно горные удары).

В связи с изложенным наряду с методом акустической эмиссии, широко используемым для исследования динамических процессов, происходящих в массивах горных пород под действием тектонических и технологических процессов все чаще применяется и метод, основанный на регистрации сопутствующего процессу разрушения электромагнитного излучения [Wait, 1953; Ogawa et al., 1985; Курленя и др., 2000].

Известно, что сейсмический и акустический методы наиболее часто используются для диагностики землетрясений, а также различного рода

динамических проявлений в массивах, с помощью которых были обнаружены различные закономерности приближения процесса нарушения сплошности, например, увеличение количества АЭ-сигналов при приближении разрушения [Kurlenya et al., 2002; Соболев, Пономарев, 2003]. Кроме того, при ретроспективном анализе землетрясений было отмечено возникновение в их структуре периодических колебаний [Соболев, 2003].

Основные задачи настоящих исследований – в установлении аналогичных закономерностей при разрушении горных пород с помощью метода электромагнитной эмиссии, а именно изменение как параметров сигналов ЭМИ, так и их структуры: уменьшение периодов следования сигналов ЭМИ при приближении к моменту нарушения его сплошности, а также возникновения нелинейных квазирезонансных периодических автоколебательных процессов на предразрушающей стадии.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования выполнены на лабораторном стенде, включающем гидравлический пресс усилием до 300 кН. Для регистрации сигналов ЭМИ использовался датчик в виде приемной емкостной антенны конденсаторного типа, выполненный в виде плоской пластины и широкополосный усилитель с полосой пропускания 3 Гц – 300 кГц и коэффициентом усиления 500, а нагрузки на образец – датчик силы в виде кольцевого цилиндра с наклеенными на его поверхности тензорезисторами, включенными по мостовой схеме и усилителя постоянного тока. В процессе экспериментов регистрировались синхронно по двум каналам сигналы ЭМИ и нагрузки, параметры которых на экране монитора отображались в виде отдельных кадров. Каждый кадр содержал по 2¹⁴ отсчетов напряжений (амплитуд сигналов) с выходов датчиков, взятых с интервалами 2 мкс, т. е. длительность каждого кадра составляла 32.768 мс.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 08-01-00031, 08-05-00025, фонда содей-

ствия отечественной науке 2008 г в номинации «Молодые кандидаты и доктора наук» и НШ, проект № 3803.2008.5. Методика экспериментов предопределяла размещение образцов между плитами пресса и включала одноосное нагружение образцов до полного их разрушения, которое определялось падением нагрузки (потерей несущей способности образца).

Датчики ЭМИ – антенны размещались вблизи образца на расстоянии 1-5 мм от торцевой его части. Размеры соединительных кабелей выбирались так, чтобы обеспечивалось минимальное расстояние с выхода антенны до входа усилителя для минимального влияния собственной емкости кабеля на уровень сигнала ЭМИ. Сигналы ЭМИ и нагрузки с выхода антенны и датчика нагрузки передавались на усилители, а затем на вход ПЭВМ со встроенным четырехканальным двенадцатиразрядным АЦП. Информация отображалась на экране дисплея в виде отдельных кадров, которые затем последовательно соединялись и по ним строились осциллограммы и графики для

кривых нагружения и эмиссионных сигналов [Kurlenya et al., 2002]. Исследованию подвергались образцы средне- и мелкозернистого мрамора размерами $20 \times 50 \times 80$ мм, $20 \times 50 \times 45$ мм и образцы диабаза цилиндрической формы высотой 60 мм и диаметром 22 мм. Исследуемый образец устанавливался между плитами пресса и нагру-

жался с постоянной скоростью до разрушения. При этом производилась синхронная регистрация сигналов ЭМИ и нагрузки. Вся система – пресс и система датчиков помещались в электромагнитный экран для отстройки от электромагнитных помех и наводок [Курленя и др., 2000].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлены осциллограммы, характеризующие обобщенно процесс нагружения породного образца белого среднезернистого мрамора. На осциллограмме (a) приведены сигналы ЭМИ, (b)— сигналы нагрузки. Система регистрации настроена так, что амплитуды импульсов сигнала ограничивались на уровне $\pm 2.5~B$. Здесь по оси абсцисс представлено время, по осям ординат вверху — сигналы ЭМИ в m, внизу — величина нагрузки в κ H.

В данном случае весь процесс регистрации с постоянной скоростью нагружения $0.316 \, \kappa H/c$ длился около $3.2 \, muh$. Сигналы ЭМИ до нагрузки на образец $37.89 \, \kappa H$ регистрировались достаточно редко, а интенсивно — после этого значения. При этом через $10 \, mc$ от начала нагружения образца происходило существенное повышение нагрузки до значения $45.8 \, \kappa H$ и последующий переход его в упругопластическое состояние, которое можно идентифицировать с участком стабилизации нагрузки. Это состояние характеризовалось излучением большого числа сигналов ЭМИ малых амплитуд (количество одиночных импульсов в дан-

ном случае около 50-60), принимавших значения в пределах от 0.57 до 1.61 мВ. После этого нагрузка снова повышалась и достигала предельного уровня относительно прочности образца (55 κH). Это на осциллограмме ЭМИ отражено в виде нескольких низкочастотных малоамплитудных (с амплитудой импульсов $0.65-0.97 \, MB$) импульсов. Максимальная нагрузка стабилизировалась на определенное время, а затем резко падала за промежуток времени, равный 10 мс до значения 45.8 кН. Таким образом, видно, что периоды появления смежных импульсов по мере роста нагрузки последовательно сокращались вначале на порядок, затем на два, три порядка. Соответствующее этому увеличение количества сигналов ЭМИ с длительностью (200 ± 50) мкс и последовательное уменьшение периода их следования от первых десятков до единиц сек, а затем и до сотен мс, по нашему мнению, иллюстрирует переход от первой стадии разрушения ко второй, а затем и к третьей. Отметим, также, что некоторые сигналы ЭМИ имели длительность в пределах от 400 до 180 мкс.

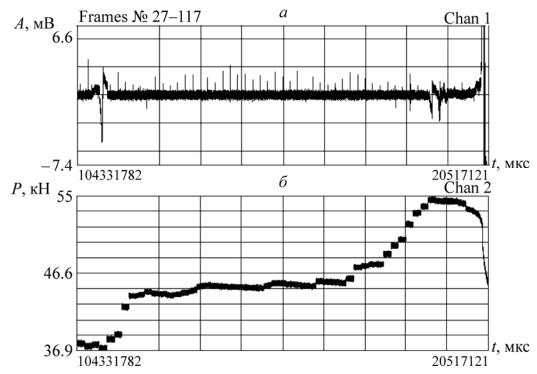


Рис. 1. Синхронные осциллограммы сигналов ЭМИ (a) и нагрузки (δ) при нагружении образца белого среднезернистого мрамора

Анализируя результаты рассматриваемого эксперимента, можно выделить определенную стадийность процесса разрушения горных пород: первая стадия отмечалась при появлении соседних эмиссионных импульсов, следующих через единицы секунд (5.17, 5.37, 4.99, 2.91, 1.83, 1.26 с). Затем по мере роста нагрузки до уровня $0.42\sigma^*$, что является, по нашему мнению, переходом ко второй стадии нагружения, периоды между импульсами уменьшались, составляя менее 1 с (1034, 791,...,250,...,129 мс) с соответствующим началом падения скорости нагружения, т.к. образец практически достиг предела своей прочности и уже не может держать нагрузку. При изменении нагрузки на образец до 0.88 о* соседние импульсы начинали регистрироваться последовательно через 40, 15, 14, 10, 4 мс и т. д. Это характеризует переход от второй к последней, третьей стадии, когда определяющим является возникновение коротких малоамплитудных импульсов ЭМИ с временными промежутками их следования в первые сотни и десятки миллисекунд и соответствующим увеличением скорости падения нагрузки на этой стадии. Аналогичное увеличение акустической активности с ростом падения нагрузки было отмечено также в [Соболев, Пономарев, 2003].

На рис. 2 представлен график изменения амплитуды сигнала ЭМИ в зависимости от изменения нагрузки, откуда следовало, что до достижения предельной нагрузки на образец, амплитуды эмиссионных сигналов принимали достаточно малые значения, в десятки микровольт, а при приближении к моменту потери несущей способности образцом они существенно увеличивались. Наибольшие значения амплитуды принимали в момент нарушения сплошности образца ($A = 1630 \, MB$).

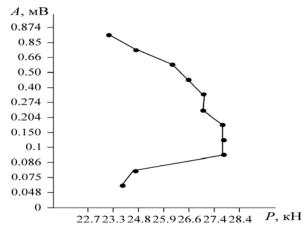


Рис. 2. График зависимости величины амплитуды сигналов ЭМИ от изменения нагрузки на стадии, предшествующей нарушению сплошности образца розового среднезернистого мрамора

Отметим также, что при приближении к моменту нарушения сплошности образца после достиже-

ния предела прочности у него происходит потеря несущей способности, что и отражено на графике рис. 2 и что согласуется с результатами, полученными в [Соболев, Пономарев, 2003]. Аналогичные результаты были получены нами на других образцах розового среднезернистого и белого крупнозернистого мрамора, а также образцах диабаза.

Таким образом, на основании результатов экспериментальных исследований установлено, что при нагружении образцов горных пород до разрушения сопутствующие сигналы ЭМИ, регистрируемые последовательно, возникают со все возрастающей частотой и, соответственно, уменьшающимся временным интервалом их следования на критической стадии нагружения, а постоянная скорость нагружения на образцы после достижения предела прочности изменяет свой знак, т.е. начинает падать, увеличиваясь на стадии предразрушения. При этом весь процесс разрушения можно представить как трехстадийный с неуклонно увеличивающимся количеством электромагнитных импульсов, уменьшением периода их следования и соответствующим увеличением скорости падения нагрузки.

В связи с полученными результатами разработан диагностический критерий процесса разрушения горных пород, заключающийся в одновременном измерении длительности T_i периодов следования сигналов ЭМИ и нагрузки на исследуемый участок массива, регистрацию после достижения предела прочности этого участка, последующее ее падение, после чего при достижении полученных экспериментально соответствующих соотношениях между величинами периодов следования сигналов ЭМИ и скорости нагрузки: $T_n \leq (10^3 \div 10^4)$ падения $T_n; V_n \geq (7 \div 10) V_n$ предлагается судить о критическом состоянии участка массива, предшествующем нарушению его сплошности, после которого наступает его разрушение. Здесь $T_{\mu\nu}$ $V_{\mu\nu}$ T_n, V_n – соответственно начальные и конечные значения периодов следования сигналов ЭМИ и скоростей падения нагрузки.

Теперь перейдем к анализу структуры сигналов ЭМИ на различных этапах нагружения. Ранее в [Соболев, 2003; Курленя и др., 1998] получено подтверждение гипотезы о автоколебательном квазирезонансном механизме возникновения землетрясений с помощью метода АЭ. Было показано, что начало процессов разрушения горных пород на различных масштабных уровнях, будь то землетрясения или горные удары, описывается безразмерным энергетическим условием возникновения геомеханических квазирезонансов. Для подтверждений этих предположений нами были проведены исследования процесса разрушения образцов горных пород (мраморных и диабазов) с синхронной регистрацией сигналов ЭМИ и нагрузки на этапе нагружения, предшествующем нарушению их сплошности (рис. 3).

Проведем анализ осциллограммы рис. 3, рассмотрим ее нелинейный участок на стадии, предшествующей разрушению образца мрамора, который соответствует началу медленного падения нагрузки. Здесь можно выделить три характерных этапа: вначале процесс ЭМИ переходит в нестационарную стадию (кадры 44-45), затем преобразуется в периодический резонансный процесс (кадры 46-48), развитие которого характеризуется увеличением как амплитуд, так и периодов колебаний (кадр 49). Заканчивается же процесс нагружения разделением образца на части и «мгновенным» (в течение 2 мс) падением нагрузки на образец. Отсюда следует, что в предразрушающем состоянии образца в структуре сигналов ЭМИ, являющихся электромагнитным отображением деформационных процессов, происходящих в нем, возникают квазипериодические автоколебания. Следует отметить, что при увеличении нагрузки в сигналах ЭМИ наряду с одиночными высокочастотными импульсами все чаще появляются вначале одиночные низкочастотные компоненты сигнала, которые, затем формируются в квазигармонические колебания. Это проиллюстрировано на конкретных примерах при анализе рис. 3 и табл. 1, куда занесены отдельные параметры сигналов, изображенные на различных участках осциллограмм при изменении нагрузки.

Таким образом, можно заключить, что наряду с высокочастотной составляющей в сигналах ЭМИ на стадии предразрушения возникают изменения в их структуре, выражающиеся в трансформировании в квазипериодические колебания с изменяющейся амплитудой и периодом и которую можно назвать модулирующей по отношению к высокочастотной.

В работе [Лаппо и др., 2003] также отмечено, что модуляция высокочастотных колебаний (микросейсмического шума) низкочастотными периодическими колебаниями (приливными деформациями в земной коре) происходит в определенных частотных диапазонах при значительном энергетическом вкладе квазигармонических колебаний.

На основании полученных результатов разработан диагностический критерий разрушения горных пород и массивов, основанный на возникновении на предразрушающей стадии в структуре сигналов ЭМИ квазипериодичесих автоколебательных процессов [Пат, 2006].

Теперь перейдем к анализу результатов, полученных при изменении НДС (напряженнодеформированного состояния) массива с помощью метода ЭМИ при натурных экспериментах в

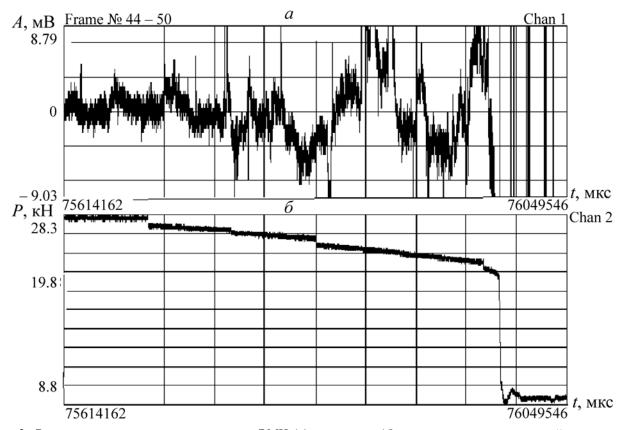


Рис. 3. Синхронные осциллограммы сигналов ЭМИ (a) и нагрузки (δ) на стадии, предшествующей нарушению сплошности образца розового среднезернистого мрамора и возникновения автоколебательных периодических процессов в сигналах ЭМИ

условиях подземных горных выработок одного из наиболее опасных по динамическим проявлениям Таштагольского железорудного месторождения (Горная Шория, Кемеровская обл., Россия). Исследования по диагностике состояния массива проводились на различных горизонтах с использованием прибора ИЭМИ-1, работающего в диапазоне частот до 70 кГц и позволяющего

регистрировать увеличение интенсивности сигналов ЭМИ пропорционально увеличению НДС массива и при различного рода динамических проявлениях: стреляниях, заколообразованиях, микроударах и собственно горных ударах. Прибор ИЭМИ-1 был сопряжен с осциллографом TDS-3010, позволяющим оцифровывать до 200 точек с экрана осциллографа.

Таблица 1. Изменение амплитуд и периодов сигналов ЭМИ при возникновении квазирезонансных автоколебаний в сигналах ЭМИ для различных образцов горных пород на предразрушающих этапах их нагружения

Тип пород	$P_{ m max}$, кН	$A_{ m l}$, мкВ	<i>A</i> ₂ , мкВ	<i>А</i> ₃ , мкВ	T_1 , 10^{-3} c	T ₂ , 10 ⁻³ c	T_3 , 10^{-3} c	Коли- чество «кажу- щихся» перио- дов
Мрамор розовый среднезернистый	62.4	411	705		13.2	42.3	_	два
Мрамор розовый крупнозернистый	29.8	1860	2883		42.0	140.0	_	два
Мрамор розовый крупнозернистый	34.0	620	620	3010	60.0	60.0	100.0	три
Диабаз 1	16.6	1612			34.0	_	_	один
Диабаз 2	13.0	310	310		80.0	80.0	_	два
Диабаз 3	21.6	465	465	2480	20.5	20.5	35.7	три

РЕЗУЛЬТАТЫ НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Поскольку горные удары (ГУ) — достаточно частое явление на Таштагольском руднике, опишем один из них, произошедший 02.11 2005 г. Горный удар с энергией $2.6 \times 10^6 \, \text{Дж}$ (класс 6.4, длительностью $32.5 \, \text{сек}$, приведенный эквивалент по массе ВВ $-31 \, m$) произошел над центральной частью орта 20. Были отмечены нарушения участков массива на горизонте подсечки и выброс горной массы в выработку с южного борта, отмечено поднятие северной нитки рельсовых путей в центральной части орта № 19 на протяжении $\sim 15 \, m$ на высоту около 5 $\, cm$.

Геология места возникновения динамического проявления такова.

Горизонт –350 м. Орты № № 17, 18, 19, 20

Орты пройдены, преимущественно, в безрудной зоне, представленной скарнами, сиенитами, диоритовой и микросиенитовой дайками. В северо-восточной части месторождения ортами пресекаются граничные участки трех рудных тел мощностью 10−15 м, оконтуренных скарновыми массивами с включениями сиенитовых линз и диоритовых даек. Орт № 18 пересекает множест-

во разноориентированных тектонических трещин. Исследования сопутствующего трещинообразованию ЭМИ, предшествующего горному удару, проводились на гор. –350 м, орт 17. Очаг горного удара (орт 20) находился на расстоянии 75-80 м от регистратора.

При этом на экране осциллографа наблюдалось увеличение амплитудных значений и количества импульсов ЭМИ при приближении к горному удару с 28 до 39 (и, соответственно, уменьшение периодов следования между соседними импульсами), представленных на рис. 4, а и б.

Кроме того, за 15 мин до ГУ в структуре сигналов ЭМИ наблюдалось возникновение низкочастотных автоколебательных квазипериодических процессов (рис. 5) с частотой полупериода колебаний ~1.25 кГц. Этот результат хорошо сходится с экспериментальными данными, полученными при исследованиях в процессе нагружения образцов горных пород, когда на стадии, предшествующей нарушению их сплошности в сигналах ЭМИ происходит возникновение автоколебательных квазирезонансных процессов.

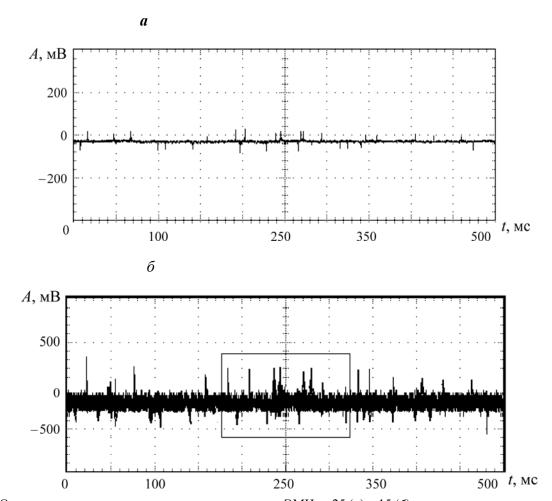


Рис. 4. Осциллограмма увеличения количества сигналов ЭМИ за 25 (*a*) и 15 (*б*) мин до горного удара

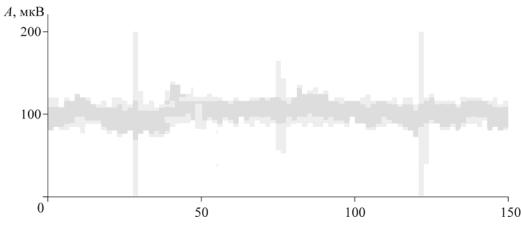


Рис. 5. Возникновение низкочастотных квазипериодических процессов в структуре сигналов ЭМИ за 15 мин. до горного удара

выводы

- 1. Показано, что процесс разрушения образцов горных пород на основании изменения параметров сигналов ЭМИ-излучения может рассматриваться как трехстадийный с последовательным изменением временных интервалов между возникновением соседних импульсов на несколько порядков и использоваться в качестве прогностического признака разрушения.
- 2. В результате лабораторных экспериментов установлено, что переход от стационарной стадии накопления трещин к нестационарной стадии предразрушения при нагружении образцов горных пород связан с возникновением и развитием в структуре ЭМИ-сигналов периодического низкочастотного автоколебательного процесса с переменной амплитудой и длительностью.

- 3. Экспериментально, в условиях подземных горных выработок показано, что на критической стадии нарушения сплошности массива горных пород в структуре сигналов ЭМИ наблюдается автоколебательный квазирезонансный периодический процесс, что подтверждается закономерностями, полученными ранее в лабораторных экспериментах. В этом смысле имеет место подобие ЭМИ-предвестников достижения критической стадии разрушения как породных образцов,
- так и контролируемых объемов массивов горных пород.
- 4. Полученные с помощью метода ЭМИ результаты хорошо согласуются с работами других авторов [Соболев, Пономарев, 2003; Соболев, 2003; Лаппо и др., 2003; Курленя и др., 1998], исследующих процессы разрушения горных пород (землетрясения, горно-тектонические удары и др.) с помощью акустосейсмических методов.

ЛИТЕРАТУРА

- Wait J.R. Isolated Loop Aerial Being in the Conducting Medium // Journal of Appl. Physic. 1953. V. 24. P. 958.
- Ogawa T., Oike K., Miura T. Electromagnetic radiation from rock // J. Geophys Res. 1985. V. 90. D 4. P. 6245-6249.
- Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е. Регистрация и обработка сигналов электромагнитного излучения // Новосибирск: Изд. СО РАН. 2000. 232 с.
- Kurlenya M., Vostretsov A., Kulakov G., Yakovitskaya G. Rockburst prediction based on electromagnetic radiation of deformed rock mass // International Scientific-Technical Symposium ROCKBURSTS. 2002. Research and prevention. Ustron, Polska. P. 237-243.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетря-

- сений и предвестники // М.: Наука. 2003. 254 с. *Соболев Г.А.* Эволюция периодических колебаний сейсмической интенсивности перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2003. № 11. С. 3-15.
- Лаппо С.С., Левин Б.В., Сасорова Е.В. и др. Гидроакустическая локация области зарождения океанического землетрясения // Доклады РАН. 2003. Т. 388, № 6. С. 805-808.
- Курленя М.В., Опарин В.Н., Востриков В.И. О геомеханических условиях возникновения квазирезонансов в геоматериалах и блочных средах // ФТПРПИ. 1998. № 5. С. 3-16.
- Пат. 2289693 Способ прогноза разрушения горных пород и устройство для его осуществления // Опарин В.Н., Вострецов А.Г., Яковицкая Г.Е, 2006 г. Бюл. № 35.

ГЕОФЛЮИДОДИНАМИКА ВОСТОЧНО-ПЕРЕВАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Э.Р. Казанкова 1 , Н.В. Корнилова 1 , Р.М. Судо 2

¹ – ИПНГ РАН, Москва, kazankova @ IPNG.ru

Методологической основой проводимых исследований является концепция, основанная на представлениях о повсеместных проявлениях активных флюидодинамических процессов и неустойчивого поведения во времени реальной среды. Фундаментальной основой этой концепшии является признание спиралевидноскручивающих движений (ССД) масс Земли, как единого механизма самоорганизации геологического пространства. В условиях несовпадения поступательного смещения твёрдых, жидких и газообразных масс Земли с её вращением возникают разноуровневые и разномасштабные пространственно-временные структуры [Сигачева, Шейкман, 1995]. Планетарные системы разломов могут рассматриваться как глобальные системы центрально-симметричных зон тангенциальных сжатий и растяжений литосферы, поднятий и опусканий, разделяемых кольцевыми деструктивными зонами.

Подобный механизм формирования геологических структур ранее был установлен на территории Восточно-Европейской, Сибирской платформ и других регионов [Введенская, 1999; Сигачева, Шейкман, 1995]. Закономерностью этого механизма формирования геологических структур является наличие ослабленных проницаемых зон, образовавшихся на границах ротационных сдвигов (сдвигов со скручиванием), сдвигораздвигов, сдвиго-надвигов и других. Таким образом, отмеченные ослабленные проницаемые зоны могут быть не связаны с взбросами или сбросами.

Мы рассматриваем ССД как механизм формирования геологических структур, напряженно-деформированного состояния литосферы, обусловливающий самоорганизацию и упорядоченность ее иерархического блокового строения; как механизм, управляющий движением плит и коровых блоков; как механизм образования зон спрединга и трансформных разломов; как механизм перераспределения упругой энергии структурообразующих процессов, тепломассопереноса и химико-плотностной дифференциации, аккумуляции и миграции флюидов; как механизм размещения месторождений углеводородов и рудоносных флюидов и т.д.

Известно, что все процессы во Вселенной протекают в направлении, требующем наименьшей затраты энергии, а все тела стремятся принять

конфигурацию, имеющую минимальный энергетический потенциал в условиях силовых полей, в которых они образуются. Отсюда вытекает, что конфигурация тел определяется в первую очередь силовыми полями, а не физическими (в том числе реологическими) свойствами материала. Результат воздействия силовых полей не зависит от того, в какой точке пространства они приложены. Очевидно, что тела одинаковой конфигурации создаются в однотипных силовых полях в любой точке земного шара. Следовательно, если установлен механизм образования тел определенной конфигурации, например в Европе, то он будет таким же и в Азии, и Африке, и Америке (Кутейников, Кутейникова, 1994).

Под полем напряжений в данной работе понимается квазистационарная составляющая суммарного поля сил разной природы, действующих в геологической среде, или, пространственноорганизованная совокупность всего сосредоточенного в данной точке природных механических, физико-химических, термодинамических и других процессов, обобщенно отражающая динамику всех физических полей и излучений, определяющих динамическую структуру Земли в данной точке с некоторой степенью адекватности. Она образует неразрывную систему полей напряжений разных рангов, взаимосвязанных в определенных объемах геологической среды [Казанкова, 1997].

Эти поля имеют природу, связанную с кручением пространства и представляют собой единое фрактальное семейство, повторяющее свою геометрию на различных масштабных уровнях. Таким образом, в трехмерном пространстве создается универсальная безразмерная сеть напряжений, которая является опорой, силовым (энергетическим) каркасом, связью на масштабах любых расстояний.

Наш подход опирается на геометризацию квантовых полей и не противоречит результатам исследований многих талантливых ученых. Любая система сбалансированных напряжений независимо от того, какими силами она обусловлена — сжимающими, растягивающими или скручивающими, может быть разложена на три главных напряжения, ориентированных под прямыми углами друг к другу, и направленных к ним под углом 45° касательных напряжений [Price,1975]. Физическая природа полей напряжений такова,

² – НИПИ нефти и газа РАЕН, Москва, roman rf @ mail.ru

что имеют место значительные трудности в определении научного подхода и их изучению, так как форма проявления их оказывается необычной в рамках известных геологических научных представлений.

Геометрически сеть полей напряжений будет продолжаться без конца совершенно гармоничная и полностью голографичная в каждом фрагменте. То есть ситуация без начала и без конца, именно такое понимание позволило сделать некоторые научные открытия, такие как теория создания безграничного банка памяти компьютера, который с точки зрения традиционного математического мышления считался невозможным.

Поля напряжений неотделимы от других физических реальностей и не могут считаться ни внутренними, ни внешними по отношению к любой изолированной системе. Эти поля имеют природу, связанную с кручением пространства и представляют собой единое фрактальное семейство, повторяющее свою геометрию на различных масштабных уровнях. Векторы поля напряжений, проходя в течение геологической истории по одной и той же трассе, меняют направление, контролируя соответственно разновозрастные вещественные комплексы. Энергия может подниматься и опускаться соответственно по восходящему и нисходящему направлению векторов поля напряжений, но энергия всегда движется по спирали. В полях напряжений (разных рангов) Земли каждая структура имеет свою динамику напряжений и свой вращательный момент, способствующий «закручиванию» структуры (или блока) по или против часовой стрелки.

Деформация происходит в крупных объемах горных масс и одновременно с отдельными зернами горной породы и элементами кристаллических решеток. Деформируемая геологическая среда сложно и многопорядково структурирована, причем тектоническая деформация протекает обычно на всех структурных уровнях сразу, так что одна и та же материальная точка может одновременно быть участником различных деформационных процессов, протекающих на различных масштабных уровнях геологических структур.

В условиях действия поля напряжений происходит изменение массы флюидов, заполняющих порово-трещинное пространство, что приводит к изменению плотности пород, значительная часть насыщающего породу флюида переходит в особое состояние, обусловленное взаимодействием с твердой поверхностью, которое принципиально отличается от состояния флюида в свободном объеме при этих же термобарических условиях. Явления и процессы, имеющие место в плотных коллекторах и, обычно обобщенно называемые

процессами сорбции-десорбции, на самом деле более тонкие и разнообразные по своему проявлению. В зависимости от состава флюида, насыщающего коллектор, термобарических условий и типа коллектора, будут иметь место, наряду с капиллярной конденсацией, фазовые переходы и явления возможные только в пористых средах: фазовые переходы смачивания, послойная кристаллизация (например, если флюид содержит парафины), критическая адсорбция.

Механизм эволюционных преобразований действует с удивительным постоянством как на микро-, так и на макроуровнях. Накопление напряжений идет непрерывно, а разрядки напряжений происходят дискретно. Неизбежность тех или иных преобразований материальной среды имеет строго событийно-пространственную привязку, проявляющуюся в виде геологических особенностей.

Таким образом, были определены реликтовые многокольцевые концентрические системы центрально-упорядоченных структур структурных особенностей литосферы и рельефа, объединяемые общими закономерностями организации и недоступные для непосредственного восприятия в качестве единого природного объекта [Казанкова, Судо, 2000].

Новые представления о пространственновременном распределении геодинамического состояния геолого-геофизической среды в полях напряжений позволяют установить и обосновать формирование участков, благоприятных для размещения структурно-геодинамических ловушек, прогнозировать флюидный режим нефтегазовых залежей.

Для качественного проектирования и управления разработкой нефтяных месторождений необходимо иметь данные не только о его тектоническом строении, но и о гидродинамическом. Применительно к гидродинамическому строению нефтяных месторождений в литературе используются термины гидродинамический блок и пластово-блоковое строение (Всеволожский, Дюнин, 1996). Результатами исследования пластовоблокового строения при разведке нефтяных месторождений являются уточнение ориентации сети разрывных нарушений и их густоты в пределах месторождения; определение участков с существенно различным распределением пластовых давлений; выделение участков с распространением подземных вод и нефтей различного химического состава; картирование вероятных границ гидродинамических блоков.

В пределах многих нефтяных месторождений центральной части Западной Сибири нижнемеловые и юрские, а на севере Западной Сибири и верхнемеловые, и кайнозойские нефтегазоводо-

пласты характеризуются наличием носные дизъюнктивных нарушений различного генезиса и амплитуды (Гогоненков и др., 2002). Как известно (Дюнин и др., 2000), дизъюнктивные нарушения могут выступать в роли межблоковых границ, разобщающих единую флюидодинамическую систему на относительно изолированные гидродинамические блоки. При этом в последние годы в работах многих отечественных и зарубежных исследователей (Еременко, 1995.; Славкин, 1999, 2002 гг.; Несмеянов, 2004 г. и др.) отмечается, что тектоническими экранами, могут быть не только высоко- и среднеамплитудные разломы, способные обеспечивать вывод проницаемых пород коллекторов по плоскости разлома к непроницаемым, но и мало- и даже безамплитудные дизъюнктивные дислокации.

В Западной Сибири помимо разрезов, в которых васюганская свита редуцирована, установлены локально распространенные разрезы, в которых васюганская свита имеет повышенные мощности. Впервые разрез, в котором мощность васюганской свиты резко увеличена, зафиксирован К.И. Микуленко еще в 1967 году (скв. Ивановская-1). Нетипично большая мощность, присутствие пластов с крутыми углами залегания (вплоть до «стоящих на головах») и прослоев с признаками мутьевых потоков дали основание интерпретировать пройденную описываемой скважиной толщу как оползень, обусловленный сейсмическими процессами. Позднее Е.А. Гайдебуровой, на основе кернового материала и геофизического исследования скважин, разрезы повышенной мощности зафиксированы в многочисленных скважинах на Сургутском, Нижневартовском сводах и смежных с ними территориях. Так, установлено, что в скважинах Тагринских-53,60,63, Тевлинской-1, Равенской-163, Покачевской-57, Кечимовской-1, Федоровской-97 и других толщах между хорошо опознаваемыми здесь тюменской и баженовской свитами имеет аномально высокие, по сравнению с типичными для васюганской свиты мощности. Строение васюганской толщи в упомянутых выше разрезах своеобразно, здесь происходит удвоение васюганской свиты.

В работах ряда авторов (Славкин, 1999, 2001; Глухманчук и др., 1998, 2002.; Писецкий и др., 1998; Гогоненков и др., 2002 и др.) предложены методики выделения тектонических блоков, основанные на анализе данных площадных сейсморазведочных работ, геофизических исследований скважин, бурения. В ограниченном объеме привлекались данные об изменении дебитов добывающих скважин и обводненности их продукции. С другой стороны, в работе В.С. Славкина и др. (2002 г.) использовались результаты химиче-

ских анализов проб нефти, отобранных в разных скважинах, эксплуатировавших различные продуктивные пласты различных куполов Восточно-Перевального месторождения. Сравнение геохимического облика нефтей не позволило авторам подтвердить или опровергнуть наличие выделенных ими тектонических нарушений. Таким образом, различия рассмотренных методик, по сути, обусловлены только различием технологий обработки сейсмического материала. Использование данных методик позволило их авторам обосновать модели дизъюнктивно-блокового строения многих нефтяных месторождений центральной части Западной Сибири.

Объекты нефтяной и газовой промышленности представляют собой природно – технические системы, характеризующиеся тесной взаимозависимостью с активной, нелинейной и изменчивой во времени геолого-геофизической средой.

На примере нижнемеловых и юрских пластов Восточно-Перевального, Средне-Хулымского, Выинтойского, Западно-Котухтинского нефтяных месторождений показано, что в одном тектоническом блоке, согласно предложенным различными авторами (Славкин, 1999, 2005; Ильин, 2005 и др.) моделям дизъюнктивно-блокового строения, находятся скважины, между которыми существуют нереально высокие для естественных условий, с позиций пластового строения, градиенты приведенного давления.

Авторами на примере Восточно-Перевального нефтяного месторождения показано, что количество, конфигурация, размеры тектонических и гидродинамических блоков в пределах конкретного месторождения могут серьезным образом отличаться. Знание конфигурации гидродинамических блоков при известном объеме блока и мощности пласта позволяет сравнительно точно определять местоположение межблоковых границ. Зная примерно мощность пласта в пределах блока, можно определить площадь блока. В соответствии с существующими представлениями о планетарных решетках [Казанкова, 1997; Сараев, 1998 и др.], они будут проявляться в строении геологических объектов всех уровней (от макроуровня до микроуровня). Таким образом, гидродинамический блок, границы которого имеют тектонический генезис, будет, по всей видимохарактеризоваться квазипрямоугольной формой. Одинаковую площадь могут иметь прямоугольники с различным периметром. Для того чтобы определить конфигурацию блока и установить местоположение и длину межблоковых границ, необходимо привлекать дополнительную информацию о геолого-тектоническом строении месторождения, результатах промысловогеофизических, гидродинамических, трассерных исследований, проведенных в период разработки месторождения.

В тектоническом отношении, согласно карте районирования тектонического мезозойскокайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы, Восточно-Перевальное месторождение расположено на западе срединной части Северо-Сургутской моноклинали (структуры I порядка) в пределах Верхненадымского вала (структуры ІІ порядка) и приурочено к Восточно-Перевальному локальному поднятию (структуре III порядка). Щекатуровым А.В. (2002 г.) на Восточно-Перевальной площади было установлено, что нижнемеловые отложения деформированы за счет смещения нижних слоев свит по отношению к вышележащим, с образованием структуры «скручивания». Фиксируется поворот антиклинальной структуры по кровлям выделенных свит, снизу вверх против часовой стрелки. По кровлям основных продуктивных горизонтов БС1 и АС9 Восточно-Перевальное поднятие характеризуется двухкупольным строением. Наиболее выраженный купол фиксируется в восточной части площади, где его амплитуда составляет около 35-40 м. Западный купол менее выражен и представляет собой пологий структурный нос с амплитудой около 15 м. Ориентировка этих структур противоположна друг другу: западный структурный нос имеет, в основном, субширотное простирание, восточный – северо-западное. Размеры западного структурного осложнения 8.0×3.0 км², восточно $ro - 14.0 \times 7.0 \text{ км}^2$. Углы наклонов крыльев структуры составляют на уровне продуктивных пластов $БC_1$ и AC_9 от $0^{\circ}30'$ до $1^{\circ}30'$. В результате детального анализа структурной карты по кровле пласта AC_{o} Западного купола Восточно-Перевального нефтяного месторождения установлено, что Восточно-Перевальное поднятие сформировано в результате сдвиговых деформаций в условиях спиралевидно-скручивающих движений [Судо, 2007]. Формирование разрывных нарушений может быть обусловлено рядом причин, причем можно предполагать, что существуют три генетические группы разрывных нарушений. Трещины первой группы, в соответствии с флюидодинамической моделью нефтегазообразования, предложенной Б.А. Соколовым и Э.А. Абля, могли образоваться за счет инъекционных прорывов разогретых флюидов в более высокие части осадочного чехла. Трещины второй группы могли сформироваться под действием гидрогеодинамических сил при внедрении в первоначально водонасыщенные отложения пласта АС9 нефти из вертикальной трещины, связанной с очагом углеводородообразования, за счет резкого увеличения пластового давления вблизи этой трещины, относящейся к первой группе. Механизм образования трещин второй группы во многом схож с процессом гидравлического разрыва пласта. И, наконец, трещины третьей группы могли сформироваться в ходе историко-геологического развития данной территории. Пластово-блоковое строение нефтяных месторождений наиболее четко проявляется в процессе их разработки.

Восточно-Перевальное нефтяное месторождение характеризуется пластово-блоковым строением, так как с классических позиций пластового строения, не находят объяснения многочисленные данные разносторонних исследований, проведенных на месторождении в нарушенных условиях (рис. 1, 2). При разработке месторождения происходит относительно быстрое, «незакономерное» обводнение продукции добывающих скважин; «незакономерное» изменение пластового давления и минерализации добываемой воды по скважинам. Отсутствует гидродинамическая связь между соседними нагнетательными и добывающими скважинами; существуют обособленные группы скважин с общими закономерностями изменения пластового давления, обводненности добываемой продукции и минерализации добываемой воды; отрицательные эффекты от геолого-технических мероприятий.

Водоносные горизонты и слабопроницаемые толщи отличаются существенной фильтрационной неоднородностью, определяющей возможность наличия гидрогеологических окон. В значительно большей степени гидродинамической связи водоносных горизонтов могут способствовать разрывные нарушения в осадочном чехле, являющиеся путями перетоков флюидов.

Распределение минерализации подземных вод продуктивных пластов Восточно-Перевального месторождения носит неупорядочный мозаичный характер, который не находит объяснения с позиций пластового строения, но может быть удовлетворительно объяснено наличием гидродинамических границ, разобщающих продуктивные пласты на гидродинамические блоки с различными условиями формирования подземных вод.

Результаты изучения изменения гидрогеологических условий Восточно-Перевального нефтяного месторождения показывают, что в изменениях пластовых давлений, минерализации пластовой воды, обводненности в скважинах наблюдаются принципиальные различия, на основе которых могут быть выделены группы скважин, характеризующихся сходством этих изменений и располагающихся в плане не хаотично,

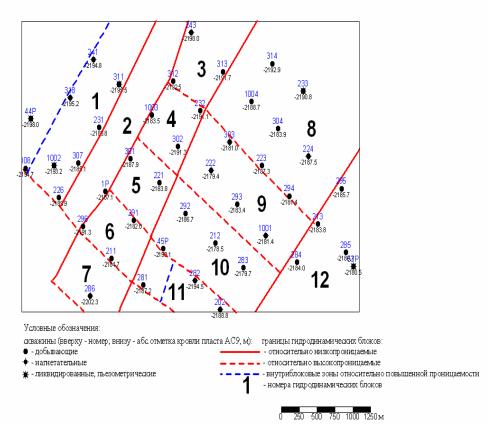


Рис. 1. Схема пластово-блокового строения пласта AC_9 Западного купола Восточно-Перевального нефтяного месторождения [Судо, 2007]

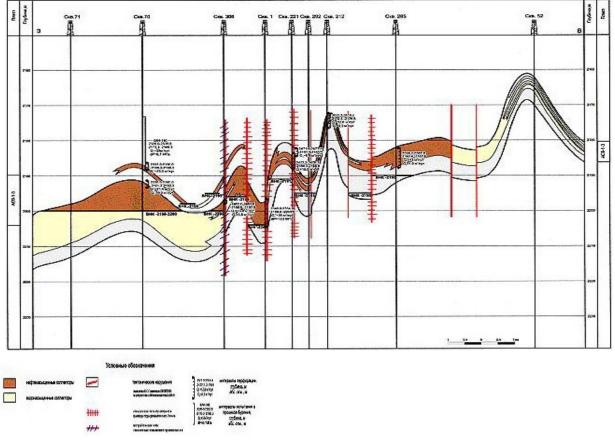


Рис. 2. Восточно-Перевальное нефтяное месторождение. Геологический разрез пластов $AC_9^{\ 0}$ и $AC_9^{\ 1-3}$

а упорядоченно группирующихся в блоки. Анализ изменения пластовых давлений, минерализации добываемой воды, обводнен-ности в скважинах, позволил выделить отно-сительно изолированные гидродинамические блоки.

Выявление относительно изолированных гидродинамических блоков необходимо проводить как в естественных условиях (в ходе геологоразведочных работ), так и в нарушенных условиях (при их разработке). Причем в нарушенных условиях выделение блоков производится более уверенно. Это связано не только с принципиальными различиями в объемах, видах, достоверности гидрогеологической, геолого-геофизической и геолого-промысловой информации, получаемой в ходе геологоразведочных работ и в процессе разработки нефтяных месторождений. Помимо этого естественные и нарушенные гидрогеологические условия нефтяных месторождений характеризуются принципиально различными расходами и скоростями потоков, градиентами приведенных давлений. Это приводит к тому, что в условиях активного воздействия на флюидодинамическую систему более четко проявляется гидродинамическая сущность межблоковых границ.

двумя различными способами. В первом случае при известном положении предполагаемых межблоковых границ нужно определить их гидродинамический тип. Во втором случае, когда положение межблоковых границ неизвестно, картирование блоков должно осуществляться в два этапа: сначала определение размера блока, а потом определение его конфигурации. Затрудненное гидравлическое взаимодействие между относительно изолированными гидродинамическими блоками приводит к тому, что в течение относительно длительного периода времени между соседними блоками могут существовать относительно высокие градиенты давления, причем фильтрация флюидов между соседними блоками не происходит. В связи с этим в течение определенного периода времени отбор флюида из гидродинамического блока осуществляется только за счет уменьшения упругого запаса флюидов в данном блоке, то есть при упругом режиме фильтрации. Основной задачей разработки нефтяных месторождений является извлечение нефти из пластов с использованием рациональной системы разработки. На основании результатов изучения Восточно-Перевального нефтяного месторождения было установлено, что существование как относительно низкопроницаемых, так и высокопроницаемых границ обусловливает пла-

Гидродинамические границы между относительностово-блоковое строение нефтяных залежей. При изолированными блоками, по всей видимости пред-этом для разобщения на блоки достаточно, чтобы ставлены разрывными нарушениями с заполнителемпроницаемость межблоковых границ отличалась от (залеченные процессами минералообразования) и ипроницаемости продуктивного пласта всего на один разрывными нарушениями без заполнителя (высо-десятичный порядок. Гидродинамическая связь мекопроницаемые зоны, выявленные трассерными ис-жду блоками может изменяться в процессе разраследованиями). Пространственно положение гидро-ботки месторождений в условиях возникновения динамических границ, разобщающих единую флюи-значительных градиентов напора при интенсивных додинамическую систему на гидродинамические флюидов и закачке воды. Выявление блоков блоки, может быть установлено в результате гидро-в процессе разработки месторождения, в том числе и геологических исследований при разведке и в больна поздних стадиях соответствует ее основной задаразработке месторожде-че – более полному извлечению нефти на основе степени при изолированныхуточненной модели гидродинамического строения ний.Картирование относительно гидродинамических блоков может осуществлятьсяместорождения.

ЛИТЕРАТУРА

Введенская Н.В. Цикличность планетарного развития разломных структур и геологических образований. М.: ГЕОС. 1999. 258 с.

Казанкова Э.Р. Принципы системной организации полей напряжений в литосфере // Газ. пром-сть. 1997. № 7. С. 39-42.

Казанкова Э.Р., Судо Р.М. Нелинейная геодинамика и экология недр (с позиции самоорганизации полей напряжений). В сб. статей: Фундаментальный базис новых технологий М.: Наука. 2000 С. 359-364.

Сараев В.А. Локсодромные решетки Земли // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Тез. докл. М.: ГЕОС. 1998.

C. 158-159.

Сигачева Н.Н., Шейкман А.Л. Спиральноскручивающее движение — механизм самоорганизации геологического пространства // Тез.21-й Генеральной ассамблеи «Международный союз геодезии и геофизики», Колорадо. 1995. С. А393.

Судо Р.М. Гидрогеология нефтяных месторождений центральной части Западной Сибири в естественных условиях и при разработке // Автореф. дисс...канд. геол.-мин. Наук. М.: МГУ. 2007. 24 с.

Price N.J. Rates of deformation // J. Geol. Soc. Lond. 1975. № 131. P. 553-575.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И СТРУКТУРНО-БЛОКОВОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА НА ЛОВОЗЕРСКОМ РЕДКОМЕТАЛЬНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

А.В. Ловчиков

Горный институт Кольского научного центра РАН, Aпатиты, vocson@goi.kolasc.net.ru

Проблема техногенной сейсмичности, индуцированной горными работами, в последние годы занимает важное место в горно-технической литературе. Это связано не только с тем обстоятельством, что сейсмические события, называемые горными, горно-тектоническими ударами и техногенными землетрясениями, приносят ущерб горным предприятиям, но также и тем, что мощность таких событий растет, так же, как и масштабы их последствий в подземных рудниках. В частности, магнитуда сильнейших событий, происшедших в конце 20 века в калийных рудниках Германии и США (1989 г., 1995 г.), достигает М = 5.6-5.3; в рудниках России максимальная магнитуда таких событий составляет М = 4.0-4.4 (шахта «Кургазакская», ЮУБР, 1990 г.; рудник «Умбозеро», Ловозерское месторождение, 1999 г.). Вероятно, по сейсмологическим критериям такой энергетический уровень событий не очень высок, однако их последствия для подземных рудников являются катастрофическими, поскольку разрушениям подвергаются до 0.5горных выработок. Приведенные $6.0 \, \text{млн. M}^2$ данные характеризуют сильнейшие события, однако событий меньшего энергетического уровня, но также приносящих вред и ущерб предприятиям, происходит на рудниках на порядки величин

В России более 40 рудников и 200 угольных шахт являются опасными и угрожаемыми по горным ударам, то есть предприятиями, на которых сейсмические события либо происходят, либо могут произойти. И если с событиями относительно невысокого энергетического уровня (до 10⁵ Дж) за последние годы в рудниках и шахтах научились бороться, то для событий уровня 10^7 Дж и выше мер борьбы, так же, как и мер прогноза, практически не разработано. Пока таких сильных событий на российских рудниках произошло не очень много (первые десятки случаев), поэтому происходит накопление фактов, их описание и систематизация. Однако уже установлен ряд закономерностей техногенных землетрясений и горно-тектонических ударов в рудниках [Ловчиков, Кузьмин, 2003], среди которых можно отметить следующие:

 независимость проявлений техногенных землетрясений, индуцированных горными работами, и горно-тектонических ударов от расположения сейсмогенных зон Земли;

- более высокая интенсивность проявления таких землетрясений по сравнению с естественными;
- очаговый характер проявлений горнотектонических ударов в пределах шахтных полей рудников и другие.

Следует сказать о различии понятий «горнотектонический удар» и «техногенное землетрясение» при горных работах. Горнотектонический удар и техногенное землетрясение - наиболее мощные геодинамические явления в процессе ведения горных работ. Разница между ними заключается в расположении очага явления: при горно-тектоническом ударе очаг располагается непосредственно в горных выработках, при техногенном землетрясении очаг, либо его основная часть, расположены в массиве, за пределами выработок. Соответственно при горно-тектоническом ударе выработки разрушаются на большой площади, а при техногенном землетрясении они либо не разрушаются, либо эти разрушения бывают незначительными.

В связи с изучением сейсмичности, индуцированной горными работами, весьма интересным представляется опыт отработки Ловозерского редкометального месторождения (Кольский полуостров), которое за совершенно краткий срок по меркам геологического времени (полтора десятилетия) превратилось из абсолютно асейсмичного в самое сейсмически активное месторождение в России. На рис. 1 приведена гистограмма распределения по годам сильных сейсмических событий (М ≥ 1.0) в массиве месторождения с 1991 года до текущего момента.

Из гистограммы видно, что число сильных сейсмических событий на месторождении с начала 90-х годов стремительно возрастало до 34 событий в 1999 году, когда произошел сильнейший горно-тектонический удар (17.08.1999 г., M=4.0-4.4, по оценкам КРСЦ ГС РАН), разрушивший рудник «Умбозеро». 34 события с магнитудой $M \ge 1.0$ в 1999 году — это вместе с форшоками и афтершоками сильнейшего события. После него ежегодное количество сильных событий резко упало в 3-4 раза, однако до последнего момента остается равным примерно 10 событиям в год ($M \ge 1.0$). Событий меньшего энергетического уровня в массиве месторождения

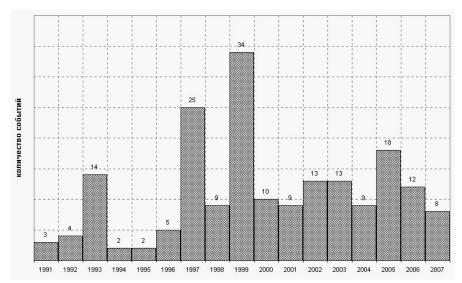


Рис. 1. Распределение по годам количества сильных сейсмических событий $(M \ge 1)$ в массиве Ловозерского месторождения

происходит на порядки величин больше. Можно смело утверждать, что ни на одном другом месторождении России техногенная сейсмичность не проявляется столь интенсивно и мощно, как на Ловозерском. Подчеркнем, что данные рис. 1 совершенно объективны, так как регистрируются и взаимно проверяются 4 сейсмическими станциями, две из которых (сейсмостанция «Ловозеро» ГС РАН и сейсмостанция «Ревда») располагаются в рудниках непосредственно на территории Ловозерского месторождения, а две другие (сейсмостанция «Апатиты» ГС РАН и ее подразделение «ARRAY») – на расстоянии 50-60 км от него.

Исследованиями Горного института КНЦ РАН установлено, что возникновение и развитие сейсмичности Ловозерского месторождения связано с пуском и функционированием рудника «Умбозеро», который вступил в эксплуатацию в 1984 году. Всего месторождение отрабатывают 2 рудника: «Карнасурт» (функционирует с 1951 года по настоящее время) и «Умбозеро» (функционировал с 1984 года до 2004 года; после 2004 года законсервирован). Более того, установлено, что на руднике «Умбозеро» сильные сейсмические события возникли в 1991 году, после того, как рудник вместе с основной отрабатываемой нижней рудной залежью III-14, имеющей выемочную мощность 2.5 м, стал отрабатывать одновременно другую залежь III-10, мощностью 5.5 м, непосредственно над отработанной частью нижней залежи III-14. Схема отработки залежей на руднике «Умбозеро» показана на рис. 2. Схема показывает плоский поперечный разрез месторождения на участке его отработки рудником «Умбозеро». Рудник отрабатывал две согласно залегающие пологопадающие пластообразные залежи (угол наклона каждой из них 17°), мощностью 2.5 м и 5.5 м, расположенных на расстоянии 40-60 м друг от друга по вертикали. Выемка залежей осуществлялась камерно-целиковой системой, при которой ширина камер составляла 15-20 м, при длине 60-150 м. Камеры разделялись ленточными целиками, шириной от 3 м до 10 м, таким образом, что около 50% запасов залежей оставалось в целиках, предназначенных для поддержания покрывающих пород. Первоначально отрабатывалась только нижняя залежь. Когда отработанная площадь по нижней залежи на руднике достигла размеров по простиранию рудного тела ~2 км при ширине по падению 400-500 м, над отработанным участком стала отрабатываться другая рудная залежь (мощностью 5.5 м) на удалении, как указывалось, 40-60 м от нижней по вертикали. Параметры камер и целиков на верхней залежи были приняты такими же, как и на нижней.

С самого начала отработки верхней залежи в выработках рудника стали происходить горнотектонические удары. В частности, в 1991 году на южном фланге рудника произошла серия таударов c магнитудой M = 2.2-2.6(25.10.1991–9.11.1991 г.), в результате которой было разрушено 80 тыс. м² горных выработок. В 1992 г. был зарегистрирован несколько менее мощный удар (М = 1.5) на северном фланге с вывалами пород и разрушениями в выработках. Усиление динамических проявлений горного давления в руднике наблюдалось в 1993, 1997 гг. Наконец, когда площадь отработки верхней залежи над отработанной частью нижней достигла ~1 км по простиранию, при ширине 150-200 м, произошел сильнейший горно-тектонический удар (M = 4.0-4.4, 17.08.1999 г.), разрушивший

выработки нижней залежи рудника на площади около 650 тыс. ${\rm M}^2$. Таким образом прослеживается четкая взаимосвязь роста количества сильных сейсмических событий (${\rm M}>1$) в массиве рудника, в том числе горно-тектонического удара 17.08.1999 г., с ростом объемов выемки руды по верхней залежи [Ловчиков, 2007].

Для объяснения причин, механизма и последствий сильнейшего горно-тектонического удара, происшедшего 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро», важно сообщить, что в массиве рудника, как это установлено натурными наблюдениями и измерениями [Ловчиков, Козырев, 1988], действуют высокие тектонические напряжения, величина горизонтальной составляющей в которых в 5-10 раз выше вертикальной. Вследствие действия таких напряжений во время эксплуатации рудника систематически наблюдались динамические проявления горного давления в кровле и забоях выработок меридианального простирания. При отработке двух сближенных пологопадающих залежей тектонические напряжения стали концентрироваться между пустотами очистной выемки в зоне совместной отработки залежей. И когда в зоне концентрации величина напряжений достигла значений, превосходящих прочность пород, в динамической форме произошло разрушение междупластья по плоскости отрыва, которая проросла между отработанными частями залежей, а затем продолжилась до дневной поверхности (рис. 2, а).

Все эти явления зафиксированы в натуре. В частности, плоскость сдвига, создавшаяся в междупластьи, прослежена в двух квершлагах, соединяющих горных выработки на обеих залежах (рис. 2,б). Сам горно-тектонический удар зафиксирован сейсмостанциями и многочисленными разрушениями в горных выработках. Поскольку плоскость отрыва вышла на дневную поверхность на склоне горы и пересекла ручей, текущий по склону, ручей ушел в подземные выработки на глубину 150 м. Водоприток в руд-

нике при этом вырос вдвое, что было немедленно зафиксировано. Наиболее важное то, что горные выработки рудника были разрушены на площади 650 тыс. м^2 . Следует подчеркнуть, что горнотектонический удар 17.08.1999 г. (M=4.0-4.4), как и предыдущие, был невольно подготовлен совместной отработкой сближенных залежей вследствие наложения зон концентрации напряжений, образовавшихся вокруг отрабатываемых залежей.

Горно-тектонический удар 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро», выделенная сейсмическая энергия которого составили $E = 1.10^{11} \text{ Дж.}$ явился наиболее мощным событием такого рода за всю историю эксплуатации российских рудников и шахт [Козырев и другие, 2000]. В результате исследований установлены его причины, механизм и последствия; показано, какие большие силы в массиве способны самопроизвольно вызвать горные работы при неуправляемом процессе их выделения. Пример землетрясения указывает на необходимость изучения процессов, вызывающих такие явления, разработку мер профилактики и прогноза. Рудник «Умбозеро» после землетрясения 17.08.1999 г. практически полностью не восстановился и в 2004 году был законсервирован, главным образом, по экономическим причинам.

В период возникновения и развития сейсмичности в массиве рудника «Умбозеро» (1991-99 гг.) в непосредственной близости от него работал другой рудник «Карнасурт», в массиве которого никаких сейсмических событий не происходило. Схема расположения рудников и сейсмостанций в Ловозерском массиве показана на рис. 3, из которого видно, что расстояние междушахтными полями рудников составляет 6-10 км. При этом шахтное поле рудника «Карнасурт» значительно больше, чем шахтное поле рудника «Умбозеро» (рис. 3). В частности, протяженность шахтного поля рудника «Карнасурт» по простиранию составляет 6 км, при максимальной ширине по

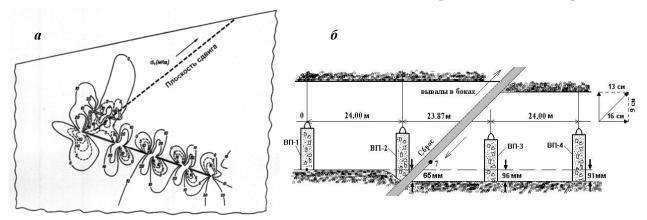


Рис. 2. Плоская модель отработки двух залежей на руднике «Умбозеро» (a) и вид плоскости сдвига в квершлаге, соединяющем залежи (δ)

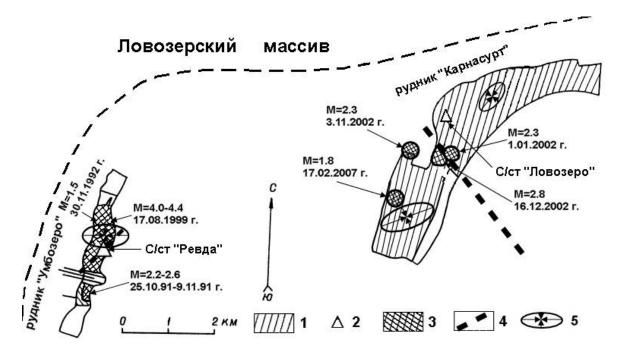


Рис. 3. Схема расположения рудников, очагов горно-тектонических ударов и сейсмостанций в Ловозерском массиве (I – выработанное пространство рудников; 2 – сейсмостанции; 3 – очаги горно-тектонических ударов; 4 – естественные и техногенные разломы; 5 – эллипсы главных напряжений в массиве)

падению 1.5 км, что только по одной из отрабатываемых залежей в 3 раза больше, чем шахтное поле рудника «Умбозеро». Рудник «Карнасурт» также отрабатывает две согласно залегающие пологопадающие пластообразные рудные залежи (угол падения каждой из них - 10-12°), однако мощностью по 1 м каждая. Кроме того, расстояние между залежами по вертикали на руднике составляет 90-120 м, то есть значительно больше, чем между залежами на руднике «Умбозеро». При отработке обеих залежей рудника «Карнасурт» применяется сплошная система, при которой камеры имеют ширину от 30 м до 70 м и длину до 80-150 м, при высоте 1 м. Камеры разделяются ленточными целиками, шириной от 3 до 10 м, при помощи которых поддерживаются подработанные покрывающие породы, площадь целиков составляет около 20% выработанной площади. Выработанное пространство не обрушается и не закладывается. К текущему моменту на руднике накоплено свыше 6 млн. м³ пустот выработанного пространства, к которым ежегодно прибавляется 120-150 тыс. м³ новых. Тем не менее за 50 лет эксплуатации рудника (1951-2000 гг.) горно-тектонических ударов и землетрясений в его массиве не было зарегистрирова-HO.

Однако вскоре после сильнейшего сейсмического события 17.08.1999 г. на руднике «Умбозеро» горно-тектонические удары с магнитудой до М=2.3-2.8 также стали происходить на руднике «Карнасурт». Расположение очагов нескольких ударов в пределах шахтного поля рудника пока-

зано на рис. 4.

С учетом того обстоятельства, что количество сильных сейсмических событий в массиве рудника «Умбозеро» после 2000 года стало снижаться, а в массиве рудника «Карнасурт» возрастать, общее количество таких событий в массиве месторождения остается равным ~10 событий в год (рис. 1). При анализе расположения очагов сильных сейсмических событий в Ловозерском массиве, в котором располагается месторождение. было обращено внимание на его структурно-блоковое строение. Геодинамическое районирование Ловозерского массива выполнено в работе [Ловчиков, Гуменников, 2002] и представлено на рис. 5. В соответствии с орографией поверхности массива, расположением различных тектонических нарушений в его пределах, массив разделен на 8 геолого-структурных блоков III ранга и более 40 вложенных в них блоков IV ранга. Разломы III ранга выражены в рельефе ущельями и горными долинами. На рис. 5 показано расположение шахтных полей рудников «Карнасурт» и «Умбозеро».

Как видно из рис. 5, шахтное поле рудника «Карнасурт» разделено структурно-блоковой границей III ранга на западную и восточную части. Эта граница в рельефе выражается глубокой межгорной долиной, а горными выработками вскрыто несколько пологопадающих тектонических нарушений (рис. 4).

Все сильные и более слабые сейсмические события на шахтном поле рудника «Карнасурт», как оказалось, происходят на его западном флан-

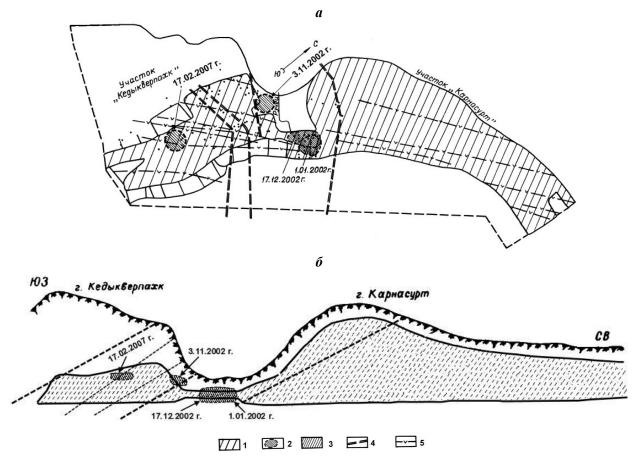


Рис. 4. Схема расположения очагов горно-тектонических ударов на шахтном поле рудника «Карнасурт» в плане (a) и вертикальной проекции (b) (1, 3) выработанное пространство; (2) очаги горно-тектонических ударов; (3) геологические нарушения и трещины)

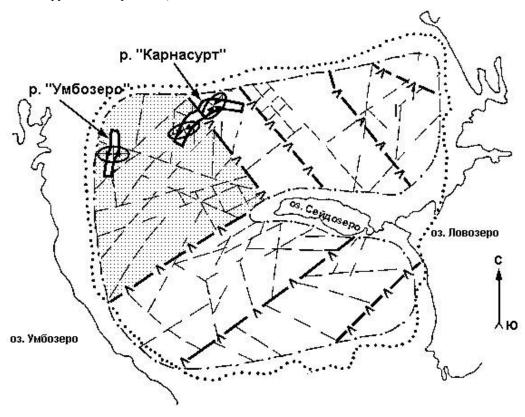


Рис. 5. Схема структурно-блокового строения Ловозерского массива с расположением подземных рудников

ге (рис. 4). В предыдущие годы с начала эксплуатации рудника до 90-х годов очистные работы по выемке руд развивались на восточном фланге рудника. Однако, когда после 90-х годов они перешли на западный фланг и после 2000 года получили там достаточное развитие, после чего в массиве рудника на западном фланге стали происходить горно-тектонические удары. Как видно из рис. 5, западный фланг рудника и шахтное поле рудника «Умбозеро» находятся в одном геолого-структурном блоке III ранга, гра-

ница которого проходит в центральной части рудника «Карнасурт». Блок является, в определенной степени, однородным геологическим телом, то есть должен обладать однородным состоянием, свойствами, составом пород. Это нашло подтверждение в результатах натурных определений напряженного состояния массива на руднике «Умбозеро», Западном и Восточном флангах рудника «Карнасурт». Результаты определений напряженного состояния массива приведены в таблице.

Таблица. Характеристика естественного напряженного состояния массива на рудниках «Карнасурт» и «Умбозеро»

Участок, рудная залежь	Глубина измерений от поверхности,	Местоположение участка измере- ний	Величина и направление главных напряжений σ_3 σ_1				Соотношение компонент
			Величи- на, МПа	Азимут,	Величи- на, МПа	Наклон, град.	напряжений σ_3 : σ_2 : σ_1
Рудник «Карнасурт»							
Восточный фланг (нижний пласт)	400	гор. +280 м	40	50	11	90	4:2:1
Западный фланг (нижний пласт)	310-370	гор. +370 м	60	90 (270)	10	90	6:3:1
Рудник «Умбозеро»							
Нижняя залежь (блоки 1ю-1с)	200-300	гор. +250 м	50-60	230-265	6-7	90	(7:3:1) – (10:5:1)

Направление максимальных главных напряжений в массиве в виде эллипсов напряжений, численные значения осей которых соответствуют данным таблицы, дано на рис. 3. Как видно из данных таблицы и рис. 3, величина и направление напряжений в массиве рудника «Умбозеро» и западном фланге рудника «Карнасурт» соответствуют друг другу, то есть подтверждается одинаковое состояние массива на этих участках. В то же время параметры поля напряжений на Восточном фланге рудника «Карнасурт» как по направлению, так и по величине отличаются от них. В частности, величина максимальных напряжений, составляющая здесь 40 МПа, меньше на 30% величины напряжений на Западном фланге.

Вследствие менее высокого уровня напряжений на Восточном фланге там не достигаются критические значения по прочности пород,

вследствие чего горно-тектонических ударов там не зарегистрировано. Все сейсмические события в массиве месторождения произошли в геологоструктурном блоке III ранга, вмещающем шахтное поле рудника «Умбозеро» и западный фланг рудника «Карнасурт», являющемся более высоконапряженным, чем другие блоки.

Таким образом, возникновение и развитие сейсмичности на Ловозерском месторождении связано с проведением горных работ в наиболее тектонически высоконапряженном геологоструктурном блоке. Возникновение таких событий обусловлено высоким уровнем гравитационно-тектонических напряжений в массиве, специфическими условиями разработки, при которых вокруг камер и в целиках создаются большие области концентрации напряжений, которые при определенных условиях разряжаются в виде горно-тектонических ударов и землетрясений.

выводы

1. Ловозерское редкометальное месторождение является в настоящее время наиболее сейсмически активным из всех эксплуатируемых россий-

ских месторождений. В массиве месторождения в последние годы происходит около 10 сильных сейсмических событий (M > 1.0) в год.

- 2. Все сейсмические события являются техногенными, обусловленными влиянием горных работ, ведущихся на рудниках «Карнасурт» и «Умбозеро». Начало и развитие сейсмических событий на руднике «Умбозеро» обусловлено одновременной отработкой двух сближенных рудных залежей и наложением зон концентрации гравитационно-тектонических напряжений от каждой из них друг на друга.
- 3. Сейсмические события в Ловозерском массиве обусловлены его структурно-блоковым строением. Все сильные события приурочены к геолого-структурному блоку III ранга, в котором расположено шахтное поле рудника «Умбозеро» и Западный фланг шахтного поля рудника «Карнасурт», который оказался более высоконапряженным, чем другие.

ЛИТЕРАТУРА

- Повчиков А.В., Кузьмин И.А. Закономерности проявления техногенных землетрясений на зарубежных и отечественных рудниках. Геомеханика в горном деле: Доклады международной конференции 19-21 ноября 2002 г. Екатеринбург: ИГД СО РАН. 2003. С. 191-200.
- Ловчиков А.В. Опасность горно-тектонических ударов при отработке сближенных рудных залежей. Дальний Восток-2. Отдельный выпуск Горного информационно-аналитического бюллетеня. 2007. № OB-15. C. 77-89.
- Повчиков А.В., Козырев А.А. Напряженное состояние Ловозерского массива на нижних горизонтах отрабатываемых рудных залежей. В кн. Геомеханическое обеспечение разработки месторождений Кольского полуострова. Апа-

- титы: Изд. КФАН СССР. 1988. С. 19-25.
- Козырев А.А., Ловчиков А.В., Кузьмин И.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на российских рудниках, 17 августа 1999 г., рудник «Умбозеро» (Кольский полуостров). Горный информационно-аналитический бюллетень. М.: МГТУ. 2000. № 6. С. 169-173.
- Ловчиков А.В., Гуменников В.П. Геодинамическое районирование Ловозерского редкометального месторождения (Кольский полуостров). Материалы международной конференции «Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения». Архангельск: Институт экологических проблем Севера, 17-22 июня 2002. С. 43-48.

ВАРИАЦИИ МАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПЛАТИНОНОСНЫХ ДУНИТОВ МАССИВА КОНДЕР И ИХ СВЯЗЬ С ЛОКАЛИЗАЦИЕЙ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ НА РАЗНЫХ ИЕРАРХИЧЕСКИХ УРОВНЯХ

П.С. Мартышко, В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, pmart3@mail.ru, v_pyankov@mail.ru

Платиноносный дунитовый массив Кондер, сходный по физическим свойствам дунитов с известными массивами Платиноносного пояса Урала, находится в своеобразной геологической обстановке и представляет собой кольцевое образование, по морфологии схожее с импактструктурой. Считается, что эта куполовидная структура образовалась при диапировом внедрении дунитов. Почти круглое в плане пятикилометровое дунитовое тело окружено кольцевой зоной пироксенитов шириной около 150 метров (рис. 1). С целью изучения особенностей формирования платиноносного массива Кондер, исследованы магнитные свойства дунитов на более чем 150 образцах, отобранных по трем радиальным профилям, расположенных под углами друг к другу примерно 120°. Была предпринята попытка установить статистическую связь между величиной магнитной восприимчивости х, остаточной намагниченности I_n , железистости F дунитов и удалением точек опробования от контакта с пироксенитовым кольцом. Исследованиями установлено, что зависимость величины магнитной восприимчивости у от расстояния по всем трем профилям носит многоэкстремальный характер (за ноль принята точка контакта дунитов с пироксенитами) (рис. 2). Причем, наибольшей величины (~0.01 ед. СИ) достигает первый от пироксенитового кольца максимум. Далее, с удалением от периферии дунитового массива, амплитуды экстремумов закономерно уменьшаются. Расстояние между экстремумами составляет примерно 150-200 метров. Пространственные особенности кривой вариаций остаточной намагниченности I_n таковы, что ее экстремумы находятся в противофазе с пространственными экстремумами магнитной восприимчивости у, то есть максимумам магнитной восприимчивости х соответствуют минимумы остаточной намагниченности I_n . Величина железистости F коррелирует с величиной магнитной восприимчивости у. Максимумам магнитной восприимчивости соответствуют максимумы железистости. С целью установления возможной природы аномалий магнитных свойств дунитов проведено терморазмагничивание образцов, отобранных в блоках массива, пространственно совпадающих с зонами максимумов и минимумов профильных кривых. В результате экспериментальных исследо-

ваний выявлено два основных вида зависимости магнитной восприимчивости х от температуры. В эксперименте температура изменялась от 20° до 700°C. Для образцов, отобранных на участках массива, совпадающих с минимумами кривой магнитной восприимчивости у, на кривой терморазмагничивания примерно на 310°C присутствует экстремум, характерный для маггемита. (рис. 3). Для образцов из зон максимумов наблюдаются кривые терморазмагничивания, характерные, в большей степени, для магнетита (рис. 4). Особое место занимают образцы, отобранные вблизи контакта дунит-пироксенит. Для зависимость магнитной восприимчивости у от температуры характеризует терморазмагничивание изоморфной смеси (ферроферрихромшпинелид). Таким образом, для зон максимумов и минимумов, по-видимому, характерен различный кислородный режим формирования минералов железа. Возникает естественный интерес к вероятной природе чередующихся кольцевых аномалий дунитового массива Кондер. С этой целью проведено исследование как геофизических полей массива, так и физических свойств слагающих его пород. Через центр массива пройден субмеридиональный профиль длиной около 10 км [Ефимов и др., 1978], на котором с интервалом 50-200 м выполнены гравиметрические и магнитные наблюдения. Над массивом обнаружена интенсивная положительная аномалия силы тяжести. Магнитное поле над пироксенитдунитовой зоной характеризуется резко переменным характером. Наблюденное гравитационное поле удовлетворительно совпадает с модельным полем, рассчитанным для вертикального цилиндра, радиус которого по геологическим и магнитометрическим данным принят равным 2.7 км. Расчет выполнен для цилиндров с нижним основанием на глубинах 10 км и более [Ефимов и др., 1978]. Наилучшее совпадение измеренного и расчетного полей получено для плотности дунитов 3.3 г/см³. Поскольку в основу динамической модели образования массива Кондер заложена его диапировая природа, то, повидимому, деформации подвергалось твердое тело цилиндрической формы, которое под действием вертикальных подъемных сил проталкивалось сквозь матрицу вмещающих пород. Такой процесс можно представить как комбинацию



Рис. 1. Аэрофотоснимок массива Кондер

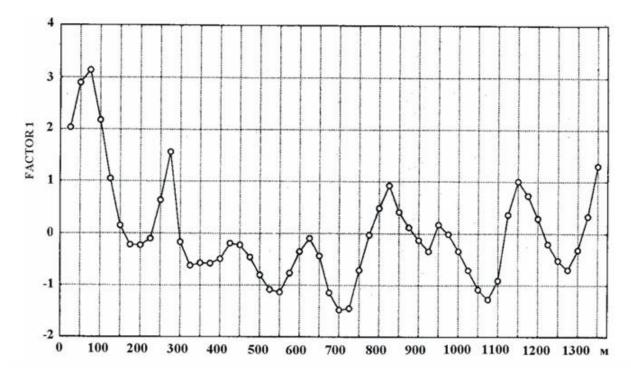


Рис. 2. Пространственные вариации нормированной магнитной восприимчивости

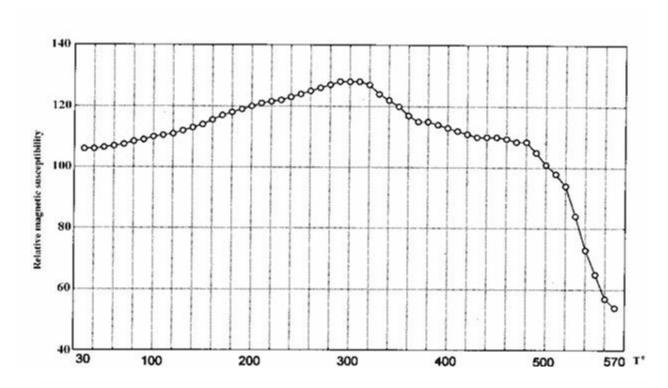


Рис. 3. Кривая терморазмагничивания для маггемита+магнетит

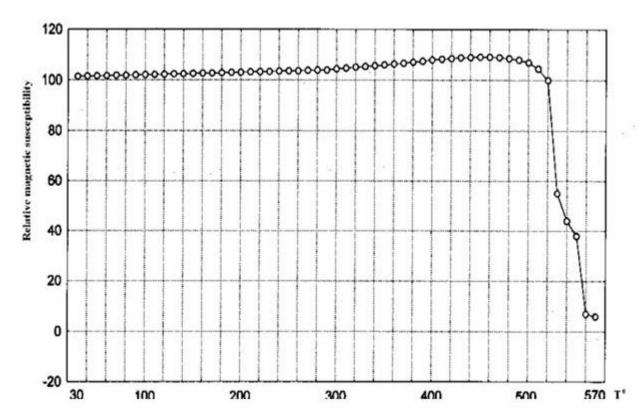


Рис. 4. Кривая терморазмагничивания для магнетита

прокатки и экструзии. В этом случае должна возникать самоорганизующаяся система аккомодационных локальных полос сдвиговой деформации (макроаналог полос Людерса-Чернова), в которых проходит диссипация энергии тектонических напряжений. Такого рода локальные по-

лосы сдвига возникают на поверхности деформируемого тела и распространяются по всему объему, представляя собой зоны-демпферы, препятствующие разрушению деформируемого объекта (рис. 5) [Панин и др., 2003]. Полосы локализованной деформации в условиях стеснения мо-

гут проявляться на поверхности в виде гофра. Реликты гофрирования (повышенный гипсометрический уровень земной поверхности, коррелированный с магнитным полем) наблюдаются лишь на отдельных участках массива, подвергнутых процессам выветривания в меньшей степени.

С точки зрения синергетики в процессе взаимодействия матрицы вмещающих пород и деформируемого дунитового тела должны возникать и самоорганизующиеся «вторичные структуры», являющиеся экраном, защищающим движущийся объект. Это сформулировано в универсальном принципе «структурно-энергетической приспосабливаемости» материалов при трении, то есть с процессами самоорганизации в трибосистеме. В нашем случае, вероятно, такой вторичной структурой является кольцо пироксенитов шириной 150 метров. Это соизмеримо с расстоянием между экстремумами зон локализации деформаций и, согласно эксперименту на образцах, является еще одним подтверждением. деформационной природы аномалий магнитных свойств. Вероятнее всего, мы наблюдаем иерархическую систему зон локализации пластических деформаций, возникших в результате одномоментного продавливания твердого тела в условиях стеснения. Так, в зонах, совпадающих с минимумами магнитной восприимчивости у наблюдается и более тонкая структура - сопряженные полосы сдвиговой деформации. Это так называемые полосы «массивных» дунитов на фоне вмещающих «полосчатых» (рис. 6).

«Массивные» дуниты менее подвержены процессам выветривания и отличаются от «полосчатых» существенно более высокими значениями остаточной намагниченности I_n . Коэффициент Кенигсбергера Q для них равен 5, тогда как для «полосчатых» дунитов он не превышает 1. Кроме того, при их перемагничивании наблюдается магнитоакустическая эмиссия Баргаузена, тогда как для «полосчатых» дунитов она отсутствует. Таким образом, по магнитным и магнитоакустическим данным установлена иерархия тонкой структуры магнитной зональности, сформированная в результате локализации сдвиговых деформаций в аккомодационные полосы. Пространственные размеры полос первого иерархического уровня соизмеримы с шириной кольца пироксенитов («вторичной защитной структуры») и составляют 150-200 метров. На втором иерархическом уровне наблюдаются сопряженные полосы локализации сдвиговой деформации, представляющие собой зоны «массивных» дунитов на фоне основной массы «полосчатых» дунитов. Ранее природа «массивных» дунитов была неясной. А предположение о том, что процесс их образования аналогичен процессу, происходящему в наковальнях Бриджмена, оказалось неправдоподобным, поскольку в этом случае магнитоакустический сигнал должен был отсутствовать [Глухих и др., 2000].

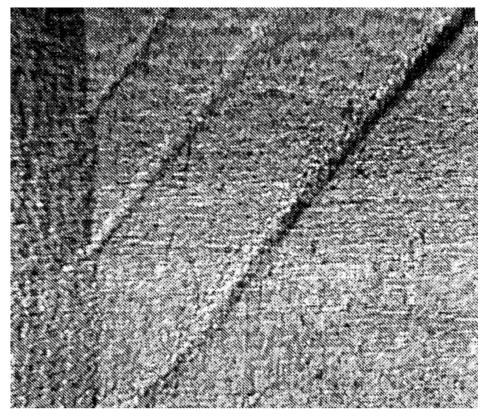


Рис. 5. Распространение полос локализованной деформации в стальном образце



Рис. 6. Сопряженные полосы «массивных» дунитов в матрице «полосчатых»

ЛИТЕРАТУРА

Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования МАЭ природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 40-46.

 $E \phi$ имов A.A., Tаврин $U.\Phi$. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алдан-

ского щита // ДАН. 1978. Т. 243, № 4. С. 991-994.

Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика: Новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твердого тела // Физическая мезомеханика. 2003. Т. 6, №4. С. 9-36.

МЕЗОМЕХАНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ ДЕФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ В МАГНИТОАКУСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ГОРНЫХ ПОРОД

П.С. Мартышко, В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, pmart3@mail.ru, v pyankov@mail.ru

В современных физических полях содержится интегральная информация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственного распределения неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его магнитной предыстории, т.е. от испытанных им тектонических воздействий. Если в ферромагнетизме исследуются главным образом некоторые магнитные состояния как результат внешних воздействий, то задачи, решаемые на основе магнетизма горных пород и его проявления в физических полях, являются преимущественно обратными: изучение магнитного состояния должно дать ответ на вопрос о характере обусловивших его причин. Поскольку носителями ферромагнетизма являются специфические мезоэлементы магнитные домены, то считаем целесообразным при решении обратных задач магнетизма опираться на основные парадигмы мезомеханики. Объектом настоящих исследований является дунит-пироксенит-габббровый массив Денежкин Камень (Северный Урал). Для изучения его глубинного строения решается обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю строится объемное распределение магнитных свойств горных пород. Нами предпринята попытка использовать методику факторного анализа [Харман, 1972] для разделения магнитного поля, созданного системой крутопадающих аномальных объектов, расположенных друг под другом. Ранее методы факторного анализа успешно применялись при статистической обработке геологогеофизической информации. Достаточно подробно плюсы и минусы такого применения проанализированы в работе [Аронов и др., 1985]. Чтобы показать особенности использования методов факторного анализа при интерпретации потенциальных полей, попытаемся раскрыть сущность этой методики. Факторный анализ представляет собой набор моделей и методов, предназначенных для сжатия информации, содержащейся в исходной матрице, из которой

формируется матрица коэффициентов корреляции r_{ij} . Пирсон предложил эвристический метод сжатия большого массива информации с одновременным выделением максимальной дисперсии, а позднее Хотеллинг развил эту идею, создав метод главных компонент [Харман, 1972].

$$z_{j} = a_{j1}F_{1} + a_{j2}F_{2} + \dots + a_{jn}F_{n}$$

$$(1)$$

где каждый из наблюденных параметров линейно зависит от n некоррелированных между собой новых компонентов (факторов) $F_1, F_2, ... F_n$.

Поскольку элементами, использующимися в вычислениях, являются коэффициенты парной корреляции, то рассмотрим сущность этих коэффициентов. Известно, что произведение матрицы \boldsymbol{Z} на транспонированную \boldsymbol{Z} равно произведению корреляционной матрицы \boldsymbol{R} на скаляр N:

$$ZZ' = NR \tag{2}$$

Из этого следует: если m – ранг матрицы Z, то ранг матрицы R = ZZ равен также m.Иными словами, ранг корреляционной матрицы равен рангу матрицы наблюденных данных. В работе [Харман, 1972] сформулировано более сильное утверждение относительно взаимосвязи между двумя матрицами (в том числе между матрицей вычисленных коэффициентов корреляции и факторной матрицей).

Теорема 1. Если Z есть п N — матрица ранга m c действительными элементами, то ZZ' = R является положительной полуопределенной симметрической матрицей Γ рамма ранга m.

Таким образом, любое свойство параметров, связанное с рангом матрицы Z, может быть установлено и с помощью матрицы R. А n параметров могут быть выражены как линейные комбинации не менее чем m факторов, где m — ранг корреляционной матрицы параметров. Набор из n параметров можно анализировать в терминах общих факторов (тогда на главной диагонали матрицы R стоят единицы). В этом случае, как сказано выше, R есть матрица Грамма, а факторное решение

$$Z = A f \tag{3}$$

дается в терминах n общих факторов. Поскольку здесь A есть квадратная невырожденная матрица, то она имеет обратную матрицу. Поэтому искомые факторы определяются просто:

$$f = A^{-1} z \tag{4}$$

Это решение является точным и однозначным и не связано ни с какими «оиенками».

Таким образом, если мы проводим разделение магнитного поля методом главных компонент, то получаем для этого случая единственное решение. Хотя, естественно, для каждой составляющей поля (в рамках источниковых моделей) остаются свои эквивалентные решения. В настоящей работе для построения магнитной модели земной коры используется решение прямой задачи магниторазведки с учетом размагничивания [Мартышко и др., 1998]. Теория и методы интерпретации данных магниторазведки без учета размагничивания достаточно хорошо разработаны [Страхов, 1977], однако неучет размагничивания может привести к существенному искажению величин аномального магнитного поля, а, следовательно, и к значительным ошибкам в определении магнитной восприимчивости. Решение обратной задачи магниторазведки (даже в случае простого перебора вариантов прямой задачи) сводится к нахождению магнитной восприимчивости у в заданном объеме по. известному аномальному полю из операторного уравнения первого рода:

$$B(M) = \frac{\mu_o}{4\pi} \int_{V} grad_m \left(\overrightarrow{I}(Q) grad_m \frac{1}{r} \right) dv$$
 (5)

где r — расстояние от точки Q до точки M, B — индукция аномального магнитного поля во внешней по отношению к телу точке M, $\stackrel{\rightarrow}{I}(Q)$ — намагниченность в текущей точке тела Q, которая в общем случае определяется из решения соответствующего уравнения Фредгольма второго рода:

$$\overrightarrow{I}(Q) =$$

$$= \chi(Q) \left[\overrightarrow{H}_{0}(Q) + \frac{1}{4\pi} \operatorname{grad}_{q} \int_{v} \overrightarrow{I}(A) \operatorname{grad}_{q} \frac{1}{r} dv \right]$$
(6)

где H_0 — первичное намагничивающее поле, r — расстояние между точками тела Q и A. Алгоритм решения уравнения. Так как уравнение (6) является слабо сингулярным, то оно преобразовано способом, предложенным в работе [Блох, 1986]. Способ заключается в аппроксимации объема V совокупностью непересекающихся изометричных элементов, например, кубов, которые заполняют пространство без промежутков. Изометричность их формы позволяет проводить вычисления поля от них по формулам для равновеликих шаров, которые считаем намагниченными однородно. Выделяется малый шар V_A с центром в точке A и, в соответствии с формулой для од-

нородного шара:

$$\frac{1}{4\pi} \operatorname{grad}_{A} \int_{V_{A}} \left(\overrightarrow{I}(Q) \operatorname{grad}_{A} \frac{1}{r} \right) dv = \frac{1}{3} \overrightarrow{I}(A)$$
 (7)

интегральное уравнение (2) приводится к виду:

$$\overrightarrow{I}(A) = \frac{3\chi(A)}{3 + \chi(A)} \left[\overrightarrow{H}_0(A) + \frac{1}{4\pi} \operatorname{grad}_{A} \int_{V - V_A} (\overrightarrow{I}(Q) \operatorname{grad}_{A} \frac{1}{r}) dV \right] (8)$$

где D — матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат центров i — ого и k — ого объемов. Уравнение (5) приобретает вид:

$$\overrightarrow{B}(M) = \frac{\mu_0 v}{4\pi} \sum_{i=1}^n D_i \overrightarrow{I}_i, \tag{9}$$

где n – количество элементарных объемов, I – вектор намагниченности i – ого объема, D – известная матрица, элементами которой являются нелинейные функции координат точки наблюдения M и координат центров объемов. Перебирая параметры модели при известном из результатов факторного анализа наблюденного поля нулевом приближении, находим наиболее приемлемое решение. Для изучения глубинного строения массива Денежкин Камень решена обратная задача магнитометрии, т.е. по заданному на земной поверхности магнитному полю построено объемное распределение магнитных свойств горных пород. Полученная в результате исследований магнитная модель земной коры представляет собой комбинацию контрастных по магнитным свойствам блоков земной коры переменного наклона (рис. 1). Среди этих блоков наибольший интерес представляет блок дунитов, обладающий наименьшей магнитной восприимчивостью х и наибольшей остаточной намагниченностью I_n . Магнитное поле этого блока, выделенное методом факторного анализа, приведено на рис. 1. Существенно то, что особенности этого поля в суммарном магнитном поле практически незаметны. Направление намагниченности дунитов изменяется от субгоризонтального в верхней части разреза до современного в низах разреза. Это позволяет предположить, что западный блок пород был деформирован из субгоризонтального положенияв вертикальное после формирования остаточной намагниченности (рис. 2) [Пьянков и др., 2006]. Дуниты оторочены прослойкой пироксенитов, переходящих в габбро. Наиболее интересной с точки зрения тектоники является зона контакта пироксенитов и габбро, так называемый «горячий шов». Объектом настоящего

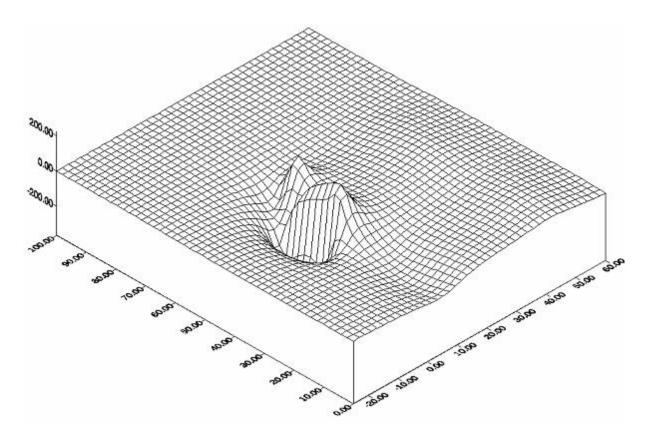


Рис. 1. Магнитное поле дунитового пласта

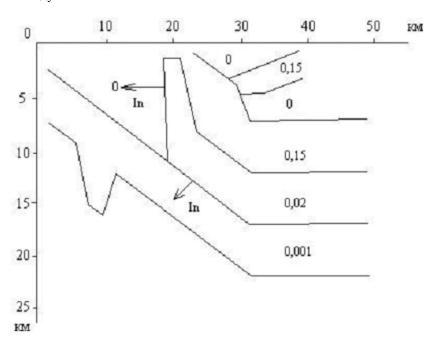


Рис. 2. Магнитный разрез земной коры. Цифры в блоках – χ в ед.СИ. Стрелка In – намагниченность

изучения являются образцы горных пород полосы в несколько километров, включающей в себя «горячий шов». Предполагается, что породы деформировались в твердопластическом состоянии. Аргументом для такого предположения являются следующие факты. Исследования показали, что дуниты в отличие от пироксенитов де-

формируются пластически. Следовательно, эти контактирующие пачки горных пород деформируются несовместно. Что же должно происходить в деформируемой системе дунитпироксенит-габбро, и каким образом реликты деформационных процессов проявляются в физических свойствах горных пород и, следова-

тельно, в физических полях? Из мезомеханических парадигм следует, что деформируемые блоки земной коры являются открытой сильнонеравновесной системой. Самоорганизация этой системы в заданных граничных условиях нагружения обуславливает формирование диссипативных структур, эволюция которых определяет характер пластического течения дунитов и разрушения хрупкой пироксенитовой оторочки на контакте с габбро. В слое пироксенитов деформация на мезоуровне проявляется в возникновении системы квазипериодических трещин. В объеме дунитов развиваются системы квазипериодических диссипативных мезополос локализованной деформации, четко коррелирующих с микротрещинами в пироксенитовом слое [Панин, 1998]. Частота расположения этих микротрещин зависит от соотношения механических характеристик пироксенитового слоя и дунитов, толщины пироксенитового слоя (в единицах мощности дунитов), характера переходной зоны и других факторов. В областях сформировавшейся мезоструктуры наблюдается движение отдельных мезообъемов как целого схеме «сдвиг + поворот». В лабораторных экспериментах зарегистрировано вдавливание в образец поверхностных мезообъемов в виде трехгранных призм. Экструзия основного материала между вдавливаемых призм образует стационарную поверхностную волну. Локализация этого процесса в одном из сечений сопровождается сильным поворотом трехгранной призмы и образованием трещины на ее границе. Реликты окатанных трехгранных призм с заключенными в них ферромагнетиками внедрены в экструдированную ферримагнитную матрицу габбро. Процессы экструзии находят свое отражение в прогрессивном уменьшении в направлении «горячего шва» размеров зерен матрицы габбро (рис. 3). Ферромагнитные домены как матрицы габбро, так и реликтов пироксенитовых призм сами по себе являются мезоструктурными носителями магнетизма и представляют собой объект изучения метода магнитоакустической эмиссии (эффект Баркгаузена). Известно, то при наложении внешнего магнитного поля ферромагнетик будет намагничиваться, причем, на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ. Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачок Баркгаузена происходит на некотором немагнитном включении или локальном узле внутренних напряжений, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c . Исследования эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, показали, что для подавляющего числа образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для западной части «горячего шва» характерно бимодальное распределение экстремумов магнитоакустической (рис. 3). Исследования коэрцитивной силы H_c показали, что для дунитов и габбро ее значения отличаются мало. Следовательно, причину отмеченного факта приходится искать в структурных изменениях горных пород. Попытаемся связать структурные изменения геологического материала с вариациями его магнитоакустических свойств. Пластическая деформация нагруженного твердого тела связана с локальной потерей его сдвиговой устойчивости и по своей природе является релаксационным процессом. А разрушение материала классифицируется как ротационная мода деформации и развивается путем генерации макроконцентратором напряжения трещины, когда потоки микро- и мезодефектов не обеспечивают необходимую скорость релаксационных процессов, чтобы предотвратить формирование макроконцентраторов напряжений. Таким образом, пластическая деформация является начальным этапом, за которым при определенных условиях может следовать разрушение объема горных пород, что макроскопически проявляется в виде землетрясения. Для протекания пластической деформации необходимо движение дислокаций. Рассмотрим процессы, приводящие к торможению дислокаций, а, следовательно, и к упрочению деформируемого материала. Наиболее полно такого рода исследования проведены на упорядоченных сплавах. Причиной деформационного упрочения является возрастание плотности дислокаций в деформируемом материале. Плотность дислокаций может быть определена различными прямыми и косвенными методами: прямыми электронномикроскопическими блюдениями на тонких шлифах, измерением магнитных и магнитоакустиеских свойств (эффект Баркгаузена) горных пород в процессе деформации или при перемагничивании. Коэффициент упрочения $\theta = d\tau/d\alpha$ величина, используемая для характеристики интенсивности деформационного упрочения, может быть представлен в следующем виде (Попов и др., 1979):

$$\mathcal{G} = \frac{d\tau}{d\rho} \frac{d\rho}{da} \,, \tag{10}$$

где τ — сопротивление движению дислокаций, ρ — плотность дислокаций, a — деформация. Для существующих теорий деформационного упрочения общим является использование соот-

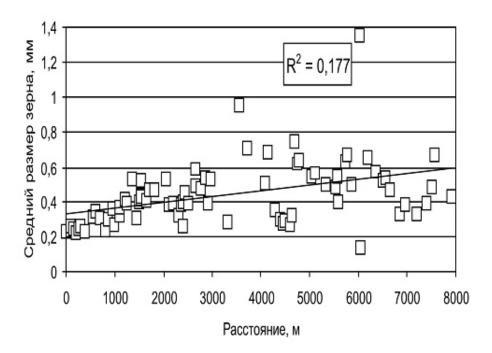


Рис. 3. Пространственное распределение размеров зерен матрицы

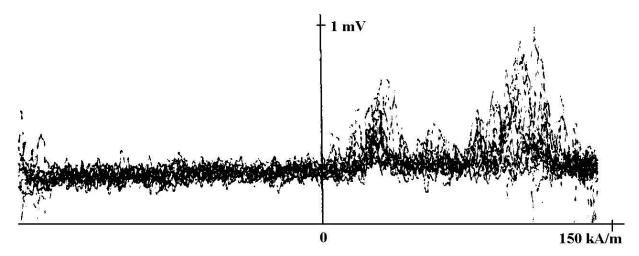


Рис. 4. Кривая магнитоакустической эмиссии для образца 25014

ношения между сопротивлением движению дислокаций τ и плотностью дислокаций ρ :

$$\tau = aGb\rho^{\frac{1}{2}} \tag{11}$$

Заметим, что в магнетизме величина коэрцитивной силы H_c также пропорциональна $\rho^{1/2}$. Таким образом, величину упрочения исследуемого материала можно определять по изменению значения его коэрцитивной силы, если мы имеем дело с ферримагнетиком. Значение коэрцитивной силы определяется по максимуму магнитоакустической эмиссии в процессе перемагничивания образца.

Увеличение сопротивления движению дислокаций в процессе деформации обусловлено совместным действием многих дислокационных механизмов. Суммарный результат в случае механизмов, приводящих к появлению стопоров, сильно различающихся по прочности, может быть получен сложением τ_k , т.е.

$$\tau = \sum_{k} \tau_{k} = Gb\rho^{\frac{1}{2}} \sum_{k} \alpha_{k}$$
 (12)

Таким образом, для процесса увеличения сопротивления движению дислокаций характерен принцип аддитивности сопротивления. Существование принципа аддитивности доказано и для магнитоакустического эффекта Баркгаузена [Глухих и др., 2000]. Следовательно, изменение величины упрочения исследуемого ферримагнитного материала может фиксироваться появлением на кривой магнитоакустической эмиссии дополнительного экстремума, расположенного в

области высоких перемагничивающих полей, что и наблюдается на ряде образцов в западной зоне «горячего шва» (рис. 4). Этот шов является динамической границей между дунитами и габбро.

Таким образом, в матрице габбро в процессе пластического деформирования возникли новые стопоры, появление которых диагностируется при перемагничивании как появление объекта с высокой коэрцитивной силой. Наличие структурных изменений по мезомеханическому сценарию пластического деформирования находит

свое подтверждение в результатах исследований пространственного распределения размеров как зерен габбровой матрицы, так и включений дунитов. Размер зерен экструдированной габбровой матрицы прогрессивно уменьшается с приближением к «горячему шву», т.е. максимальные пластические деформации и упрочение горных пород в процессе экструзии проходили вблизи «горячего шва». Весь процесс представляет собой создание структуры, устойчивой к разрушению.

ЛИТЕРАТУРА

- Аронов В.., Страхов В.Н. О применении факторного анализа в геологии // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 133-142.
- *Блох Ю.И.* Низкочастотная индуктивная электроразведка при поисках и разведке магнитных руд. М.: Недра. 1986. 128 с.
- Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования МАЭ природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 40-46.
- Мартышко П.С., Ванисова Т.В. О решении трехмерной обратной задачи магниторазведки с учетом размагничивания в «линейной постановке» // Теория и практика геоэлектрических исследований. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. С. 162-169.

- Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1, № 1. С. 5-22.
- Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В. Деформационное упрочение упорядоченных сплавов. Москва. Металлургия. 1979. С. 5-22.
- Пьянков В.А., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Полянина Т.В., Ефимов А.А. Трехмерная гравимагнитная модель земной коры североуральского сегмента Платиноносного пояса // Геофизический вестник. 2006. № 2. С.11-16.
- Страхов В.Н. К теории метода искусственного подмагничивания // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 7. С. 3-18.
- *Харман Г.* Современный факторный анализ. М.: Статистика. 1972. 350 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ КАК ИНСТРУМЕНТ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

П.С. Мартышко, В.А. Пьянков

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, pmart3@mail.ru

Поиски связи между аномальными вековыми геомагнитными вариациями и сейсмической активностью основаны на предположении о том, что протекающие в земной коре тектонические процессы могут изменять структурное состояние массива горных пород и трансформироваться в магнитное поле. Наиболее интенсивно процессы, сопровождающие локализацию тектонических деформаций, а, следовательно, и диссипацию энергии тектонических напряжений, протекают в тектонических зонах земной коры, активность которых сохраняется на достаточно длительном интервале времени. Изменения магнитных и электрических параметров блоков земной коры, связанные с процессами структуризации горных пород на всех иерархических уровнях, могут вызывать локальное искажение нормальной картины поля геомагнитных вариаций, возникающих на поверхности Земли. Наиболее актуальной задачей высокоточной магнитометрии является изучение пространственно-временных особенностей аномальных вековых вариаций, связанных с фоновой тектонической активностью. Исследование регионов с фоновой тектонической активностью интересно следующим: 1)отсутствием соблазна увязать наблюдаемые электрокинетические и тектономагнитные эффекты с необозримым множеством сейсмических событий с высокой магнитудой и 2)возможностью изучения двух первоначальных фаз развития деформационного процесса. Этими фазами, предшествующими разрушению массива горных пород, являются образование деформационных доменов и последующая фрагментация [Панин и др., 1996; Гриняев и др., 1997]. Изучение взаимосвязи аномальных вековых вариаций с фоновыми тектоническими процессами, протекающими в земной коре Урала, позволяет решать вопрос о возможностях применения магнитометрии в комплексе с другими геолого-геофизическими методами для изучения динамики тектонических напряжений и связанных с ней диссипативных явлений, отражающих пространственные особенности сейсмического режима. Для корректного описания наблюдаемых явлений необходимо провести интепретацию вариаций векового хода на основе современных мезомеханических представлений о динамике деформации и разрушения горных пород. В результате многолетних исследований на территории Среднего и Южного Урала выделены субмеридиональные протяженные аномалии векового хода геомагнитного поля Т. Это Буткинская АВХ, пространственно совпадающая с Зауральским поднятием, и Башкирская АВХ, совпадающая со структурами Предуральского краевого прогиба [Пьянков и др., 1986]. Отличительособенность этих протяженных ная субмеридиональных зон - изменение знака приращений аномального векового геомагнитного поля во времени $\delta(\Delta T)$ в течение периода наблюдений. Наибольшей интенсивности аномальные изменения $\delta(\Delta T) - \pm 10$ -15 нТл/год для Башкирской аномальной зоны достигают на северных субширотных профилях (район г. Уфа). Эти изменения происходят на фоне нормального поля с амплитудами ±1 нТл/год. Анализ статического магнитного поля показал отсутствие в земной коре в зонах аномального векового хода (АВХ) блоков горных пород с аномально высокими магнитными свойствами. Это позволило исключить из рассмотрения пьезомагнитную гипотезу происхождения аномальных вариаций. Остается альтернатива - гипотеза о связи аномальных вековых вариаций Т с внутриземными токами электрокинетической природы. Известно, что появление на земной поверхности АВХ электрокинетической природы возможно только при наличии в земной коре горизонтальных геоэлектрических неоднородностей или границ со скачком коэффициента потенциала течения. В результате экспериментальных исследований установлено, что выделенные зоны пространственно совпадают с участками повышенной электропроводности земной коры, которые в свою очередь приурочены к серии полос локализации сдвиговых деформаций [Пьянков и др., 1986]. Эти полосы проявляются как высокопроницаемые дизъюнктивные нарушения. В рамках гипотезы электрокинетической природы Башкирской и Буткинской АВХ была получена структурно-динамическая модель строения и развития как Предуралького краевого прогиба, так и Зауральского поднятия. Модель представляет собой проницаемый влагонасыщенный протяженный блок земной коры, оканчивающийся высокопроницаемым дилатирующим включением. Вся система помещается в слабопроницаемой матрице и подвергнута воздействию переменных тектонических напряжений. В этом случае дилатирующее включение развивается при недренажных условиях деформирования. Т.е. скорость развития аномальных деформаций дилатирующего включения существенно выше скорости фильтрации порового флюида. В этом случае на начальном этапе деформационного процесса в зоне дилатирующего включения возникает участок земной коры с аномально низким давлением поровых вод. Это способствует движению порового флюида, возникновению электрокинетических токов и, следовательно, аномальных геомагнитных вариаций. Динамика аномального магнитного поля в зонах АВХ в рамках рассматриваемой модели отражает закономерности развития дилатирующих включений, проявляющиеся при стабилизирующем действии поровых вод и проходящие в виде эпизодического крипа. Тогда в зонах аномалий электрокинетической природы на Урале диссипация энергии тектонических напряжений должна происходить в основном путем асейсмического крипа. Это следует из сути тектонического процесса и поэтому вряд ли является особенностью только слабосейсмичного Уральского региона. Этот фундаментальный вывод нашел свое экспериментальное подтверждение только в настоящее время, когда сетью KNDC за период с 2000 по 2007 гг. было зарегистрировано более 2000 землетрясений. Причем, все они, как правило, располагаются внутри Уральской структуры, ограниченной с запада и востока зонами АВХ - участками интенсивной диссипации энергии тектонических напряжений. Отметим, что при изучении АВХ электрокинетической природы на Тянь-Шане [Поляков, 1976], получена зависимость между сейсмической активностью А₁₀ и квадратом амплитуды аномальных вековых вариаций $(\delta \Delta T)^2$. Анализ эмпирической зависимости, замеченной для высокосейсмичного региона:

$$A_{10} = [-0.075(\delta \Delta T)^2 + 35 \pm 4] 10^{-2}$$

подтверждает наши выводы об универсальности особенностей диссипации энергии тектонических напряжений в зонах АВХ электрокинетической природы. В таких аномальных зонах диссипация энергии тектонических напряжений больше, чем на окружающей территории, следовательно, суммарная энергия, выделившаяся в виде землетрясений, меньше. Таким образом, подтвержденная для слабосейсмичного Урала закономерность является общей и для высокосейсмичных регионов. Несомненный интерес представляют и тектономагнитные аномальные вековые вариации, зарегистрированные на складчатом Урале. Известно, что в современных физических полях содержится интегральная ин-

формация о тектонических процессах прошлого, в результате которых сформировались закономерно распределенные физические неоднородности земной коры. Анализ пространственной структуры неоднородностей позволяет восстанавливать закономерности их образования. Так, например, в магнитном поле отражается как распределение ферромагнетиков в горной породе, так и их состояние. Состояние данного ферромагнетика зависит от его предыстории, то есть от испытанных им тектонических воздействий. Кроме того, безусловно, на его состояние влияет динамика современных тектонических напряжений, что может проявляться в аномальных вариациях геомагнитного поля. Для определения магнитных параметров геофизической модели земной коры необходимо пройти два этапа решения обратной задачи магнитометрии. На первом этапе решения этой задачи по заданному магнитному полю определяется пространственное распределение набора эквивалентных источников, адекватно описывающих это поле. Второй этап обратной задачи магнитометрии заключается в изучении магнитного состояния горной породы с целью определения возможных причин, обусловивших это состояние. Из хода дальнейших рассуждений становится понятно, что эти два этапа решения обратной задачи должны взаимно дополнять друг друга. То есть, выбор одного из эквивалентных источников может зависеть от состояния ферромагнетика, слагающего этот источник. Связующим звеном между этими двумя этапами могут стать аномальные вековые вариации геомагнитного поля. Таким образом, изучение природы аномальных вековых вариаций тесно связано с определением единственного решения обратной задачи магнитометрии. В свою очередь, взаимосвязь между этими двумя этапами вытекает из выбранной концепции тектонического развития Урала. Поскольку деформирование горных пород в геологическом масштабе времени можно рассматривать как следствие движений сильно вязкой среды, то размещение ультрамафитовых массивов складчатого Урала, к которым приурочены наиболее интенсивные гравитационные и магнитные аномалии Урала, находит свое объяснение в диапиризме [Осипова, 1999]. Наблюдаемые пространственные закономерности характерны для развития диапира. Таким образом, магнитные аномалии центральной части Урала формируются активными зонами диапира (рис. 1). В активной зоне диапира расположены Кальинская (массивы Денежкин Камень и Кумба) и Кагинская АВХ. (южная оконечность массива Крака), на которых зарегистрированы вековые вариации геомагнитустойчивыми временными

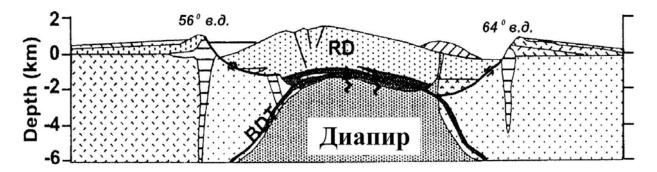


Рис. 1. К схеме образования АВХ в изучаемом регионе



Рис. 2. Локальная составляющая ABX (Factor 1) и региональная составляющая ABX (Factor 2)

дрейфами. Их пространственные характеристики изображены на рис. 2. Из рис. 1 следует, что в верхней части диапира располагается зона пластической деформации (ВДТ), которая формируется, в том числе, и под действием сдвиговых деформаций, зона активизации которых пространственно с ней совпадает. А на меридианах 56° в.д. и 64° в.д. расположены субмеридиональные зоны векового хода геомагнитного поля электрокинетической природы. Для объяснение природы, наблюдаемых в зоне BDT аномальных вековых вариаций рассмотрим процесс разрушения горных пород в его динамике. Попытаемся связать структурные изменения геологического материала с вариациями его магнитных свойств. Пластическая деформация нагруженного твердого тела связана с локальной потерей его сдвиговой устойчивости и по своей природе является релаксационным процессом. А разрушение материала классифицируется как ротационная мода деформации и развивается путем генерации макроконцентратором напряжения трещины, когда потоки микро- и мезодефектов не обеспечивают необходимую скорость релаксационных процессов, чтобы предотвратить формирование макроконцентраторов напряжений [Панин и др., 1999]. Таким образом, пластическая деформация является начальным этапом, за которым при определенных условиях может следовать разрушение объема горных пород, что макроскопически проявляется в виде землетрясения. Для протекания пластической деформации необходимо движение дислокаций. Рассмотрим процессы, приводящие к торможению дислокаций, а, следовательно, и к упрочению деформируемого материала. Наиболее полно такого рода исследования проведены на упорядоченных сплавах. Причиной деформационного упрочения является возрастание плотности дислокаций в деформируемом материале. Плотность дислокаций может быть определена различными прямыми и косвенными методами: прямыми электронномикроскопическими

блюдениями на тонких шлифах, измерением магнитных и магнитоакустиеских свойств (эффект Баркгаузена) горных пород в процессе деформации или при перемагничивании. Коэффициент упрочения $\theta = d\tau/d\alpha$ величина, используемая для характеристики интенсивности деформационного упрочения, может быть представлен в следующем виде [Попов Л.Е. и др., 1979]:

$$\vartheta = \frac{d\tau}{d\rho} \frac{d\rho}{da},\tag{1}$$

где τ — сопротивление движению дислокаций, ρ — плотность дислокаций, a — деформация. Для существующих теорий деформационного упрочения общим является использование соотношения между сопротивлением движению дислокаций τ и плотностью дислокаций ρ :

$$\tau = aGb\rho^{\frac{1}{2}}.$$
 (2)

Заметим, что в магнетизме величина коэрцитивной силы H_c также пропорциональна $\rho^{1/2}$. Таким образом, величину упрочения исследуемого материала можно определять по изменению значения его коэрцитивной силы, если мы имеем дело с ферримагнетиком. Значение коэрцитивной силы определяется по максимуму магнитоакустической эмиссии в процессе перемагничивания образца. Увеличение сопротивления движению дислокаций в процессе деформации обусловлено совместным действием многих дислокационных механизмов. Суммарный результат в случае механизмов, приводящих к появлению стопоров, сильно различающихся по прочности, может быть получен сложением τ_k , т.е.

$$\tau = \sum_{k} \tau_{k} = Gb\rho^{1/2} \sum_{k} \alpha_{k} . \tag{3}$$

Таким образом, для процесса увеличения сопротивления движению дислокаций характерен принцип аддитивности сопротивления. Существование принципа аддитивности доказано и для магнитоакустического эффекта Баркгаузена [Глухих И.И. и др., 2000].Следовательно, изменение величины упрочения исследуемого ферримагнитного материала может фиксироваться появлением на кривой магнитоакустической эмиссии дополнительного экстремума, расположенного в области высоких перемагничивающих полей. Известно, что при наложении внешнего магнитного поля ферримагнетик будет намагничиваться, причем на первой стадии намагничивание будет осуществляться за счет смещения междоменных границ.

Пусть при изменении намагниченности от I_1 до I_2 при смещении границы от x_1 до x_2 происходит n скачков Баркгаузена. Так как каждый скачек

Баркгаузена происходит на некотором немагнитном включении, локальном узле внутренних напряжений или скоплении дислокаций, то при обратном движении от x_2 до x_1 должно произойти такое же количество скачков обратного направления. Максимальному количеству скачков соответствует значение коэрцитивной силы H_c . Исследования магнитоакустического эффекта Баркгаузена на образцах, отобранных на субширотном профиле, пересекающем зону «горячего шва» массива Денежкин Камень и находящемся вблизи от Кальинской АВХ, показали, что для подавляющего большинства образцов характерна моноэкстремальная кривая магнитоакустической эмиссии. Лишь для пород аномального западного контактного блока (образец 25014, например) зарегистрировано бимодальное распределение магнитоакустической эмиссии.

Следовательно, в матрице габбро под действием пластического деформирования прошли процессы упрочения горной породы. При пластическом течении одновременно с изменением коэрцитивной силы H_c меняется и остаточная намагниченность горной породы I_n [Горкунов и др., 2007]. Таким образом, для территории складчатого Урала в результате анализа аномалий векового хода геомагнитного поля T тектонономагнитной природы выявлены следующие закономерности. Источником аномальных изменений геомагнитного поля во времени являются пластически деформируемые верхние сегменты ферримагнитных объектов земной коры. Вариации геомагнитного поля вызваны изменениями остаточной намагниченности горных пород I_n , сопровождающимися ростом величины коэрцитивной силы H_c , что вероятнее всего вызвано увеличением плотности дислокаций ρ . Увеличение плотности числа дислокаций ρ приводит к упрочению горной породы и затрудняет лавинообразное развитие процесса деформирования при данном тектоническом напряжении.

Следовательно, для образования тектонического разрыва потребуется существенно большее тектоническое напряжение, что, в свою очередь, проявится макроскопически в виде землетрясения большей магнитуды, чем следовало ожидать на начальных этапах развития процесса. Высказываемая гипотеза находит свое полное подтверждение при анализе пространственного распределения на Урале более чем 2000 инструментально зарегистрированных землетрясений. По данным наблюдений сети станций KNDC основная масса землетрясений располагается в пределах складчатого Урала (рис. 3). Т.е. вариации векового хода тектономагнитной природы, повидимому, связаны непосредственно с динами

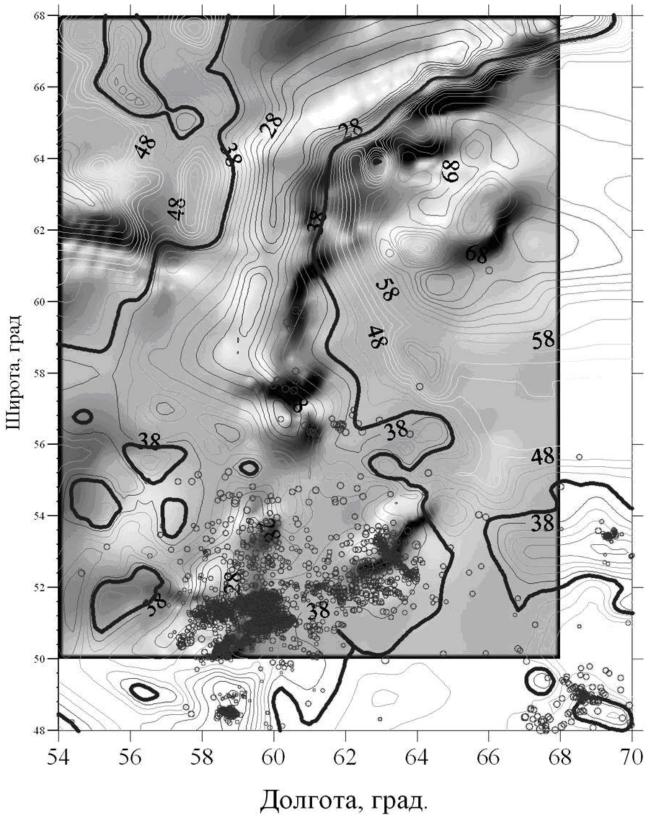


Рис. 3. Схема распределения эпицентров землетрясений на территории Южного и Среднего Урала. Изолинии – тепловой поток. Тоновая подложка – основность земной коры

кой тонкой структуризации блоков земной коры и, как следствие, с сейсмической активностью складчатого Урала. Таким образом, выделенные на Урале два типа аномалий вековых вариаций геомагнитного поля отражают принципиально разные по своей природе процессы преобразова-

ния диссипации энергии тектонических напряжений.

Для аномалий электрокинетической природы — это процессы на последней стадии, предшествующей разрушению массива горных пород. Тогда как для тектономагнитных аномалий — это

процессы образования доменов и фрагментация. Следовательно, изучение аномальных вековых вариаций геомагнитного поля в относительно тектонически спокойном Уральском регионе по-

зволило в полной мере исследовать все стадии процесса разрушения горных пород от образования доменов и фрагментации до разрушения (сейсмического события).

ЛИТЕРАТУРА

Глухих И.И., Иванченко В.С., Угрюмова И.С. Экспериментальные исследования МАЭ природных ферромагнетиков // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 40-46.

Горкунов Э.С. и др. Влияние упругопластической деформации на магнитные характеристики конструкционной порошковой стали с различной остаточной пористостью // Дефектоскопия. 2007. № 12. С. 53-65.

Гриняев Ю.В., Панин В.Е. Полевая теория дефектов на мезоуровне. ДАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 37-39.

Осипова Е.Б. Модельное исследование формирования солянокупольных структур в бассейне эллиптической формы // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. С. 95-98.

Панин В.Е., Панин С.В., Мамаев А.И. Деформационные домены на мезоуровне в деформи-

руемом твердом теле // Доклады РАН. 1996. Т. 350, № 1. С. 35-38.

Поляков А.В. Анализ связи отклонений вековой вариации геомагнитного поля с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими параметрами (на примере Северного Тянь-Шаня). Автореферат кандидаткой диссертации. М.: 1976. 21 с.

Попов Л.Е., Конева Н.А., Терещенко И.В. Деформационное упрочение упорядоченных сплавов. М.: Металлургия. 1979. 255 с.

Пьянков В.А., Шапиро В.А. Связь пространственно-временных характеристик аномального магнитного поля со структурно-динамическими особенностями строения и развития земной коры Урала // Прогноз землетрясений. №7. Предвестники землетрясений магнитной, электромагнитной и электрической природы. Душанбе-Москва: Дониш. 1986. С. 234-248.

ДЕСТРУКЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОЦЕССЫ САМООРГАНИЗАЦИИ В ОБЛАСТЯХ СИЛЬНОГО ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

В.Н. Опарин, А.В. Леонтьев, А.А. Козырев 1 , А.Д. Сашурин 2 , В.В. Ружич 3 , А.Ф. Еманов 4

Институт горного дела СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: admin@misd.nsc.ru;

- 1 Горный институт КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: kozar@goi.kolasc.net.ru;
- ² Горный институт УрО РАН, г. Екатеринбург, e-mail: sashour@igd.uran.ru;
- ³ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: ruzhich@crust.irk.ru;
- ⁴ Алтае-Саянский филиал ГС СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: emanov@gs.nsc.ru

ВВЕДЕНИЕ

Со второй половины XX века в науках о Земле происходит радикальный пересмотр взглядов на роль и место современных геодинамических явлений, как в фундаментальной сфере, так и в прикладных проблемах, связанных с недропользованием. Одна из особенностей современного этапа развития земной цивилизации связана с возрастанием риска возникновения катастроф, влекущих за собой значительные социальноэкономические утраты и многочисленные человеческие жертвы. По данным ООН в 60-х годах прошлого столетия ущерб OT природнотехногенных катастроф составил 40 миллиардов долларов, а в 90-х годах он достиг 280 миллиардов долларов. В России ежегодно возникает около 1000 чрезвычайных ситуаций, вызванных катастрофами природно-техногенного характера. Наиболее распространенной причиной развития катастроф на объектах недропользования является совместное воздействие современных геодинамических движений и интенсивной техногенной деятельности.

Техногенные землетрясения проявляются, как правило, на месторождениях, где в отработку вовлечены большие площади с извлечением и перемещением значительных объемов горной массы. Важнейшим ИТОГОМ геомеханикогеодинамических исследований минувшего века явилось обнаружение тесной взаимосвязи между глобальными геодинамическими и локальными геомеханическими процессами, обусловленными ведением горных работ, особенно в тектонически активных зонах. Крупным результатом таких исследований явилось также заключение о фундаментальной роли блочно-иерархического строения горных пород и массивов для объяснения существования широкой гаммы нелинейных геомеханических эффектов и возникновения сложных самоорганизующихся геосистем.

В данной статье приводятся результаты исследований и технических разработок, выполненных в рамках интеграционного проекта СО РАН, посвященного проблеме, вынесенной в заголовок. В комплексных работах, помимо ИГД СО

РАН, принимают участие: Институт нефтегазовой геологии и геофизики, Институт земной коры, Институт угля и углехимии и Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН; Горный Институт КНЦ РАН; Институт горного дела, Горный Институт и Институт геофизики УрО РАН; Восточный научно-исследовательский горно-рудный институт; Сибирская государственная геодезическая академия и Томский политехнический университет.

Проект предусматривает исследования по следующим направлениям:

- 1. Экспериментальные и аналитические исследования закономерностей распределения напряжений в блочных массивах геологической среды. Разработка адекватных моделей процессов подготовки и реализации динамических явлений в массивах пород для понимания происходящих в геологической среде процессов и обоснования стратегии и тактики борьбы с этими явлениями при ведении горных работ.
- 2. Математическое моделирование процессов деструкции земной коры при крупномасштабных горных работах.
- 3. Выявление и исследование основных закономерностей самоорганизации сейсмического процесса в тектонически активных областях Сибирского региона и оценка влияния техногенного воздействия на формирование его сейсмичности. Сейсмические активизации как возможные источники изменений напряженно-деформированного состояния породных массивов и режима горных ударов.
- 4. Разработка теории и методов создания динамических геоинформационных систем с вычислительным ядром оценивания параметров движений и напряженно- деформированного состояния земной коры по разнородным комплексным геодезическим и геофизическим наблюдениям.
- 5. Развитие и совершенствование методов и измерительных средств диагностики и контроля напряженно-деформированного состояния горных пород в натурных условиях.

Остановимся на некоторых полученных результатах.

Норильское месторождение. Из всех видов инструментальных наблюдений в геомеханике и геофизике сейсмический мониторинг, безусловно, является ведущим методом. В связи с этим в последние годы пристальное внимание было уделено анализу сейсмической информации, собранной сейсмостанцией «Норильск». При этом весьма эффективными оказались теоретические подходы, развиваемые в нелинейной геомеханике. Особая роль здесь принадлежит открытию волн маятникового типа [Курленя, 1996], а также оригинальному методу сканирования шахтной сейсмологической информации, описанному в [Курленя, 1993]. Это позволило недавно ввести такие важные для обработки шахтной сейсмологической информации понятия, как приведенный центр сейсмоэнерговыделения (скорость движения приведенного центра сейсмоэнерговыделения рав-

на
$$V_E = \frac{\partial}{\partial t} R_E(t, \tau)$$
), а также скорость V_k «ми-

грации» сейсмособытий в пределах исследуемой зоны породного массива [Опарин В.Н., 2006]. В качестве критериального отношения уровня напряжений, испытываемых контролируемыми участками массива было предложено использовать кинематическое отношение:

$$\chi(t) = \frac{V_E}{V_k}(t).$$

В истекший период сделана, по-существу, первая попытка оценить эффективность данной критериальной характеристики на примере сейсмособытия с энергией порядка 1.4 · 10⁵ Дж, произошедшего 21 августа 2005 года на рудни-«Октябрьский» Талнахско-Октябрьского месторождения полиметаллов (рис. 1). Оно оказалось крупнейшим за весь период наблюдений сейсмостанцией «Норильск», начиная с 1993 г. (рис. 2). Показано, что отношение скоростей движения приведенного центра сейсмоэнерговыделения V_E и «миграции» отдельных сейсмособытий для упорядоченной по времени их проявления последовательности V_k для зоны повышенной концентрации напряжений в пределах шахтного поля (предохранительный целик ВЗС-ВСС рудника Октябрьский) является весьма чувствительным показателем перехода контролируемого объема массива в критическое состояние (рис. 3).

Таким образом, в результате обобщения данных долговременных натурных геомеханикогеофизических измерений на рудниках Талнахско-Октябрьского месторождения полиметаллов установлено что блочно-иерархическое строение массивов горных пород приводит к нарушению в геоматериалах известного в механике сплошных сред условия совместности деформаций по принципу Сен-Венана. Это проявляется в ярко выраженной нелинейной реакции горных пород на мощные динамические воздействия, а также в возникновении волн маятникового типа, носителями которых являются геоблоки различного иерархического уровня за счет их колебательных трансляционных и вращательных движений от источника динамических воздействий.

Теоретически предсказано и экспериментально доказано существование в породных массивах широкой скоростной гаммы волн маятникового типа, являющихся носителями важной информации о напряженно-деформированном состоянии горных пород. В качестве одного из последних результатов в этом направлении — недавно обнаруженный «пульсирующий» режим сейсмоэнерговыделения из напряженных участков шахтных полей, где движение фронтов индуцированной сейсмичности вокруг очаговых зон концентрации напряжений имеет тип колеблющегося «маятника» с очень низкими скоростями (табл., рис. 1-3) [Опарин, 2006].

Это позволило предложить новый диагностический параметр оценки степени удароопасности породных массивов в виде отношения средних скоростей миграции фронтов индуцированной сейсмичности в пределах контролируемых зон и кажущихся скоростей «миграции» отдельных сейсмособытий для упорядоченной по времени их проявления последовательности.

Урал железорудный. Выполненный цикл полевых экспериментальных исследований на полигонах Урала позволил обнаруженить новое для больших масштабных объемов явление, представляющее дискретизацию деформационного поля массива скальных горных пород, находящегося под техногенным воздействием, обусловленных перераспределением первоначальных напряжений в окрестностях горных выработок и зон обрушения. Явление заключается в формировании неизвестных ранее временно стабильных структур деформируемого массива - пространственно протяженных зон концентрации деформаций, разделяющих его на области (объемы), в которых среда может рассматриваться как сплошная [Балек, 2006].

Установлено, что стабильные области формируются в тех зонах массива, где в процессе перераспределения первоначальных напряжений направление (временной градиент) углов α разворота главных осей тензора меняется на противоположное.

Таблица. Упорядочение зон концентрации сейсмособытий по уровню испытываемых напряжений согласно параметру χ (Талнахско-Октябрьское месторождение)

Номер зоны по- вышенной кон- центрации сейс- мособытий	Средние значения кинематических характеристик			
	$U_k \times 10^3$, m/c	$U_{\varepsilon} \times 10^6$, m/c	$\chi \times 10^3$	
1	101.9	1.54	0.015	
4	10	0.28	0.03	
8	4.1	0.17	0.04	
7	13	0.65	0.05	
6	10.3	1.29	0.13	
2	11.4	1.73	0.15	
3	13.2	4.47	0.34	

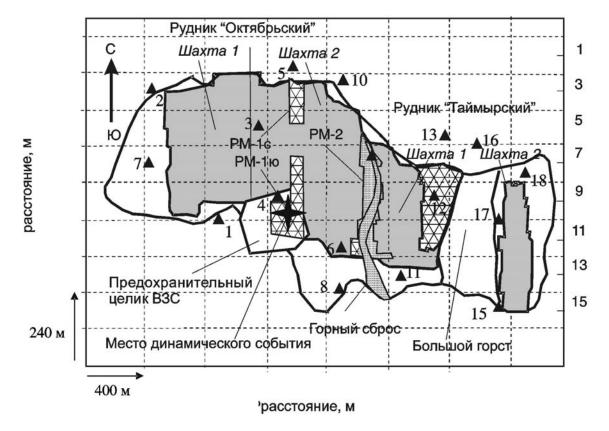


Рис. 1. План расположения шахт 1 и 2 рудников «Октябрьский» и «Таймырский» (серым цветом обозначен закладочный массив, ▲ – места расположения сейсмопавильонов)

Выявлена зависимость условий дискретизации деформационного поля от масштабов техногенного воздействия. Показано, что для масштабных объемов перераспределения первоначальных напряжений в окрестностях типичных для условий разработки мощных рудных залежей зон обрушения, поперечные размеры которых превышают 250-300 м, критерий смены знака перед временным градиентом приращений углов α является достаточным при любой категории устойчи-

вости массива. Для масштабов перераспределения напряжений вокруг горных выработок критерий выполняется в сравнительно низкопрочных массивах.

Определен критерий, связывающий параметры процесса дискретизации деформационного поля скального массива с параметрами подземной разработки мощных рудных залежей системами с обрушением. Критерий представляет отношение ширины целикового участка рудной залежи,

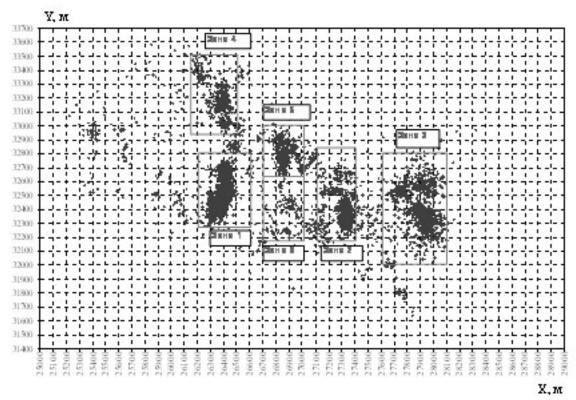


Рис. 2. Карта сейсмоактивности рудников «Октябрьский» и «Таймырский» с выделенными зонами в 2007 г.

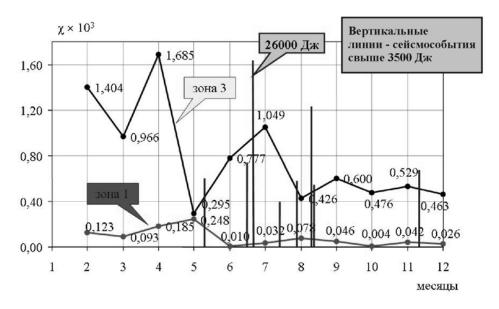


Рис. 3. Значение параметра χ для зон 1 и 3 по месяцам в 2006 г.

отработка которого обусловливает возникновение в прилегающем породном массиве области с массовой сменой знака перед временным градиентом приращений углов α , к расстоянию между наиболее крупными структурными нарушениями, выделяемыми в пределах этой области. На основании его обоснован прогноз размеров и границ временно стабильных участков со свойствами сплошной среды, ширина которых составит $1/3 \div 1$ от ширины планируемого к отработке целикового участка.

На рис. 4 приведен пример формирования та-

кого рода стабильных структур, выявленных путем геофизического зондирования и замеров деформаций в массиве лежачего бока Северопесчанской залежи. Положение подтверждено качественно различным распределением деформаций в областях с массовыми сменами знака перед временным градиентом приращений углов а и теми областями, где смен знака не было. Натурными наблюдениями зафиксировано совпадение этих областей с местом и временем формирования зон концентрации деформаций, разделяющих массив на стабильные породные объемы.

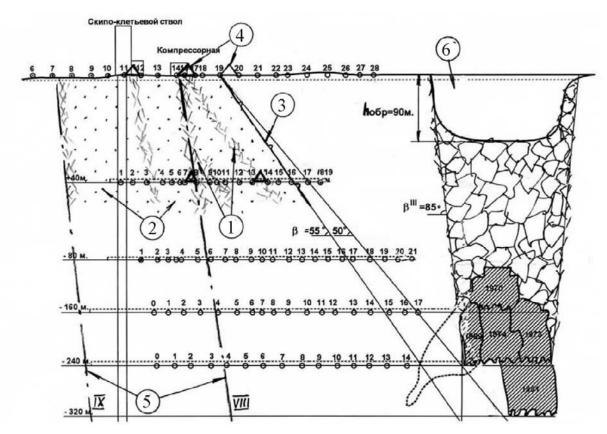


Рис. 4. Дискретизация деформационного поля породного массива лежачего бока Северопесчанской залежи на вертикальном разрезе породной толщи лежачего бока: I — сильно нарушенные участки концентрации деформаций; 2 — слабо нарушенные участки со свойствами сплошной среды; 3 — граница зоны разрывных трещин; 4 — реперные интервалы с устойчивой многолетней концентрацией горизонтальных деформаций; 5 — тектонические нарушения; 6 — зона обрушения

Распределение деформаций реперных интервалов, ских пунктов наблюдательной станции осущестподтвержденных результатами сейсмо и георадар-влялся с помощью дифференциальной технолоного зондирования, совпадало с районированием и спутниковой геодезии GPS путем периодимассива по данному критерию как во времени, так ических переопределений их координат.
в пространстве. По другим критериям такого совпа-Периодичность повторных серий наблюдений
дения не наблюдалось.

составляла один год. Фрагмент полученных дан-

Урал-асбест. Обобщены данные мониторинга деформаций земной поверхности в процессе разработки Главного участка Киембаевского месторождения хризотил-асбеста, расположенного на юго-восточной окраине г. Ясного Оренбургской области. При выборе данного месторождения в качестве базового экспериментального объекта предполагалось, что современные геодинамические движения в определенной мере будут отражать генезис формирования структуры района [Панжин, 2007].

Мониторинг осуществлялся на площади около 120 км ² и включал наблюдения за пунктами государственной геодезической сети, пунктами маркшейдерского съемочного обоснования, оборудованными по контуру карьера и пунктами специальной станции, заложенными по периметру отвала вскрышных пород и отходов обогащения. Наблюдения за перемещениями геодезиче-

составляла один год. Фрагмент полученных данных о вертикальных и горизонтальных движениях за 32 года представлен на рис. 5. Подмечена трендовая составляющая взаимных подвижек относительно крупных самоорганизующихся структур. В коротком периоде на результаты движения поверхности влияют внутренние, повидимому, цикличные взаимные движения более мелких структур. При этом следует отметить, что в картине изолиний вертикальных движений практически отсутствуют проявления техногенного воздействия от работ по образованию как карьера, так и отвала. Столь же неоднозначны и совсем противоречивы данные о горизонтальных движениях. Отличие величин горизонтальных движений в десятки (до 500 мм) раз за длительный и короткий периоды наблюдений (до 50 мм) свидетельствует, по-видимому, о накоплении трендовых составляющих. Направленность горизонтальных движений за длительный и короткий периоды совершенно не согласуется. За 32-лет-

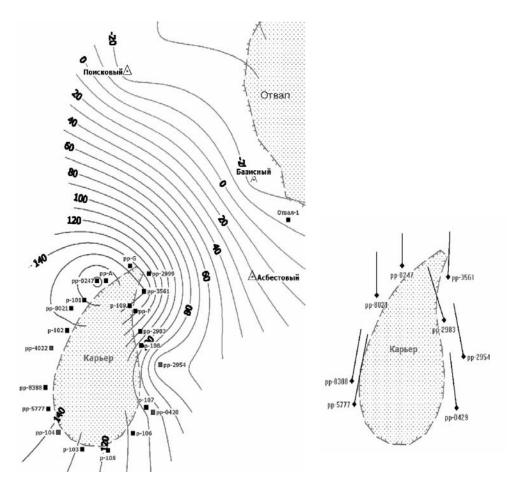


Рис. 5. Фрагменты картины вертикальных (слева) и горизонтальных (справа) смещений земной поверхности вблизи карьера Киембаевского месторождения за период 1974-2006 гг.

ний период можно выделить два блока — северовосточный и юго-западный, которые движутся в разном, но довольно близком, направлении. За годичный период горизонтальные движения имеют более пеструю направленность. Западный и восточный борта карьера движутся в разные стороны. Картина движений вблизи участка отвала более или менее однородна, но совершенно отлична от участка карьера. Участок же между карьером и отвалом движется в свою сторону.

На данном этапе исследований ясно, что:

- процесс деформирования массива проявляется в виде взаимных подвижек блоковых структур, которые имеют сложный полигармонический характер. За длительный период наблюдений в подвижках блоковых структур преобладают трендовые составляющие, осложненные на отдельных этапах цикличными знакопеременными движениями пород;
- границы самоорганизующихся блоков в иерархически блочной среде в отдельные временные периоды могут иметь различные конфигурации и размеры. Проявляя относительную целостность и согласованность подвижек за длительные периоды, крупные блоки в более короткие временные периоды несут информацию о внутренних подвижках между блоками более низких

порядков.

Саяно-Шушенская ГЭС. С использованием реализованной на Саяно-Шушенской ГЭС системы контроля проведен повторный цикл мониторинга деформаций береговых примыканий, низовой грани и ключевой секции плотины, позволивший с учетом ранее полученных результатов дать оценку реакции конструктивных элементов на наполнение водохранилища в до- и послеремонтный период. Установлено следующее:

- по сравнению с доремонтным периодом (цикл 1995 г) величины приращений консольных деформаций за цикл наполнения 2006 г. свидетельствуют об изменениях в характере деформирования верхней (выше отм. 440 м) и нижней (отм. 310 м) частях плотины. Изменения (уменьшение консольных растягивающих деформаций) можно объяснить снижением отметки наибольшего подпорного уровня до 1 м, а также уменьшением противодавления на контакте нижней части плотины со скальным основанием. При этом отмечается увеличение консольных деформаций во втором столбе на отм. 413 и в 3-ем столбе на отм. 344 386 м;
 - на отм. 467 м по сравнению с циклом напол-

нения водохранилища в доремонтный период выросли арочные сжимающие деформации в секциях 17 и 35 на общем фоне снижения арочного сжатия правобережной части плотины. Как и в доремонтный период, наблюдается асимметрия в нагружении береговых примыканий — левый берег испытывает большие арочные сжатия, чем правый. По сравнению с правым берегом зона арочного сжатия в левом берегу более протяженная [Барышников, 1999].

Таштагольское месторождение. Отличительная особенность железорудных месторождений Горной Шории состоит в том, что их отработка осуществляется в условиях повышенной опасности проявления динамических событий. Наиболее опасным по количеству сейсмических событий и их интенсивности является Таштагольское месторождение. Здесь уже на глубине 300 м наблюдались стреляния горных пород, а в настоящее время при работах на глубине 500 м и более имеют место горные удары в том числе большой разрушительной силы $(10^7 - 10^9 \, \text{Дж})$, вызывающие повреждение горных выработок на большой площади, остановку технологических процессов и, в конечном итоге, приводящие к существенным экономическим потерям. В период с 1959 по 2007 гг. на месторождении зафиксировано около 16 тыс. динамических проявлений горного давления, из них 19 собственно горных ударов.

Обстановка в районе месторождения усугубляется тем, что Кемеровская область соседствует с Алтае-Саянской горной провинцией, отличающейся повышенной сейсмоактивностью. В восточной ее части постоянно регистрируются землетрясения с магнитудой М = >3.5. Кроме того, процесс добычи предполагает проведение как технологических, так и массовых взрывов. Их гипоцентры достигают 300-700 м, а заряды взрывчатых веществ до 700 т. Исследования показывают, что сейсмическое воздействие взрывов на регион превосходит влияние природной сейсмичности.

Таким образом, в условиях сейсмоактивности региона, масштабного недропользования и концентрации техногенной деятельности на небольшой территории, формируется геомеханическое пространство, опасное по катастрофическим проявлениям. Отсюда следует актуальность геомеханического мониторинга за состоянием природной среды с целью прогнозирования и предупреждения негативных явлений, сопровождающих производственный процесс.

Инструментальный контроль развития процессов сдвижения горных пород и земной поверхности при отработке Таштагольского месторождения осуществляется в мониторинговом режиме на геодинамическом полигоне, созданном в конце прошлого столетия. Схема его представлена на рис. 6, где можно видеть контур развившегося провала, сеть подземных выработок, наземные постройки, а также следы разломов, образующих кольцевую структуру вокруг провала. Сегодня полигон содержит: 15 профильных линий, состоящих из 330 грунтовых реперов, порядка 290 контурных и глубинных реперов, размещенных в кровле и почве горных выработок на шести горизонтах шахты. Мониторинг движений массива осуществляется с применением традиционных геодезических наблюдений, а также с использованием GPS — технологий [Lobanova, 2008.].

Многолетние мониторинговые наблюдения позволяют отметить следующие факты:

- 1. В шахтном поле Таштагольского рудника выделяются две области, определяющие геодинамическую активность породного массива. Первая область пересечение разлома «Диагональный» с обширным пологопадающим нарушением на действующих горизонтах. Вторая в зоне сочленения разлома «Холодный» и субмеридионального тектонического нарушения.
- 2. Наиболее подвижным и «чувствительным» к изменениям напряженно-деформированного состояния геосреды является разлом «Нагорный», расположенный в висячем боку. Именно к восточному участку месторождения приурочено большинство динамических событий.
- 3. Пригрузка массива четко диагностируется по деформациям сближения границ разломов. По данным GPS-наблюдений в области разлома процесс пригрузки можно установить за 2-3 месяца до динамического события в глубине массива. При этом с помощью электрометрического мониторинга в подземных выработках критического состояния горных пород определить не удается.
- 4. Удароопасность породного массива предопределяется характером взаимодействия блоков по границам раздела. Индикатором повышения удароопасного состояния геосреды могут служить обратные сдвижения реперов и скорости сближения берегов разломов. В условиях Таштагольского месторождения накопление сжатий на разломах проявляется за 2-3 месяца до горного удара. Деформации сжатия бортов составляют (0.3-0.9)·10⁻³, а в отдельных случаях (1.4-2.1)·10⁻³. При этом скорости сближения границ структурных ослаблений изменяются в пределах (7-36) мм/мес., достигая по отдельным станциям 280 мм/мес.
- 5. Разнонаправленные движения бортов глубинных разломов по высоте и чередование сжа тий и растяжений на их отдельных участках являются признаками формирования условий для проявления горных ударов. По данным спутни-

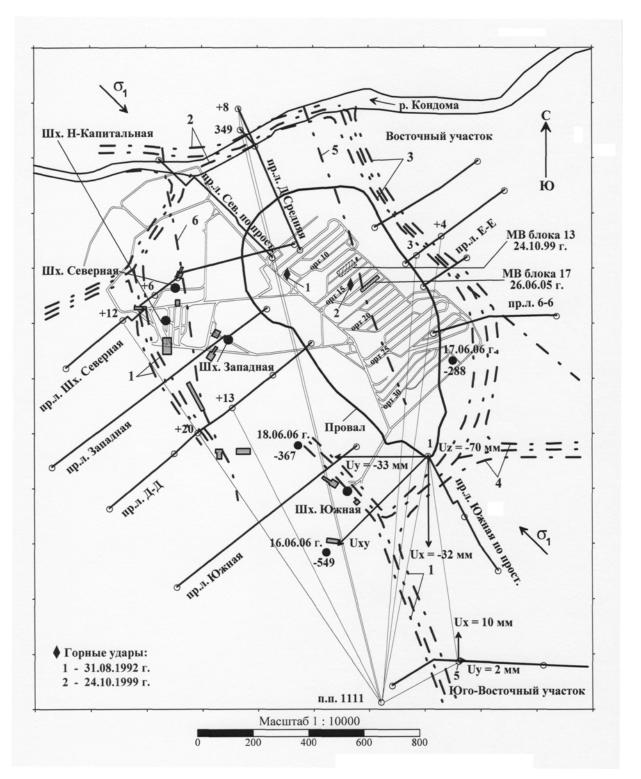


Рис. 6. Схема геодинамического полигона для наблюдения активности разломов в районе Таштагольского месторождения с результатами GPS-наблюдений 16.06.2006 г.: 1, 2, 3, 4, 5 – разломы, соответственно, «Холодный», «Кондомский», «Нагорный», «Шахтерский», «Диагональный»; 6 – субмеридиональное тектоническое нарушение; МВ – массовый взрыв с указанием даты и места; пр.л. – профильные линии; ● 17.06.06 г., −288 – гипоцентр толчка в массиве, дата его проявления и глубина от нулевого уровня; σ₁ – направление действия наибольших напряжений

ковых наблюдений эти геодинамические движения являются короткопериодными, а периоды возникновения сжатий и поднятий массива совпадают с периодами динамической активности месторождения.

6. В условиях Таштагольского рудника инструментально определен тренд роста сжимающих напряжений в горизонтальной плоскости как по простиранию, так и вкрест простирания месторождения на 0.3 и $0.5 \, \gamma H$, соответственно.

Прибайкальский регион и Якутия. В мире, как и в России, пути решения проблемы преодоления последствий сильных и катастрофических землетрясений связаны с решением вопросов прогноза землетрясений. Эффективность таких подходов невелика, поскольку они являются «пассивными» по своей природе. В ИЗК СО РАН в течение ряда лет изучается возможность разработки альтернативных подходов к решению проблемы профилактики землетрясений путем разработки способов управления деформациями в зонах сейсмоопасных разломов. Возможность техногенного управления деформациями в разломах открывает путь к управлению высвобождением сейсмической энергией недр, а следовательно и контролю над этим природным процессом с применением техногенных средств, доступных человеку в настоящее время.

При многолетнем изучении инициированных динамическими воздействиями смещений в трещинах и разломах горных массивов Прибайкалья, ледового покрова оз. Байкал и в сверхглубоком карьере «Удачный» (Республика Саха) установлено, что отклик разрывных нарушений имеет две характерных стадии. После момента импульсного воздействия (взрыв, удар) фиксируется пауза (1-я стадия), после которой по записям отмечается хорошо выраженный по ам-

плитуде и по длительности период проявления в виде замедленных смещений (2-я стадия). Длительность паузы перед откликом составляет минуты- десятки часов, а размах инициированных взрывом замедленных смещений измеряется сотнями микрон или миллиметрами. При удалении от взрывной камеры амплитуда отклика снижается из-за спада интенсивности воздействия с расстоянием.

Две сходные стадии фиксируются также в режимах акустической и сейсмической эмиссии при отклике на динамические воздействия в ледовой и геологической средах. На рис. 7 представлена упрощенная двухстадийная модель замедленного отклика, инициированного прохождением сейсмических волн от взрывов. Предполагается, что наблюдаемое в иерархически организованной разломно-блоковой геологической среде замедление отклика связано с проявлением механизма коллективного роста и проскальзывания берегов разномасштабных трещин с конечной скоростью на 7-8 порядков меньшей, чем скорость упругих волн.

Показано, что данный механизм является отражением инициированного взрывом замедленного распространения фронта возмущения в виде ускоренных квазипластических деформаций [Астафуров, 2008].

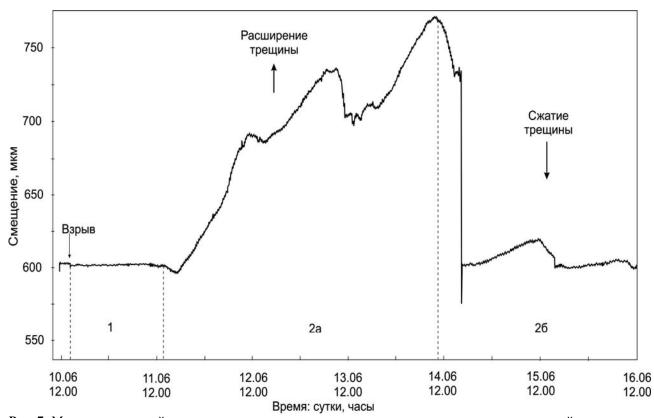


Рис. 7. Модель двухстадийного отклика, проявляющегося в режимах инициированных движений в разрывных нарушениях, составленная на основе инструментальных наблюдений в карьере «Удачный». Выделены две характерных стадии проявления отклика – 1-я стадия паузы, т.е. времени задержки начала, отклика, 2-я стадия состоит из двух фаз: а – трансгрессивная, (т.е. прогрессивного нарастания), б – регрессивная (обратного смещения)

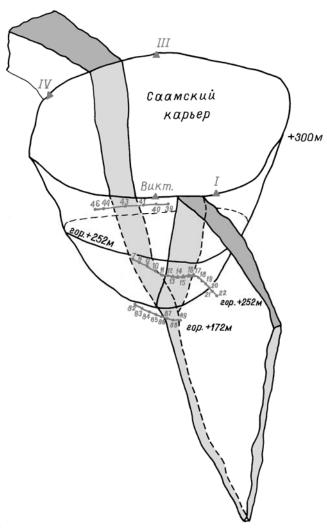


Рис. 8. Общая схема расположения нивелирных и светодальномерных полигонов в районе Саамского разлома (Кировский рудник, ОАО «Апатит»): затемнен Саамский разлом; ▲ III — пункты наземного светодальномерного полигона в карьере; 40 39 — пункты подземных нивелирных полигонов вблизи Саамского разлома

Апатиты Кольского полуострова. Регулярные геодезические наблюдения проводились на полигонах Кировского и Центрального рудников ОАО «Апатит». В массиве пород, разрабатываемом Объединенным Кировским рудником, геодезические полигоны оборудованы в подземных выработках гор. +252 м и гор. +172 м и на поверхности в Саамском карьере для контроля НДС массива пород в районе активной крупной тектонической структуры - Саамского разлома (рис. 8), который представляет собой зону шпреуштейнизированных пород, залегающую практически отвесно, вкрест простирания рудного тела. Зона заполнена окисленными породами, имеющими малую прочность по сравнению с породами массива. Мощность зоны на разных участках колеблется в пределах от 1 до 136 м.

Из графиков смещений реперов следует, что

вблизи разлома практически с самого начала наблюдений и до настоящего времени фиксируются поднятия, которые тем большие, чем ближе репер находится к разлому. По данным наблюдений для наиболее активных реперов полигона гор. +252 м. впервые удалось определить кинематические параметры Саамского разлома, в частности, скорости смещений (поднятий) материала-заполнения, которые оказались весьма стабильными и равными для восточной и западной ветвей полигона 0.04 и 0.06 мм/мес. или 0.48 и 0.72 мм/год соответственно. Поднятия материала-заполнения разлома зафиксированы и на полигоне гор.+172 м. Здесь скорости поднятий также достаточно стабильны и составляют 0.02 мм/мес. или 0.24 мм/год. Меньшая скорость обусловлена, по-видимому, отсутствием горных работ на данном горизонте вблизи разлома.

Поднятия ядра разлома скорее всего вызваны природными причинами и, в первую очередь, проявлением общей тектонической напряжённости массива пород, которая, как известно, весьма велика и повсеместно проявляется в виде сейсмической активности и удароопасности на всех рудниках ОАО «Апатит». Этот вывод подтверждается также фактом зафиксированных поднятий на гор.+172 м, на котором и ниже которого горные работы развиты слабо [Козырев, 2008].

На фоне общих тенденций поднятий реперов в контролируемой области массива пород наблюдаются знакопеременные флуктуации смещений, которые намного превышают погрешности измерений. Отмеченный знакопеременный характер колебаний смещений реперов соответствует общим представлениям о закономерностях деформирования блочных структур. Вместе с тем вне зависимости от знака перемещений (или скоростей перемещений) можно оценить изменения общей энергии деформирования контролируемого участка массива и по этим результатам судить об изменении степени напряжённости массива пород. С этой целью в каждом цикле для всех реперов вычислялись скорости смещений и определялась общая сумма их квадратов (рис. 9). Отмечены достаточно резкие различия в величинах общей энергии деформирования наблюдаемого объёма массива при общей тенденции к возрастанию. Спад суммарной энергии деформирования может свидетельствовать об аккумулировании энергии в массиве.

Юг Кузнецкого угольного бассейна. Исследованиями активизации сейсмоэмиссионных процессов охвачен район г. Полысаево (в Кузбассе), где размещены двадцать временных сейсмологических станций «Байкал-АС» на площади размером 7×10 км². За период около месяца в пределах

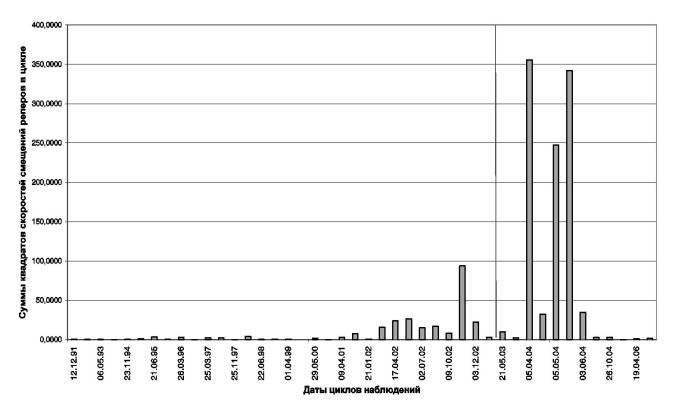


Рис. 9. Обобщённый график сумм квадратов скоростей смещений реперов на нивелирном полигоне гор. +252 м

исследуемой площади зарегистрировано около пятисот сейсмических событий. Эпицентры событий сейсмической активизации концентрируется на двух участках, в окрестности Бреевской и Толмачевской лав, где в данный момент ведётся отработка месторождения угля.

На рис. 10. представлены взаимное расположение некоторых станций временной сейсмологической сети, эпицентров зарегистрированных во время активизации сейсмических событий и проекции лав на дневную поверхность. Выставленная сеть станций позволяет регистрировать события, начиная со второго энергетического класса. Максимальная энергия зарегистрированных за период наблюдений событий соответствовала седьмому энергетическому классу. Наиболее сильные события (шестого-седьмого энергетических классов) вызывают ощутимые колебания в пределах г. Полысаево.

Установлена связь сейсмических толчков с работами, проводимыми в лавах — большинство сейсмических событий происходит во время работы комбайнов. Наиболее часто сейсмические события активизации происходили в районе Бреевской лавы. Распределение событий по глубине в области лав также различается (рис. 11). В районе Бреевской лавы глубины гипоцентров событий распределены в интервале от примерно 100 до более чем 1000 м. Наибольшее число событий происходит ниже лавы, находящейся на глубине

410 м. В окрестности Толмачевской лавы сейсмические события происходят на глубинах от 200 до 600 м, и большая часть событий также происходит ниже лавы (лава находится на глубине 430 м) [Сычев, 2007].

Сейсмическая активизация после ее начала развивается без существенного изменения энергетического уровня во времени. Техногенный характер активизации несомненен, но очевидна и роль напряженно-деформированного состояния породного массива, в котором проводятся горные выработки. Уникальность данного явления в том, что до настоящего времени при разработке месторождений Кузбасса не было зафиксировано подобных сейсмических активизаций. Следует отметить, что сейсмические события, происходящие в окрестностях двух лав, отличаются по механизмам сейсмических подвижек.

Интересным является и тот факт, что возникшая сейсмическая активизация не имеет явной приуроченности к глубинным разломам. Если рассматривать геологическую среду как блочную структуру, то можно считать, что фактически этот сейсмический процесс происходит внутри блоков. Сейсмическая активизация протекает в условиях, когда в регионе в целом достаточно спокойная сейсмическая обстановка, и не происходит событий с большими энергиями. Ослабление сейсмичности в рассматриваемый период отмечена во всем Алтае-Саянском регионе.

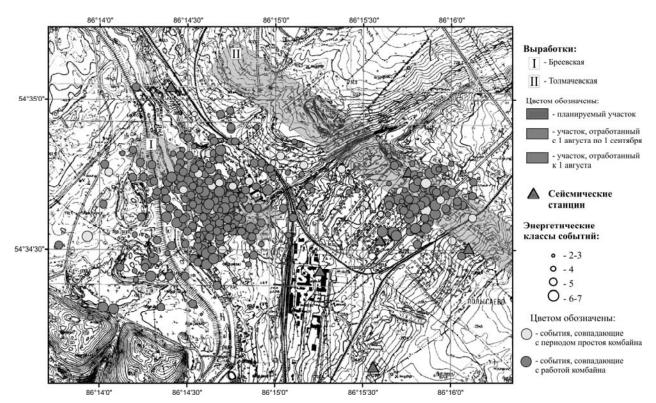


Рис. 10. Карта эпицентров сейсмических событий, произошедших за месяц в окрестности г. Полысаево в период сейсмической активизации

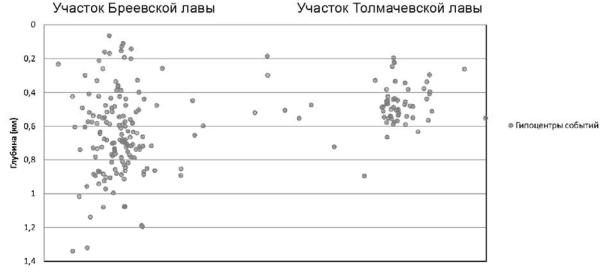


Рис. 11. Проекция сейсмических событий (рис. 8) на вертикальную плоскость

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в рамках проекта результаты исследований убедительно свидетельствуют о том, что в процессе контроля и диагностики геодинамического состояния породного массива и предупреждения на этой основе катастрофических событий, зачастую сопровождающих техногенные мероприятия при добыче полезных ископаемых и подземном строительстве, необходим учет закономерностей движений массива, обладающего блочно-иерархическим строением. В свою очередь, это предполагает создание новых и совершенствование существующих методов инструментального контроля напряженнодеформированного состояния породной среды в условиях естественного залегания и на разных масштабных уровнях, при комплексном и непрерывном анализе полученной информации с привлечением модельных представлений, адекватно отражающих реальное состояние геосреды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РАН (Программа Президиума РАН № 16.3) и СО РАН (Интеграционный проект № 6.18).

ЛИТЕРАТУРА

- Курленя М.В., Опарин В.Н., Востриков. Волны маятникового типа // ФТПРПИ. 1996. Ч. 1 № 3, Ч. 2 № 4, Ч. 3 № 5.
- Курленя М.В., Опарин В.Н., Еременко А.А. Об одном методе сканирования шахтной сейсмо-логической информации // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 6.
- Опарин В.Н., Востриков В.И., Тапсиев А.П. и др. Об одном кинематическом критерии прогнозирования предельного состояния массивов горных пород по шахтным сейсмологическим данным // ФТПРПИ. 2006. № 6.
- Балек А.Е., Замятин А.Л. Процессы самоорганизации в иерархически блочной геомеханической среде при техногенном воздействии // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2006. № 7.
- Панжин А.А. Мониторинг геодинамических процессов на горных предприятиях и урбанизированных территориях // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2007. № 3.
- Барышников В.Д., Гахова Л.Н. Некоторые особенности развития деформационных процессов при эксплуатации гидросооружения СШ ГЭС,

- установленные нетрадиционными методами наблюдений // Гидротехнич. стр-во. 1999. № 3.
- Lobanova T.V., Oparin V.N., Leontiev A.V. Features of rock mass movements during higher geodynamic activity in terms of the Tashtagol Mine, Russia. // Arch. Min. Sci. 2008. V. 53 № 3.
- Астафуров С.В., Шилько Е.В., Ружич В.В., Псахье С.Г. Исследование влияния локального напряженного состояния на отклик границ раздела блоков в геологических средах при динамических воздействиях // Геология и геофизика. 2008. № 3.
- Козырев А.А., Панин В.И., Мальцев В.А., Аккуратов М.В. Геодинамический мониторинг при крупномасштабных горных работах и некоторые предвестники мощных динамических явлений в рудниках // Геодинамика и напряженное состояние земных недр. Новосибирск: ИГД СО РАН. 1999.
- Сычев И.В., Еманов А.А., Фатеев А.В., Кузнецов К.Г., Лескова Е.В. Оценка сейсмической опасности территории юга Кузбасса // Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике. Пермь: 2007.

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПОРОД НА УРАНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ГРАНИТАХ

 $B.A.\ \Pi empo e^1, B.B.\ \Pi o$ луэк $mo e^1, P.M.\ Hacumo e^2, C.И.\ Щуки<math>H^3, \ reve{M}.\ X$ амме p^4

² – Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, nasimov@ifz.ru

³ – OAO «ППГХО», Краснокаменск, geol@krasnokamensk.ru

ВВЕДЕНИЕ

Месторождение Антей в ЮВ Забайкалье – важнейший объект добычи урановорудного сырья. Оно локализовано в позднепалеозойском (250 млн. лет) гранитном основании Стрельцовской кальдеры, сформированной в процессе позднемезозойской (135 млн. лет) тектономагматической активизации региона. Верхние части рудных тел расположены на глубине 400 м, а их низы прослежены на глубине 1300 м. Горнопроходческая деятельность постепенно переходит на все более глубокие горизонты раз-

реза, что определяет необходимость комплексной оценки перспектив месторождения.

Представлены результаты изучения напряженно-деформированного состояния (НДС) пород на четырех нижних горизонтах (9–12, глубина от 500 до 700 м) горных выработок. Показано, что вариации НДС среды обусловлены сочетанием природных и техногенных факторов, которые необходимо учитывать в прогнозных оценках геомеханического поведения горного массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Позднепалеозойские гранитоиды фундамента Стрельцовской кальдеры вскрыты в районе месторождения до глубины более 2.5 км [Ищукова, 2007]. В верхних частях разреза породы представлены в основном среднезернистыми биотитовыми гранитами, которые из-за наложения микроклинизации, альбитизации и низкотемпературных гидротермальных преобразований приобретают лейкократовый облик. В нижней части разреза породы становятся более меланократовыми, проявляется их гнейсовидность и увеличивается объем гибридных разновидностей, представленных плагиогранитами, гранодиоритами и диоритами, перемежающихся с биотитовыми и лейкократовыми гранитами, гранитизированными амфиболитами и гнейсами.

Ведущие элементы каркаса разрывных нарушений – субпараллельные зоны разломов 160 и 13 ССВ-ЮЮЗ (25-30°) простирания и встречного падения (рис. 1). Зона разлома 160 (основная рудовмещающая структура) состоит из нескольких копланарных швов, формирующих эшелонированный левосторонний сдвиг. Суммарная амплитуда горизонтальных смещений, исходя из «расхождения» разрывов с одновозрастной минерализацией, достигает 40 м. Вектор смещения полого (10-20°) склоняется к СВ, что установлено с помощью статистического анализа данных по генезису, ориентировке и относительному вре-

мени формирования борозд и штрихов скольжения на плоскостях разрывов (метод стрейнанализа, Angelier, 1979). Разлом экранируется по восстанию пологими срывами на границе фундамента и вулканогенного чехла кальдеры. Зона разлома 13 также состоит из нескольких кулисообразных швов, которые смещают контакт структурных этажей фундамента и чехла с амплитудой до 20 м, рассекают чехол кальдеры и трассируются на поверхности. Наибольшее развитие швы получили к концу гидротермального процесса - вдоль них прослеживается полоса жил и прожилков пострудных минералов. На гор. 12 разломы 160 и 13 сливаются в единую структуру, формируя «тектонический клин» с наиболее дезинтегрированным по сравнению с окружающими породами внутренним пространством.

Фоновая нарушенность вмещающих пород образована крутопадающими ССВ, субмеридиональными, СЗ и ЗСЗ трещинами, а также системами пологопадающих (15-35°) трещин СВ, субширотного и субмеридионального простирания. Статистический анализ данных по элементам залегания трещин показывает несовпадение в ориентировке основных систем трещин в зависимости от гипсометрического уровня. На уровне гор. 9 наиболее проявлена система трещин ЗСЗ (280-290°) простирания. Она присутствует и на уровне гор. 11, но ведущей здесь становится

¹ – Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, vlad@igem.ru

⁴ – Федеральное ведомство по геонаукам (БГР), Ганновер, Германия, j.hammer@bgr.de

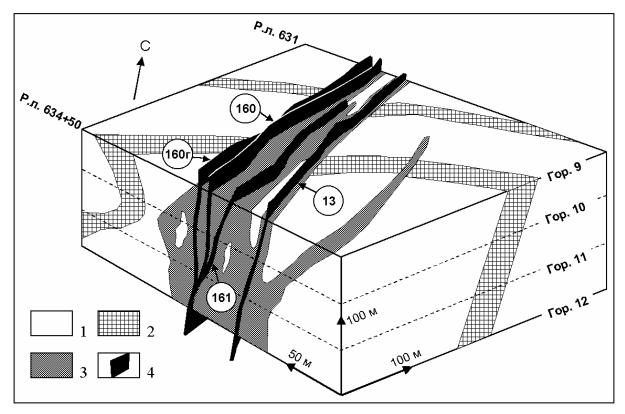


Рис. 1. Упрощенная трехмерная модель разломов и блоков разновозрастных метасоматитов нижней части месторождения Антей. Применялся пакет программ openGeo, в котором обработка всего набора данных проводилась с помощью метода триангуляции [Hammer et al., 2003]. I – вмещающие граниты; 2 – калишпатиты и альбититы; 3 – гидрослюдизиты; 4 – плоскости разломов (указаны номера). Жилообразные тела палеозойских калишпатитов и альбититов, связанные с элементами прототектоники, секутся разломами 13, 160, 161 и 160г, которые контролируют ореолы мезозойских гидрослюдизитов и не показанные рудные тела, рудосопровождающие и пострудные изменения

система C3-CC3 (320-340°) ориентировки. Отличия в ориентировке основных систем крутопадающих трещин отражают неоднородность НДС пород, существовавшую на различных гипсометрических уровнях геологического разреза в процессе формирования и развития каркаса разрывных нарушений.

В пределах изученного геологического блока широко распространены домезозойские метасоматиты высокотемпературного типа (калишпатиты, альбититы) и мезозойские низкотемпературные дорудные (гидрослюдистые), рудосопровождающие (гематит-альбитовые) и пострудные (каолинит-смектитовые и др) изменения [Андреева, Головин, 1998]. Ориентировка в плане зон домезозойских метасоматитов, в основном, 3СЗ-ВЮВ. Объем мезозойских низкотемпературных метасоматитов резко преобладает. Их распространение отчетливо контролируется зонами разломов 160 и 13, а вне блока — серией параллельных им разрывов.

Преобразования гранитов западного фланга (западнее разлома 160), межразломного пространства и восточного фланга (восточнее разлома 13) на гипсометрических уровнях гор. 9–12 не идентичны. Для западного фланга характерны

крупнопорфировидные биотитовые граниты, а для восточного - равномернозернистые и лейкократовые граниты. Восточнее разлома 13 и в межразломном пространстве высокотемпературные метасоматиты развиты интенсивнее, чем западнее разлома 160, где они встречаются спорадически. Интенсивность развития низкотемпературных метасоматитов выше на западном фланге месторождения и в южной части межразломного пространства, чем восточнее разлома 13. Процессы пострудной аргиллизации более проявлены вдоль разлома 13, чем вдоль рудовмещающего разлома 160. В составе измененных пород основного сместителя (ядра) и зоны динамического влияния разлома 13 в южной части блока преобладают минералы группы каолинита (в прожилковой и метасоматической форме), а в северной увеличивается содержание смектита при общем возрастании интенсивности процесса аргиллизации.

Структурно-петрофизические исследования показали, что минимальные значения упругих параметров (скорости *P*- и *S*-волн, модуль Юнга, сдвига и объемного сжатия, коэффициент Пуассона) характерны для ядер разломов, где породы подвержены интенсивным гидрослюдистым из-

менениям и аргиллизации. Максимальные значения упругих параметров типичны для интенсивно окварцеванных ядер разломов. Наиболее ярко эти отличия проявлены в основном сместителе разлома 13, где на уровне гор. 9 развиты гидрослюдистые изменения, а на уровне гор. 11 – интенсивное окварцевание. Наиболее значимые вариации упругих параметров происходят в зонах динамического влияния разломов, но повышение или понижение значений зависит от пространственного соотношения типов метасоматитов. Значения упругих параметров повышаются в случае перехода от аргиллизированных и гидрослюдизированных к более окварцованным разностям пород и наоборот, значения параметров понижаются по мере удаления от окварцованного ядра разлома к гидрослюдизированным и аргиллизированным породам зоны динамического влияния. Наибольшими значениями предела прочности на одноосное сжатие и предела упругости обладают окварцованные, а наименьшими значениями - интенсивно гидрослюдизированные и аргиллизированные разности пород. Основные вариации механических свойств пород происходят в зоне динамического влияния разломов, где в наибольшей степени проявлены разновозрастные и разнотипные метасоматические преобразования. Наблюдения за изменением активности акустической эмиссии во время тестов по одноосному сжатию образцов показали, что при деформационном воздействии нарастание внутренних дефектов и развитие систем микротрещин в породах происходит нелинейно. Большинство образцов окварцованных гранитов, имевших высокие значения предела прочности, разрушалось взрывообразно (ярко выраженное хрупкое разрушение). В противоположность этому, образцы менее прочных гидрослюдизированных и аргиллизированных гранитов при переходе к режиму пластической деформации расщеплялись на отдельные пластины или образовывали классический «конус разрушения».

Сопоставление структурно-геологических планов горизонтов показывает, что субширотные жилообразные тела высокотемпературных метасоматитов восточного фланга смещены к югозападу относительно тел западного фланга. Видимая горизонтальная амплитуда смещений достигает первых десятков метров. Явное несовпадение ориентировок калишпат-альбитовых метасоматитов с гидрослюдистыми и гематитальбитовыми преобразованиями указывает: на их принадлежность к разновозрастным системам разрывных нарушений, на формирование последних при разных планах деформаций геологического пространства, на правосторонние сдвиговые перемещения вдоль системы ССВ-

ЮЮЗ. Реконструкция динамики изменения тектонического поля напряжений (ТПН) в горном массиве показала, что каркас разрывов формировался в течение четырех этапов тектогенеза, три из которых протекали в геологическом прошлом (рис. 2), а четвертый – современный.

На этих этапах происходили: переориентировка осей главных нормальных и скалывающих напряжений, изменение характера НДС пород, смена направлений перемещений вдоль разрывов и обстановок минералообразования. Первый этап восстанавливается по линейности дорудвысокотемпературных калишпатитовальбититов, сформированных при субширотной ориентировке оси максимального сжатия (σ_1). Второй этап объединяет по времени процессы предрудной гидрослюдизации, рудосопровождающих альбит-гематитовых изменений и рудообразования. Исходя из морфологии рудных тел, на этом этапе при СЗ-ЮВ ориентировке оси σ_1 по зоне разлома 160 происходили левосторонние сдвиги с последовательным заполнением рудным веществом полостей разрывов, расположенных в плоскости $\sigma_1 \, \sigma_2$. Тектонические напряжения были сосредоточены в зоне разлома 160, а разлом 13 находился в его «деформационной тени». Третий этап тектогенеза связан с перестройкой ТПН, когда ориентировка оси σ_1 изменилась на 90° и траектории сжимающих усилий протянулись в СВ-ЮЗ направлении. Этот этап ассоциируется с концентрацией основных напряжений в зоне разлома 13, выходом его из «деформационной тени» разлома 160 к концу гидротермального процесса и максимальным развитием жил и прожилков минералов (каолинит, смектит) пострудной стадии. Учитывая факт смещения разломом 13 контакта фундамента и вулканогенного чехла, а также ориентировку оперяющих разрывов, выполненных пострудной минерализацией, тип перемещений вдоль зоны разлома интерпретируется как правосторонний сдвиг или сдвигосброс.

Четвертый (современный) этап тектогенеза унаследует основные черты предыдущего этапа, когда траектории максимальных сжимающих усилий протягиваются в СВ-ЮЗ направлении. В региональном плане это отражается в сдвиговом характере современного поля напряжений [Reinecker et al., 2005], а в масштабе месторождения СВ-ЮЗ направление сжатия реконструируется по деформациям контуров вертикальных горных выработок и ориентировке штрихов скольжения в свежем глинистом выполнении ядра разлома 13.

Изучение деформаций стенок скважин, шахт, восстающих и рудоспусков – один из наиболее

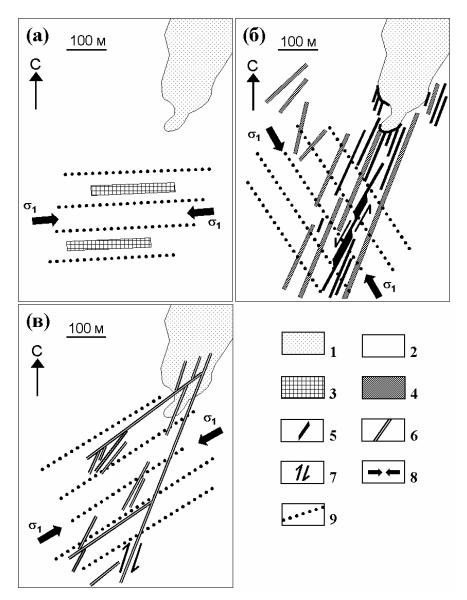


Рис. 2. Изменение ориентировки оси главных сжимающих напряжений (σ_1) для первого (a), второго (δ) и третьего (a) этапов тектогенеза, восстановленное по морфокинематическим характеристикам разрывов и минеральному выполнению трещин разного возраста и состава. Использованы данные В.А. Головина (ИГЕМ РАН) по распространению метасоматитов на горизонте 10. I – конгломераты и структурный эллювий; 2 – гранитоиды; 3 – жилообразные тела калишпатитов и альбититов; 4 – предрудная гидрослюдизация и рудосопровождающие гематит-альбитовые изменения; 5 – рудные тела; 6 – пострудная аргиллизация (каолинит, смектит); 7 – направления смещений вдоль плоскостей разрывов; 8 – вектор сжатия; 9 – траектории главных сжимающих усилий

простых и точных методов определения ориентировки осей действующих в горном массиве напряжений [Hudson et al., 2003]. Скорость изменения контуров и степень (вид) разрушения стенок зависят от физико-механических свойств пород, их текстурных характеристик, магнитуды напряжений и т.д. Ключевой момент анализа состоит в том, что разрушение стенок происходит в секторах, расположенных ортогонально к оси максимального горизонтального стресса (S_H). Наши наблюдения показали, что на уровне гор. 9 ось S_H ориентирована под углом 50° , а на уровне гор. 12- под углом 80° к линии меридиана (рис. 3). Следовательно, на вертикальном интервале около 180 м в разрезе массива происходит

переориентировка оси S_H на 30° . Поэтому, если на гор. 9 разрушаются, в основном, C3 и IOB секторы выработок, то на уровне гор. 12 деформации концентрируются в северных и южных секторах и стенках горных выработок.

Изучение элементов залегания штрихов скольжения в невыветрелом глинистом выполнении ядра разлома 13 на гор. 9 показало, что близкие по времени к современным перемещения могут интерпретироваться и как левосторонний сбрососдвиг, и как правосторонний взбросо-сдвиг. Первый вариант менее вероятен, учитывая СЗ-ЮВ ориентировку оси S_H, но не исключается из-за возможности разнонаправленных перемещений копланарных сегментов разлома. Обычно

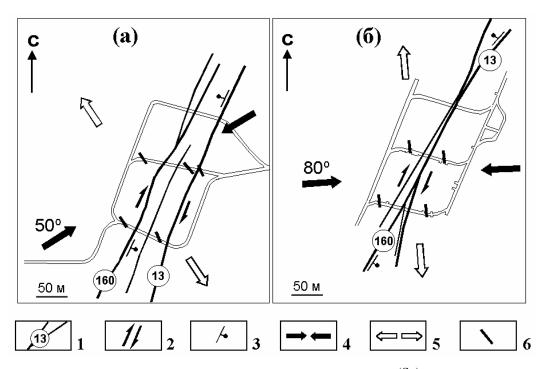


Рис. 3. Изменение ориентировки оси максимального горизонтального сжатия (S_H) на гипсометрических уровнях горизонтов 9 (a) и 12 (δ) , установленное по удлинению контуров вертикальных выработок. I — основные разломы и их номера; 2 — направления смещений вдоль плоскостей разломов; 3 — направление падения плоскостей разломов; 4 — ориентировка оси максимального горизонтального сжатия (S_H) ; 5 — ориентировка оси минимального горизонтального сжатия (S_h) ; δ — направление оси удлинения контуров вертикальных выработок

предполагается, что уровень тангенциальных напряжений и, соответственно, вероятность развития сдвиговых дислокаций в разрывах с глубиной уменьшается. Однако теоретические закономерности нередко нарушаются, когда с глубиной предрасположенность разрывов к сдвигу возрастает из-за переориентировки плоскостей сместителей и изменения угла их встречи с осью $S_H = \sigma_1$ (при сдвиговом тектоническом режиме). С учетом этого, на глубоких горизонтах месторождения в условиях правостороннего сдвига и при ориентировке оси S_H под углом 80° к линии меридиана вероятность разноамплитудных сбросо-сдвиговых перемещений вдоль отдельных сегментов разломов 13 и 160 может возрастать.

Для определения характера перемещений сопряженных крыльев разломов необходим статистически значимый набор данных. Но даже его наличие не позволяет ответить на важнейшие для понимания геодинамики массива вопросы: абсолютные значения (магнитуда) напряжений; приуроченность узлов концентрации и рассредоточения напряжений к конкретным структурным элементам; скорость перемещений по разломам и

их амплитуда; частота и продолжительность дислокационных событий и т.д. К тому же в разрезе массива изменяется не только ориентировкаоси максимального горизонтального стресса. В связи с нарастанием литостатической нагрузки и неоднородностью петрофизических свойств пород с глубиной будет неизбежно изменяться магнитуда напряжений и общая геодинамическая ситуация, как это наблюдается на рудных месторождениях [Urbancic, Trifu, 1998] и в подземных исследовательских лабораториях Гримзель (Швейцария) [Pahl et al., 1989], Уайт Шел (Канада) [Read et al., 1998] и Аспё (Швеция) [Ask, 2003], расположенных в гранитах. Поэтому на различных гипсометрических уровнях месторождения Антей необходимо провести мониторинг геомеханических процессов инструментальными методами с увязкой получаемых параметров в трехмерной геологической модели.

Без этих эмпирических данных любые расчетные математические модели геодинамики массива будут иметь теоретическое, но не практическое значение.

выводы

Основываясь на результатах изучения каркаса разрывных нарушений, минерально-химического

состава, петрофизических свойств и НДС пород трех горизонтов (9–12), можно сформулировать

следующие выводы:

- 1. Домезозойские высокотемпературные метасоматиты (калишпатиты и альбититы) контролируются субширотными элементами прототектоники, а мезозойские низкотемпературные дорудные (гидрослюдистые), рудосопровождающие (гематит-альбитовые) и пострудные (каолинитсмектитовые и др) изменения - зонами копланарных разломов ССВ-субмеридионального простирания.
- 2. Вариации петроструктурных и петрофизических свойств пород определяются характером и интенсивностью их метасоматической проработки (особенно в связи с окварцеванием, гидрослюдизацией и аргиллизацией), а также местоположением в системе «ядро рудовмещающего разлома зона динамического влияния протолит».
- 3. Каркас разрывных нарушений формировался в течение четырех этапов тектогенеза, три из которых протекали в геологическом прошлом, а четвертый современный. На протяжении этих этапов происходила переориентировка осей главных нормальных и скалывающих напряжений, сопровождавшаяся изменением направлений смещений в разрывных нарушениях, обстановки минералообразования и характера НДС среды.
- 4. Ориентировка оси максимального горизонтального сжатия (S_{H}) современного этапа, унаследовавшего основные черты позднемезозойского пострудного этапа, интерпретируется по характеру деформаций стенок вертикальных выработок как СВ-ЮЗ. В разрезе массива на интервале \sim 180 м происходит разворот оси S_{H} на 30° , что сказывается как на кинематике разломов, так и на расположении участков (секторов) разрушения горных выработок.

Формулируются следующие основные направления дальнейшей комплексной оценки состава, свойств и состояния пород на глубоких горизонтах месторождения:

- 1. Отчетливая зависимость петрофизических свойств пород от характера и интенсивности их метасоматической проработки показывает необходимость дополнительного минералогогеохимического и структурно-петрофизического картирования подземных горных выработок, особенно в зонах разломов 13 и 160, а также в межразломном пространстве.
- 2. Для оконтуривания блоков пород с различными свойствами и определения граничных условий модели геомеханического поведения масс-

- сива необходима информация о петроструктурных и петрофизических параметрах пород, а также их НДС в зонах разломов, в межразломном пространстве и за контуром влияния подземных горных выработок. Для этого целесообразно осуществить подземное веерное бурение с получением кернового материала и дальнейшим его изучением в лабораторных условиях.
- 3. Для минимизации неопределенностей, связанных с лабораторным определением вариаций петрофизических свойств разных типов метасоматитов, необходима постановка экспериментов при *P-T* условиях и степени водонасыщения, соответствующих естественному залеганию пород на гипсометрических уровнях горизонтов 9–12.
- 4. «Привязку» всех имеющихся и вновь получаемых структурно-геологических, минералого-геохимических, петрофизических и др. данных целесообразно проводить в трехмерной модели подземной инфраструктуры и каркаса разрывных нарушений, построенной методом триангуляции с помощью пакета программ openGeo (разработка БГР, Германия).
- 5. Для верификации параметров современного НДС среды (ориентировка осей главных нормальных напряжений, магнитуда напряжений, неоднородность их распределения, скорость и абсолютные значения амплитуд современных перемещений по разломам и т.д.) необходимо разработать программу мониторинга геомеханического состояния массива инструментальными методами.
- 6. Неоднородность геологического строения массива и НДС пород требует последовательного геомеханического моделирования: сначала методом дискретизации границ (косвенная оценка напряжений в бесконечной упругой среде), а затем одним из методов дискретизации блоков (граничных и/или дискретных элементов), каждый из которых наделяется специфическими составом и свойствами.

Благодарности. Авторы выражают признательность О.В. Андреевой и В.А. Головину за предоставленные материалы и консультации по вопросам последовательности метасоматических преобразований пород на месторождении Антей. Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных исследований № 16 Президиума РАН, ОАО «ТВЭЛ», проекта НШ-6894.2006.5 и в рамках соглашения о научно-техническом сотрудничестве между ИГЕМ РАН и БГР.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 3. С. 205-220.
- *Ищукова Л.П.* Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: Типография «Глазовская». 2007.
- Angelier J. Determination of the mean principal stresses for a given fault population // Tectonophysics. 1979. N 56. P. 17-26.
- Ask D. Evaluation of measurement-related uncertainties in the analysis of overcoring rock stress data from Äspö HRL, Sweden: a case study // Inter. J. Rock Mech. Min. Sci. 2003. № 40. P. 1173-1187.
- Hammer J., Behlau J., Mingerzahn G. Teilgebiet «Kamennyj»: 3D-Modellierung der geologischgeophysikalischen Erkundungsergebnisse mittels «openGeo» // Proceed. RW Disp. conf. M.: DBE-

- VNIPIPT. 2003. P. 31-34.
- Hudson J.A., Cornet F.H., Christiansson R. ISRM suggested methods for rock stress estimation Part 1: Strategy for rock stress estimation // Inter. J. Rock Mech. Min. Sci. 2003. № 40. P. 991-998.
- Pahl A., Heusermann St., Bräuer V., Glöggler W. Grimsel Test Site: Rock stress investigations. Hannover, Germany: BGR NAGRA Rep. NTB 88–39E/1989.
- Read R.S., Chandler N.A., Dzik E.J. In situ strength criteria for tunnel design in highly-stressed rock mass // Inter. J. Rock Mech. Min. Sci. 1998. № 35. P. 261-278.
- Reinecker J., Heidbach O., Tingay M. et al. The 2005 release of the World Stress Map (www.world-stress-map.org).
- *Urbancic T.I.*, *Trifu C.-I.* Shear zone stress release heterogeneity associated with two mining-induced events of *M* 1.7 and 2.2 // Tectonophysics. 1998. N 289. P. 75-89.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Хазан Я. М.

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев. E-mail: ykhazan@gmail.com

Традиционно проблема происхождения кимберлитов понимается как проблема происхождения их состава, т. е как проблема, в основном, петролого-геохимическая. В то же время кимберлитовый магматизм, как и магматизм любого другого типа, обусловливается геодинамическими процессами, а транспортировка магм сопровождается деформацией пород и образованием нарушений, т. е. процессами, которые изучаются тектонофизическими методами. В частности, следствием преимущественно геодинамических и тектонофизических процессов являются не случайное распределение кимберлитовых провинций по земной поверхности (приуроченность кимберлитового магматизма к древним кратонам), не случайное расположение кимберлитов внутри провинций (существование четкой иерархической системы группирования кимберлитов (отдельные проявления - кластеры - поля зоны – провинции)), примерно одинаковая в различных провинциях и при этом чрезвычайно высокая скорость доставки магм с большой глубины на поверхность, а также, возможно, корреляция кимберлитового магматизма с траекториями горячих точек. Обсуждению некоторых важных и по большей части дискуссионных аспектов геодинамики и тектонофизики кимберлитов и посвящена настоящая работа.

Кимберлиты — это редко встречающиеся, незначительные по объему флюидонасыщенные ультраосновные породы, захватывающие много ксенолитов и эксплозивно извергающиеся с большой глубины (например, [Илупин и др., 1978; Доусон, 1983; Mitchell, 1986; Владимиров и др., 1990: Ваганов, 2000]). С коммерческой точки зрения существенно то, что кимберлиты (и лампроиты) - единственные породы, с которыми связаны коренные месторождения алмазов. С научной - кимберлиты - единственные непосредственные источники информации о составе и состоянии мантии до глубины ~200 км, а с учетом включений в алмазах, выносимых кимберлитами, — до глубин ≥300 км. Состав кимберлитов чрезвычайно обогащен несовместимыми элементами и при этом не очень хорошо известен вследствие гибридного характера пород (типичный кимберлит содержит ксенокристы и ксенолиты мантийного и корового происхождения, заключенные в матрицу, которая, как считается, представляет собой закристаллизованный ким-

берлитовый расплав) и их сильной вторичной измененности (исключением является недавно обнаруженный в трубке Удачная-Восточная необычно свежий кимберлит (Kamenetsky et al., 2004)). Если попытаться в одной фразе суммировать огромное количество работ, посвященных петрогенезису кимберлитов, то можно сказать, что в настоящее время сложилось представление о том, что кимберлиты являются продуктом плавления низкой степени предварительно деплетированного и метасоматически обогащенного перидотита (например, триада «деплетирование – обогащение – плавление» [Tainton, МсКепгіе, 1994]). Следует, однако, иметь в виду, что в последнее время появились убедительные свидетельства [Sobolev et al., 2007] существенного вклада рециклированной океанической коры в состав плюм-инициированных магм (включая гавайские магмы и магмы сибирских траппов), что может привести к определенному пересмотру представлений о петрогенезисе кимберлитов, образование которых, вероятно, также связано с влиянием мантийных плюмов.

С тектонической точки зрения очень важной является ассоциированность кимберлитовых проявлений с архейскими кратонами («архонами» [Janse, 1984]), верхняя кора которых испытала последнее тектонотермальное воздействие не позднее 2,5 млрд. лет назад, или протерозойскими циркумкратонными поясами («протонами» [Janse, 1984]), подвергшимися переработке от 1 до 2.5 млрд. лет назад. При этом кимберлиты не наблюдаются в пределах «тектонов» [Janse, 1984], т. е. регионов с корой моложе 1 млрд. лет. Эта ассоциированность иллюстрируется рис. 1, при построении которого использована карта TC1 возрастов фундамента, составленная И. М. Артемьевой [Artemieva, 2006], и база данных месторождений алмазов DIADATA (www.prio.no/cscw/ datasets) [Gilmore et al., 2005].

Причина приуроченности кимберлитового магматизма к древним кратонам является одним из главных вопросов, на которые должна ответить модель происхождения кимберлитов. Модель должна объяснить также механизмы генерации магм, их сегрегации, доставки на поверхность и извержения, а также источники и механизмы формирования необычного химического состава кимберлитов. Полной модели, отвечающей на все эти вопросы, пока не существует.

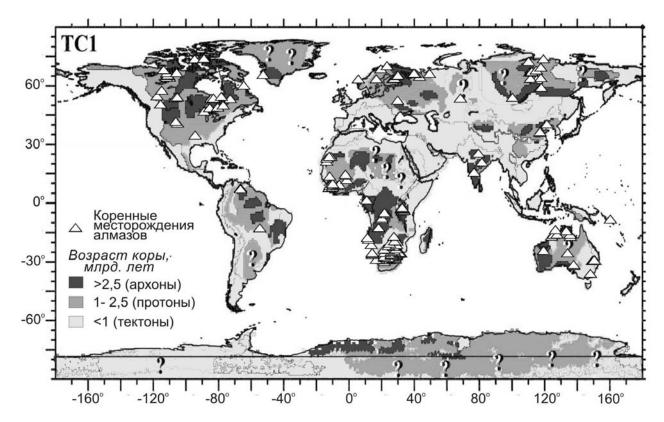


Рис. 1. Ассоциированность коренных месторождений алмазов с древними кратонами

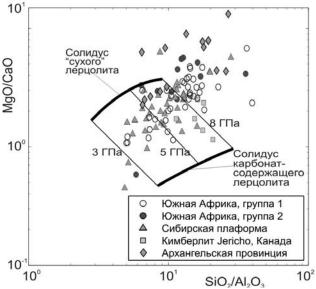


Рис. 2. Сопоставление наблюдаемых составов кимберлитов с составами выплавок из карбонатизированного модельного перидотита CMAS

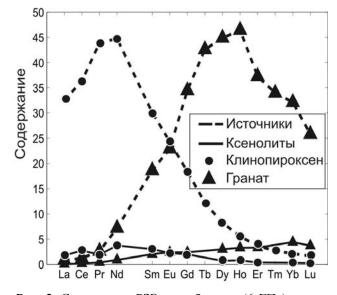


Рис. 3. Содержание РЗЭ в глубинных (6 ГПа) ксенолитах в сравнении с содержанием в источнике, минимально необходимом для объяснения содержаний РЗЭ в кимберлитах Южной Африки

Оценки физических условий в источниках кимберлитов основываются на факте обнаружения в кимберлитах ксеногенных (например, [Ваганов, 2000]) алмазов, а также на основании термобарометрии ксенолитов, лабораторных данных о составе выплавок из перидотитов при высоких термобарических условиях и сопоставления со-

держаний некогерентных элементов в кимберлитах и породах верхней мантии.

Кривая равновесия графит-алмаз [Kennedy and Kennedy, 1976] пересекается с типичной кратонной геотермой, соответствующей тепловому потоку на поверхности 35-40 мВт/м², на глубине около 140 км (примерно 4.5 ГПа). Тем самым

определяется верхняя граница возможного расположения в мантии источников кимберлитов (во всяком случае, алмазоносных).

С другой стороны, в кимберлитах обнаружены ксенолиты, термобарометрия которых свидетельствует о том, что они достигли термодинамического равновесия на глубине, примерно, 200-220 км (\sim 7 ГПа) (например, [Griffin et al., 1999, 2004; Boyd et al., 2004; Carlson et al., 2005]). (Следы распада мейджоритового граната, найденные во включениях в алмазы (например, [Sautter et al., 1991; Stachel et al., 2005]), указывают на то, что эти алмазы образовались в области давлений, возможно, превышающих 10 ГПа. Однако это не обязательно означает, что они были захвачены кимберлитами именно на столь больших глубинах). Источники, естественно, располагаются на большей глубине, чем области, откуда были доставлены ксенолиты. Если не предполагать, что кимберлитовые магмы проходят в мантии большое расстояние до захвата первого ксенолита, то можно заключить, что, источники вероятно, приурочены к глубинам, не намного превышающим максимальные глубины захвата ксенолитов, т. е. примерно 8-10 ГПа

Наиболее вероятно (с учетом оговорки относительно влияния эклогита рециклированной коры на состав плюм-инициированных магм), что породы, плавление которых сопровождалось образованием протокимберлитового расплава, имеют перидотитовый состав. Эксперименты по плавлению модельного перидотита CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ в присутствии углекислоты (система CMAS-CO₂) [Gudffinsson and Presnall, 2005] подтверждают это. [Gudffinsson and Presnall, 2005] показали, что при изменении температуры, давления и содержания СО2 состав выплавок испытывает непрерывный переход от мелилититового и коматиитового до карбонатитового и кимберлитового, причем кимберлиты являются наиболее высотемпературной и высокобарической фазой. Как иллюстрирует рис. 2, на котором показана часть фазовой диаграммы [Gudffinsson and Presnall, 2005] вместе с составами кимберлитов Южной Африки [Becker, Le Roex, 2006], сибирской платформы [Костровицкий и др., 2007], а также кимберлитов Архангельской и Тиманской провинций [Кононова и др., 2002, 2007] и кимберлита Jericho [Kopylova et al, 2007], составы большинства кимберлитов соответствуют интервалу давлений 5-10 ГПа.

Наконец, определенное представление о глубине, на которой образуются кимберлитовые магмы, можно составить, сопоставляя содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в кимберлитах и глубинных мантийных ксенолитах. На рис. 3 сплошными линиями показано содержание

РЗЭ в клинопироксене и гранате глубинных (6 ГПа) ксенолитов (см. [Хазан, Арясова, 2007] и ссылки там), а штриховыми — минимально необходимое содержание РЗЭ в клинопироксене и гранате пород, плавление которых может объяснить наблюдаемое высокое содержание РЗЭ в наиболее обогащенных кимберлитах Южной Африки (нормировка на примитивную мантию).

Из этого сопоставления следует, что породы литосферной мантии кратонов не могут быть непосредственными источниками редкоэлементных спектров кимберлитов. Поэтому кимберлиты могли образоваться либо в сублитосферной, более фертильной мантии, либо плавлению низов деплетированной литосферной мантии предшествовало поступление с больших глубин богатых некогерентными элементами жидкостей. Во втором случае существенно, что интервал времени между метасоматизацией и плавлением низов литосферы должен быть весьма коротким меньше времени установления диффузионного равновесия между матрицей и интерстициями (в противном случае содержание РЗЭ в выплавках из такой породы было бы значительно ниже, чем реально наблюдается в кимберлитах), т. е. метасоматизация низов литосферы и их плавление представляют собой этапы единого процесса. Такой сценарий [Рябчиков, Гирнис, 2005] представляется привлекательным, поскольку он согласуется с экспериментами, свидетельствующими о том, что источниками кимберлитов являются тугоплавкие гарцбургиты, характерные для низов литосферы, и одновременно с общей независимостью изотопных и геохимических характеристик кимберлитов от их петрохимии, отмеченной для Якутии [Костровицким и др., 2007].

Температуру в источниках можно приближенно оценить, основываясь на том, что кимберлиты, вероятнее всего, являются продуктами плавления низкой степени и, значит, их извержению на поверхность должна была предшествовать фильтрационная сегрегация. Следовательно, оценкой минимально возможной температуры в источнике является тервале 1400°-1700°С.ликвидус кимберлитов. Последний существенно зависит от содержания летучих (H₂O, CO₂, F, Cl), которое подвержено влиянию вторичных процессов и потому определяется не очень надежно. Из лабораторных экспериментов [Рябчиков, Гирнис, 2005] следует, что во флюидонасыщенных условиях температура ликвидуса кимберлитов лежит в ин

Кимберлитовые проявления на поверхности группируются в определенные структуры. Их форма и характерные масштабы несомненно связаны с особенностями глубинного процесса, од-

ним из следствий которого является генерация кимберлитовых магм. Обычно выделяют кластеры (группы, часто имеющие форму цепочки, близких по составу тел на территории площадью $\sim 10 \text{ км}^2$); поля (группы одновозрастных кластеров примерно изометричные по форме и имеющие диаметр десятки километров); группы полей (~ 10 полей с расстояниями $\sim 10-30$ км между ними); зоны (линеаменты протяженностью сотни километров с расстояниями между группами полей в них $\sim 50-100 \text{ км}$) [Владимиров и др., 1990; Катільку et al., 1995; Ваганов, 2000].

Очень важной представляется корреляция

кимберлитовых полей с малоамплитудными (десятки метров) куполами с характерными размерами 20-60 км. Несколько примеров этой корреляции, относящихся к сибирской, архангельской и австралийской провинциям, показаны на рис. 4 [Kaminsky et al., 1995; Ваганов, 2000]. Поскольку диаметры куполов много больше размеров кимберлитовых аппаратов, то их происхождение не связано с кимберлитовым вулканизмом как таковым. С полным основанием можно предположить, что и купола, и кимберлитовый магматизм обязаны своим происхождением одному и тому же мантийному процессу. Вероятнее всего,

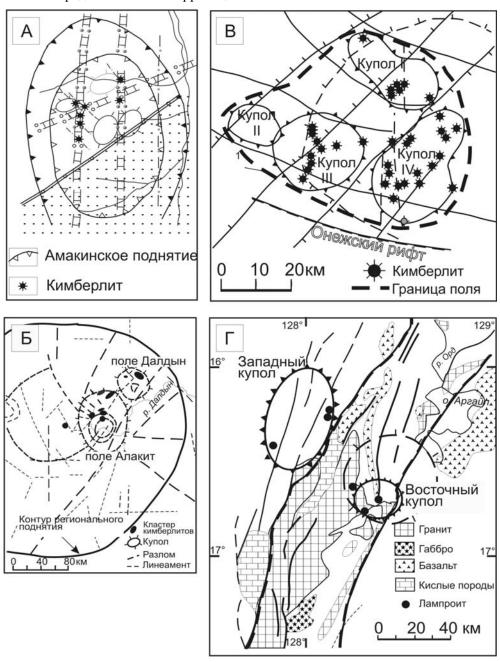


Рис. 4. Примеры ассоциации кимберлитовыми/лампроитовых проявлений и куполовидных структур. А. Малоботуобинское поле якутской провинции расположено на Амакинском поднятии размерами 30х40 км и амплитудой 50-70 м. Б. Далдын-Алакитский район якутской провинции. В. Зимнебережное поле архангельской провинции. Г. Разломная зона Холлз Крик, Австралия. На западном куполе находится поле Кимберли, на Восточном — Аргайл

куполовидные морфоструктуры являются продуктом тепловой неустойчивости и возникают вследствие образования и всплытия мантийных диапиров (термиков). Иначе говоря, размеры куполов характеризуют длину волны неустойчивости. Существенно, что кимберлитовый вулканизм не сопровождается значительными базальтовыми излияниями. Это означает, что диапиры теряют плавучесть и останавливаются в мантии, не достигнув подножия коры и не испытав значительного декомпрессионного плавления.

Как предположил [*Хазан*, 2003], невозможность прохождения диапиров сквозь холодную и, следовательно, вязкую кратонную литосферу, препятствующая развитию базальтового магматизма, как раз и отличает условия развития неустойчивости на кратонах и вне них.

Можно оценить предельный диаметр диапиров, запас плавучести которых достаточен для прохождения сквозь кратонную литосферу. Этот размер $D_{\rm max}$ определяется тем, что для меньших термиков время тепловой релаксации оказывается меньше времени всплывания. Если оценить последнее просто по формуле Стокса, то условие остановки термика может быть записано следующим образом:

$$D < D_{\max} \approx 4 \left(\frac{\rho}{\Delta \rho} \frac{v \kappa H}{g} \right)^{1/4},$$

где $\Delta \rho/\rho \sim 10^{-2}$ — относительное разуплотнение, $v\sim 3\cdot 10^{17}$ м 2 с $^{-1}$ — кинематическая вязкость, $\kappa\sim 10^{-6}$ м 2 с $^{-1}$ — температуропроводность, $H\sim 150$ км — интервал глубин, который должен пройти термик до низов коры, g — ускорение свободного падения.

При указанных значениях параметров условие остановки термика $D < D_{\text{max}} = 80 \text{ км.}$ Термики большего размера могут достичь коры, испытав декомпрессионное плавление и вызвав магматизм значительного объема и основного, в целом, состава. Меньшие термики «застряют» внутри литосферы. Поэтому с ними может быть связан только незначительный по объему магматизм, вызываемый концентрацией расплавов низкой степени плавления в макроскопические объемы. Существенно, что оценка порогового диаметра в силу малости показателя степени в выражении для D_{max} слабо зависит от параметров и при этом согласуется с размерами куполовидных морфоструктур, диаметр которых лежит в интервале 20-60 км. Следует также сказать, что в активизированных регионах, где температура выше, а, следовательно, вязкость мантии ниже, D_{max} должно быть меньше, чем в субкратонной обстановке, и может оказаться, что диаметр термиков превышает D_{max} , т. е. их остановка невозможна и тепловая неустойчивость всегда сопровождается значительным по объему магматизмом основного состава. Не исключено, что именно этот механизм ответственен за отсутствие кимберлитов вне кратонов и циркумкратонных поясов.

Очень интересно, что такие «застрявшие» термики, по-видимому, могут наблюдаться. Во всяком случае, в южноафриканской трубке Ягерсфонтейн обнаружен ксенолит, термическая история которого свидетельствует о том, что он вначале испытал быстрое всплытие, а затем достиг термодинамического равновесия с окружающей средой на глубине 100-150 км [Drury et al., 2001]. Аналогичную тепловую историю имеет перидотит западно-норвежской гнейссовой провинции, исследованный [Drury et al., 2001].

О скорости доставки кимберлитов на поверхность можно судить по изменениям, происходящим в ксенолитах в процессе их транспортировки на поверхность из-за взаимодействия с кимберлитовой магмой. Изучение профилей диффузии Ar в флогопите дает близкие значения времени транспортировки для южноафриканских (0.9-6.9 дней), сибирских (2-15 часов) кимберлитов и кимберлита Aries, Австралия (0.23-2.3 дня) [Пирсон и др., 1997; Wartho, Kelley, 2003; Downes et al., 2006]. С этими результатами согласуется и оценка продолжительности подъема по данным о растворении ксенокристов граната в кимберлитовой магме (1 – 10 часов; [Canil, Fedortchouk, 1999]). Таким образом, скорость подъема составляет в среднем 1 – 10 м/с. Единственным механизмом, способным обеспечить такие высокиескорости распространения, является транспортировка магмы в вертикальной транслитосферной дайке [Spence, Turcotte, 1990; Lister, Kerr, 1991]. Благодаря различию плотностей расплава и твердых порода, такая дайка, начиная с некоторой пороговой длины l_{th} , является неустойчивой и двигается вверх, открываясь на переднем кончике, закрываясь на заднем и оставляя за собой тонкий хвост.

При этом скорость распространения дайки лимитируется только вязким сопротивлением течению расплава в ней. Условие страгивания дайки $K > K_{c,app}$, где $K \sim \Delta P(\pi l)^{1/2} \sim \pi^{1/2} \Delta \rho g l^{3/2}$ — коэффициент интенсивности напряжений на кончике трещины ($\Delta P = \Delta \rho g l$ – разность внутреннего и внешнего давлений, $\Delta \rho$ – разность плотностей вмещающих пород и расплава, l – длина трещины); а $K_{c\,app}$ — кажущаяся вязкость разрушения. При высоком литостатическом давлении $K_{c,app} = \rho g H (2\pi r)^{1/2}$ (где H - глубина, r - размер зоны неупругой деформации) [Khazan, Fialko, 1995], поэтому пороговая длина трещины l_{th} = $(H\rho/\Delta\rho)^{2/3}(2r)^{1/3}$ (т. е. l_{th} ~20 км при $\rho/\Delta\rho$ =100, H=200 км,

r=1 cm).

В заключение сформулируем несколько задач геодинамического и тектонофизичес-кого плана, имеющих не только непосредственное отношение к проблеме происхождения кимберлитов, но также и общегеофизическое значение:

- 1) Зарождение и рост на докритическом этапе трещин в частично расплавленной среде;
- 2) Механика захвата ксенолитов;
- 3) Развитие плюм-инициированной тепловой неустойчивости.

ЛИТЕРАТУРА

- Ваганов В. И. Алмазные месторождения мира и России. М.: Геоинформмарк, 2000. 371 с.
- Владимиров Б. М. и др. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: Кимберлиты ультраосновная формация древних платформ. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1990. 264 с.
- *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир. 1983. 300 с.
- *Илупин И. П. и др.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра. 1978. 352 с.
- Кононова В. А. и др. Pb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10. С. 493-509.
- Кононова В. А. и др. Алмазоносность кимберлитов Зимнебережного поля (Архангельская область) // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49. С. 483-505.
- Костровицкий С. И. и др. Изотопногеохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. С. 350-371.
- Пирсон Д. Г. и др. Лазерные анализы содержаний ⁴⁰Ar/³⁹Ar во флогопитах из южноафриканских и сибирских кимберлитов и их ксенолитов: ограничения на время извержения, дегазацию расплава и состав мантийных летучих // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. С. 106-117.
- Рябчиков И. Д., Гирнис А. В. Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. С. 1223-1233.
- Хазан Я. М. Источники внутриплитового магматизма континентов и механизмы транспортировки расплавов в верхней мантии и коре Земли. Автореферат докт. диссерт., Киев: Институт геофизики НАНУ. 2003. 35 с.
- Хазан Я. М., Арясова О. В. Пространственное фракционирование редкоземельных элементов в мантии кратонов: анализ наблюдений, модель и связь с кимберлитообразованием // Геофиз. ж. 2007. Т. 29. № 6. С. 45-63.
- Artemieva I. M. Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277.
- Becker M., Le Roex, A. P. Geochemistry of South African on- and off-craton, Group I and Group II

- kimberlites: petrogenesis and source region evolution // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 673-703.
- *Boyd F. R. et al.* Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations, // Lithos. 2004. V. 77. P. 573–592.
- Carlson R. W. et al. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // Rev. Geophys. 2005. V.43. RG1001. doi:10.1029/2004RG000156.
- *Canil D., Fedortchouk Y.* Garnet dissolution and the emplacement of kimberlites // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. 167. P. 227-237.
- Drury M. R. et al. Emplacement of deep uppermantle rocks into cratonic lithosphere by convection and diapiric upwelling // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 131-140.
- Downes P. J. et al. Magmatic evolution and ascent history of the Aries micaceous kimberlite, Central Kimberley basin, Western Australia: Evidence from zoned phlogopite phenocrysts, and UV laser ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of phlogopite—biotite // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1751-1783.
- Gilmore E. et al. Conflict Diamonds: A New Dataset // Conflict Management and Peace Science. 2005. V. 22. No. 3. P. 257-292.
- Griffin W.L. et al. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian
- Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
- Griffin W.L. et al. Lithospheric mapping beneath the North American Plate // Lithos. 2004. V. 77. P. 873-922.
- Janse A. J. E. Kimberlites Where and when? / Kimberlite occurrence and origin: A basis for conceptual models in exploration, Eds. Glover, J. E., and Harris, P. G. University of Western Australia publication. 1984. V. 8. P. 19-61.
- Kamenetsky M. B. et al. Kimberlite melts rich in al kali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // Geology. 2004. V. 32. No. 10. P. 845-848.
- Kaminsky F. V. et al. Prognostication of primary diamond deposits // J. Geochem. Exploration. 1995. V. 53. P. 167-182.
- Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geoph. Res. 1976. V. 81. P. 2470-2476.
- Khazan Y. M., Fialko Y. A. Fracture criteria at the tip of fluid driven cracks in the Earth // Geophys. Res.

- Lett. 1995. V. 22. P. 2541-2544.
- Kopylova M. G. et al. Searching for parental kimberlite melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2007. V. 71. P. 3616-3629.
- Lister J. R., Kerr R. C. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 10049-10077.
- *Mitchell R.* Kimberlites: Mineralogy, geochemistry, and petrology. N.Y.: Plenum Press. 1986. 442 p.
- Sautter V. et al. Ultradeep (>300 km) ultramafic xenoliths: Petrological evidence from the transition zone // Science. 1991. V. 252. P. 827-830.
- Sobolev A. V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412-417.

- Spence D., Turcotte D. Buoyancy-driven magma fracture a mechanism for ascent through the lithosphere and the emplacement of diamonds // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 5133—5139.
- Stachel T. et al. Inclusions in sublithospheric diamonds; glimpses of deep Earth // Elements. 2005. V. 1(2). P. 73-87.
- *Tainton K., McKenzie D.* The generation of kimberlites, lamproites and their source rocks // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 787-817.
- Wartho J.-A., Kelley S. P. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in mantle xenolith phlogopites: determining the ages of multiple lithospheric mantle events and diatreme ascent rates in southern Africa and Malaita, Solomon Islands // Geol. Soc. Spec. Publ. 2003. V. 220. P. 231-248.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗАПРЕДЕЛЬНОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И ЕЁ ПРИМЕНЕНИЕ В РАСЧЕТАХ ЗОНАЛЬНОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ МАССИВА ПОРОД ВОКРУГ ВЫРАБОТОК

А.И. Чанышев, О.Е. Белоусова

¹ – Институт горного дела СО РАН, Новосибирск, belousova_o@ngs.ru

Традиционно считается, что вокруг выработок на больших глубинах сначала находится область разрушения массива пород, за ней следует область пластических деформаций, затем область упругих деформаций. Наиболее неизвестной здесь является область разрушения. Такие вопросы: как, каким образом происходит разрушение массива пород, каковы законы разрушения горных пород? представляются ещё недостаточно изученными и актуальными. Имеются проявления разрушения - в первую очередь вокруг выработок образуются зоны направленной трещиноватости массива пород, повторяющие контур самой выработки. Такую картину разрушения можно наблюдать при разрушении, например, твердым предметом оконного стекла. Можно видеть «паутину» разрушения - есть трещины, повторяющие контур отверстия в пластине стекла, есть система радиальных трещин. Другое проявление разрушения - это то, что вокруг выработок наблюдают не одну, а несколько зон направленной трещиноватости, причем одна зона отстоит от другой как правило на расстоянии $\sqrt{2} a$, где a – радиус выработки или осредненный радиус «ложного» контура [Опарин, 2008; Шемякин, 1992; Шемякин, 1986; Курленя, 1996].

Разрушение необходимо как-то описывать, то есть должны быть уравнения, характеризующие поведение материала при разрушении. Таким способом учета разрушения в механике деформируемого твердого тела является введение в рассмотрение запредельного деформирования пород. Эту часть кривой «касательное напряжение - сдвиг» получают на прессах жесткого типа, когда нагружение образцов происходит по заданному графику изменения перемещений захватов нагружающего устройства от времени t. При этом естественно корректируется каждый раз прилагаемая нагрузка (в современных прессах для этих целей существуют так называемые сервоклапаны). На рис. 1 представлена типичная диаграмма изменения касательного напряжения от сдвига, взятая из [Гудман, 1987]. До точки Aматериал грузится, после точки A происходит запредельное деформирование.

Интересно заметить, что если в точке C на рис. 1 зафиксировать нагрузку τ и держать длительное время постоянной, то материал «попол-

зет», при фиксированной нагрузке τ сдвиг γ вырастет от значения γ_C до значения γ_D , после чего материал перейдет на ниспадающую ветвь деформирования ADB диаграммы $\tau = \tau(\gamma)$. Этот факт указан в [Гудман, 1987]. Если все эти моменты отразить на диаграмме $\gamma = \gamma(t)$, то получится картина деформирования, представленная на рис. 2.

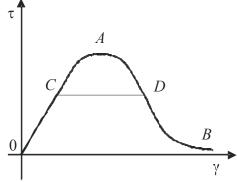


Рис. 1. Типичная кривая ползучести для деформируемых сред

Здесь І – это то, что соответствует упругому нагружению материала до точки C, участок II – соответствует переходу из точки $\,C\,$ на рис. 1 в точку D, III – это то, что соответствует переходу на кривую запредельного деформирования АDВ диаграммы $\tau = \tau(\gamma)$ рис. 1. В [Коврижных, 2008] для описания участка III на рис. 2 введен специальный термин «идеальная ползучесть» по аналогии с термином идеальная пластичность. Автор [Коврижных, 2008] полагает, что напряжение au_{∞} , соответствующее длительной прочности, сохраняется и в дальшем постоянным. Этот вопрос является спорным, потому, что как видно из рис. 1, напряжение τ , вообще говоря, падает в связи с переходом на кривую *ADB*, вызывая прирост деформации γ , то есть не остается постоянным. Всё это говорит о необходимости учета кривой запредельного деформирования, изображенной на рис. 1, во многих местах и том числе при анализе образования зональной дезинтеграции массива горных пород выработки.

Для начала обратим внимание на то, что кривая деформирования в виде зависимости «напряжение — деформация» отражает изменение

сопротивления материалов деформированию. Есть как бы величина, которая нагружает материал, обозначим её как F, которая меняется с ростом t. Есть сопротивление материала, обозначаемое буквой R. Обе эти величины связаны законом движения Ньютона:

$$m \ddot{x} = F - R$$
.

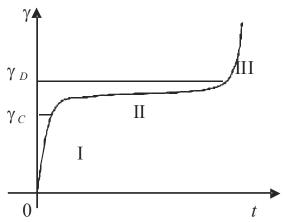


Рис. 2. Типичная диаграмма изменения касательного напряжения τ с ростом сдвига γ , взятая из [Гудман, 1987]

Если R – это то, что изображено на рис. 1, то F может не совпадать с R . Если F превосходит R, что контрастно проявляется на стадии запредельного деформирования, то возникают ускорения, скорости, рост кинетической энергии. Если допустить, что в некотором объеме разрушения кинетическая энергия в интегральном смысле быстрее достигнет предельного значения по сравнению с соседними областями, то в этом случае может произойти отрыв разрушенной части материала от основного массива (кинетическая энергия переходит в потенциальную энергию разрушения). При отрыве образуется размер, массив разгружается. Разгрузка на поверхности отрыва ведет к нагрузке оставшегося массива пород. Процесс продолжается, образуется зональная дезинтеграция. Эта та интерпретация зональной дезинтеграции, которая закладывается

Для построения математической модели запредельного деформирования используем понятие собственного тензорного базиса. Возьмем для примера эксперимент с до- и запредельным деформированием кварцита, взятый из [Bieniawsky, 1983].

На рис. 3 приведены зависимости $\sigma_Z = \sigma_Z(\varepsilon_Z)$, $\sigma_Z = \sigma_Z(\varepsilon_\varphi)$, полученные при одноосном сжатии цилиндрического образца. Тензоры напряжений и деформации здесь имеют соответственно вид:

$$T_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{Z} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \ T_{\varepsilon} = \begin{pmatrix} \varepsilon_{Z} & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_{\varphi} & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_{r} \end{pmatrix}.$$

Причем $\mathcal{E}_{\varphi} = \mathcal{E}_{r}$ в силу того, что r, φ — направления, перпендикулярные z, и материал предполагается первоначально изотропным. Для описания этих тензоров введем единичные тензоры

$$T_{1} = \frac{1}{\sqrt{3}} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix},$$

$$T_{2} = \frac{1}{\sqrt{6}} \begin{pmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix},$$

$$T_{3} = \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix}.$$

Проекции тензоров T_{σ} , T_{ε} на орты обозначим как S_1 , S_2 , S_3 , Ω_1 , Ω_2 , Ω_3 . Очевидно, что $S_3=\Omega_3\equiv 0$. На рис. 4 представлены соответствующие зависимости $S_1=S_1(\Omega_1)$, $S_2=S_2(\Omega_2)$ для этого материала.

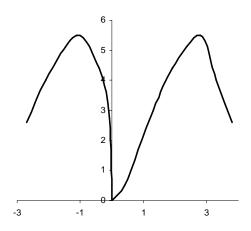


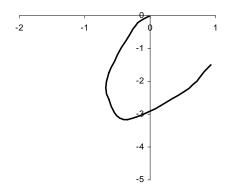
Рис. 3. Зависимости $\sigma_Z=\sigma_Z(\varepsilon_Z)$, $\sigma_Z=\sigma_Z(\varepsilon_\varphi)$ для кварцита, полученные при одноосном сжатии образцов

Если начать поворачивать базис T_1 , T_2 по часовой стрелке, то кривая на рис. 4, а начнет выпрямляться, кривая на рис. 4, б начнет опускаться (при этом S_1 , \acute{Y}_1 , S_2 , \acute{Y}_2 – это уже координаты тензоров T_σ , T_ε в поворачиваемом базисе). Может наступить такой момент (такой угол

 $\varphi=\varphi_*$) при котором кривая на рис. 4 станет близкой к прямой линии. Для кварцита значения угла $\varphi_*=16,6^\circ$. На рис. 5 представлена зависимость \widetilde{S}_1 , \widetilde{Y}_1 , \widetilde{S}_2 , \widetilde{Y}_2 в повернутом на угол $\varphi_*=16,6^\circ$ базисе. При этом

$$\begin{split} \widetilde{S}_1 &= S_1 \cos \varphi_* - S_2 \sin \varphi_* \,, \\ \widetilde{S}_2 &= S_2 \sin \varphi_* + S_2 \cos \varphi_* \,, \\ \widetilde{Y}_1 &= \dot{Y}_1 \cos \varphi_* - \dot{Y}_2 \sin \varphi_* \,, \\ \widetilde{Y}_2 &= \dot{Y}_2 \sin \varphi_* + \dot{Y}_2 \cos \varphi_* \,. \end{split}$$

В [Чанышев, 2002; Чанышев, 2003] показывается, что какие бы виды нагружения образцов не рассматривались бы, кривые $\widetilde{S}_1 = \widetilde{S}_1(\widetilde{Y}_1)$,



 $\widetilde{S}_2 = \widetilde{S}_2(\widetilde{Y}_2)$ являются универсальными, то есть «едиными» или паспортными зависимостями для данного первоначально изотропного материала. Для каждого материала угол ϕ_* – свой, своя прямая с углом наклона lpha, своя кривая $\widetilde{S}_2 = \widetilde{S}_2(\widetilde{Y}_2)$. Для расчетов зональной дезинтечто $\widetilde{S}_1 = \widetilde{Y}_1 / \lambda_1$ грации будем полагать, (рис. 6, a), где λ_1 – константа при любом состоянии среды. Примем для упрощения вычислений, что диаграмма изменения $\widetilde{S}_2 = \widetilde{S}_2(\widetilde{Y}_2)$ с учетом пластичности и запредельного деформирования имеет вид рис. 6, б. Получили таким образом некоторый аналог деформационной теории пластичности.

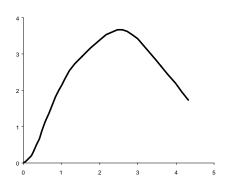


Рис. 4. а,б. Зависимости $S_1=S_1(\Omega_1)$, $S_2=S_2(\Omega_2)$, построенные по результатам [Bieniawsky Z.T., 1983], S_1 , Ω_1 - с точностью до числового коэффициента совпадают со средним напряжением, средней деформаций, аналогично S_2 , Ω_2 - совпадает с интенсивностями касательных напряжений и деформацией сдвига

Далее полагается, что массив пород с выработкой радиуса r=a находится в условиях плоской деформации. Массив пород имеет два размера: a — радиус выработки, b — внешний радиус. Граничные условия на том и других контурах следующие:

$$\sigma_r \Big|_{r=a} = 0,$$

$$\sigma_r \Big|_{r=b} = -p(t), p(t) = p_1 \cdot t, p(t) \ge 0. (1)$$

Начальные условия:

$$u\Big|_{t=0} = 0$$
, $\frac{\partial u}{\partial t}\Big|_{t=0} = 0$. (2)

Для решения задачи должны быть связи между напряжениями σ_r , σ_{θ} и деформациями ε_r , ε_{θ} . Учитывая, что

$$\begin{cases} \widetilde{Y}_1 = \varepsilon_r \cos \alpha + \varepsilon_\theta \sin \alpha, \\ \widetilde{Y}_2 = -\varepsilon_r \sin \alpha + \varepsilon_\theta \cos \alpha, \end{cases} ,$$

$$\begin{cases} \widetilde{S}_1 = \sigma_r \cos \alpha + \sigma_\theta \sin \alpha, \\ \widetilde{S}_2 = -\sigma_r \sin \alpha + \sigma_\theta \cos \alpha, \end{cases}$$

из (2) находим соотношения упругости в виде:

$$\begin{cases} \varepsilon_r = a_{11}\sigma_r - a_{12}\sigma_\theta, \\ \varepsilon_\theta = -a_{12}\sigma_r + a_{22}\sigma_\theta, \end{cases}$$
$$\begin{cases} a_{11} = \lambda_1 \cos^2 \alpha + \lambda_2 \sin^2 \alpha, \end{cases}$$

где
$$\begin{cases} a_{11} = \lambda_1 \cos^2 \alpha + \lambda_2 \sin^2 \alpha, \\ a_{22} = \lambda_1 \sin^2 \alpha + \lambda_2 \cos^2 \alpha, \\ a_{12} = (\lambda_2 - \lambda_1) \sin \alpha \cos \alpha. \end{cases}$$
(3)

Уравнения запредельного деформирования получаем в такой же форме:

$$\begin{cases} \varepsilon_{r} \cos \alpha + \varepsilon_{\theta} \sin \alpha = \\ = \lambda_{1} (\sigma_{r} \cos \alpha + \sigma_{\theta} \sin \alpha), \\ \varepsilon_{r} \sin \alpha - \varepsilon_{\theta} \cos \alpha - \widetilde{Y}_{2}^{0} = \lambda_{2}^{*} (\widetilde{S}_{2}^{0} - \widetilde{S}_{2}), \end{cases}$$

$$(4)$$

$$\text{Fig. } \widetilde{Y}^{0} = \widetilde{S}^{0} \quad \text{pathonsolute in the present of } \widetilde{Y}^{0} = \widetilde{$$

где \widetilde{Y}_2^0 , \widetilde{S}_2^0 — деформация и напряжения соответственно на диаграмме $\widetilde{S}_2=\widetilde{S}_2(\widetilde{Y}_2)$, отве-

чающие пиковой прочности, $1/\lambda_*$ — модуль спада на этой же диаграмме, $\alpha = \varphi_* - \pi/4$.

Сделаем замечание. В формулах (3) податливости a_{22} и a_{11} различны – имеет место равенство $a_{22}-a_{11}=(\lambda_2-\lambda_1)\cos2\alpha$, что означает анизотропию материала. В случае $\lambda_2-\lambda_1\succ0$ податливость a_{22} больше податливости a_{11} . С другой стороны, при $\alpha\neq\pi/4$ имеют место дилатансионные эффекты: при $\alpha\succ\pi/4$ объем среды за счет положительного значения касательного напряжения $(\sigma_r-\sigma_\theta)/2$ увеличивается (материал разрыхляется), при $0\prec\alpha\prec\pi/4$ — уменьшается (материал уплотняется).

В расчетах ограничимся рассмотрением «несжимаемого» материала ($\lambda_1=0$) и только двумя участками диаграммы деформирования $\widetilde{S}_2=\widetilde{S}_2(\widetilde{Y}_2)$ — упругостью и запредельным деформированием. Учитывая, что $\lambda_1=0$, имеем:

$$\varepsilon_r \cos \alpha + \varepsilon_\theta \sin \alpha = 0. \tag{5}$$

Так как $\varepsilon_r=\partial u/\partial r$, $\varepsilon_\theta=u/r$, то отсюда находим:

$$u = \frac{A(t)}{r^{tg\alpha}}. (6)$$

Подставляя (6) в (4) и далее в уравнение равновесия

$$\frac{\partial \sigma_r}{\partial r} + \frac{\sigma_r - \sigma_\theta}{r} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2},\tag{7}$$

получаем формулу, выражающую σ_r от произвольной функции A(t) и произвольной константы. Поступаем таким же образом с уравнением равновесия в запредельной области деформирования, находим аналогичную формулу для определения σ_r в этой области.

Используем затем краевые условия

$$\sigma_r|_{r=a} = 0 , \ \sigma_r|_{r=b} = -p(t), p(t) \ge 0, (8)$$

условия непрерывности напряжений σ_r , σ_θ и смещения u на контуре, разделяющем зоны упругости и запредельного деформирования. Если ввести обозначение

$$A(t) = -\lambda_2 \widetilde{S}_2^0 X(t) \cos \alpha \cdot a^{tg\alpha+1},$$

то после применения изложенных выше условий имеем уравнение для нахождения

$$X = X(t), \quad \Lambda^2 \ddot{X} = X \frac{\cos \alpha}{\sin 2\alpha} \left\{ \left(\frac{a}{b} \right)^{2tg(\alpha)} + \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \right\} -$$

$$- X \frac{-\frac{tg(\alpha) - 1}{tg(\alpha) + 1}}{\sin 2\alpha} \left\{ \frac{\cos \alpha}{\sin 2\alpha} + \left(1 + \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \right) \frac{1}{\cos \alpha} \frac{1}{(1 - tg\alpha)} \right\} -$$

$$- \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \frac{\cos \alpha}{\sin 2\alpha} X \frac{-\frac{2tg\alpha}{tg\alpha + 1}}{\frac{tg\alpha + 1}{tg\alpha + 1}} + \frac{p(t)}{\widetilde{S}_2^0} \left(\frac{a}{b} \right)^{tg\alpha - 1} +$$

$$+ \frac{1}{\cos \alpha} \left(1 + \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \right) \frac{1}{1 - tg\alpha}$$

гле

$$\Lambda = \sqrt{\frac{2(1 - tg\alpha)}{\rho \lambda_2 \cos \alpha a^2 \left[\left(\frac{a}{b} \right)^{2(tg\alpha - 1)} - 1 \right]}$$
 (9)

По определению $X(t)=c^2/a^2$, где радиус r=c совпадает с границей раздела областей упругости и разрушения (r=a — радиус исходной выработки). Это уравнение второго порядка для определения X=X(t), для него из решения упругой задачи необходимо задать соответствующие начальные условия $X(t_0)$, $\dot{X}(t_0)$. Формула для радиальных напряжений в зоне упругости имеет вид:

$$\sigma_{r}^{y} = -\frac{X(t)\cos\alpha\widetilde{S}_{2}^{0}}{\sin2\alpha} \begin{pmatrix} \left(\frac{r}{b}\right)^{tg\alpha-1} - \left(\frac{a}{b}\right)^{tg\alpha+1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{a}{b} \end{pmatrix}^{tg\alpha+1} - \frac{\rho\ddot{X}(t)\lambda_{2}\widetilde{S}_{2}^{0}\cos\alpha ab}{2(1-tg\alpha)} \begin{pmatrix} \frac{a}{b} \end{pmatrix}^{tg\alpha} \begin{pmatrix} \left(\frac{b}{r}\right)^{tg\alpha-1} - \left(\frac{r}{b}\right)^{tg\alpha-1} - \left(\frac{r}{b}\right)^{tg\alpha-1} \end{pmatrix}$$
(10)

Формула для определения радиальных напряжений в зоне разрушения:

$$\sigma_r^p = \frac{\widetilde{S}_2^0}{\cos \alpha} \left(1 + \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \right) \frac{1}{1 - tg\alpha} \left[\left(\frac{a}{r} \right)^{1 - tg\alpha} - 1 \right] - \frac{\rho \lambda_2 \widetilde{S}_2^0 a^2}{2(1 - tg\alpha)} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^{1 - tg\alpha} - \left(\frac{a}{r} \right)^{1 - tg\alpha} \right] \ddot{X}(t) - \dots (11)$$

$$- \frac{\lambda_2}{\lambda_2^*} \frac{\widetilde{S}_2^0 \cos \alpha}{\sin 2\alpha} \left[\left(\frac{a}{r} \right)^{1 + tg\alpha} - \left(\frac{a}{r} \right)^{1 - tg\alpha} \right] X(t)$$

Формулы для нахождения тангенциальных напряжений в зоне упругости и в зоне разрушения находим из соотношений:

$$\sigma_{\theta}^{y} = \sigma_{r}^{y} t g \alpha + \frac{1}{\lambda_{2}} \left(\frac{u}{r} - t g \alpha \frac{\partial u}{\partial r} \right),$$

$$\sigma_{\theta}^{p} = \sigma_{r}^{r} t g \alpha + \lambda_{2} \widetilde{S}_{2}^{0} X \frac{a^{t g \alpha + 1}}{r^{t g \alpha + 1} \lambda_{2}^{*} \cos \alpha}.$$
(12)

Представленные формулы справедливы при выполнении 3-х условий; а) если на границах r=a и r=b выполняются граничные условия (8), б) если на границе областей разрушения и упругости r=c выполняются условия непрерывности:

$$\sigma_r^y\Big|_{r=c} = \sigma_r^p\Big|_{r=c}, u^y\Big|_{r=c} = u^p\Big|_{r=c},$$

в) если в области разрушения кинетическая энер-

Таблица 1. Механические свойства горных пород

гия не достигнет порогового значения. Когда нарушится третье условие область разрушения как единое целое начнет откалываться от основного массива. Достигнутое значение $\sigma_r^y\Big|_{r=c}$ будет падать по некоторому закону до нуля, разгрузка для оставшейся части массива пород (области упругости) будет означать её нагружение с образованием новой области разрушения. В расчетные формулы войдут поправочные слагаемые, связанные с изменяющимся во времени граничным условием на «ложном» контуре r=c. В виду громоздкости эти формулы не приводятся, хотя их характер очевиден.

Расчеты проводились при следующих параметрах массива: $\lambda_1=0$, внутренний радиус a=1 м., внешний b=9 м., шаг по радиусу 0.1. Механические свойства горных пород приведены в таблице 1.

Порода	$\lambda_2 = 10^{-11}, \Pi a^{-1}$	$\lambda_2^* = 10^{-11}, \Pi a^{-1}$	$S_2^0, M\Pi a$	$\rho,\hat{e}\tilde{a}/\hat{\iota}^{3}$
Мрамор	3.7	2.9	42	2700
Диабаз	2.2	3.7	120	2900
песчаник	4.9	1.6	46	2700

Расчеты проводились по следующей схеме. Сначала решалась чисто упругая задача. При заданных граничных условиях (8) определялись смещения, деформации, напряжения, определялась на контуре r = a скорость смещений, которая будет входить в начальные условия для производной X(t) в момент времени $t=t_0$, при котором только контур r = a переходит в стадию разрушения. Затем методом Рунге-Кутта решалось динамическое уравнение для отыскания X = X(t) в любой другой момент времени. По формулам (6)-(12) находились смещения, скорости смещений, деформации, напряжения. Вычислялась в области разрушения кинетическая энергия. Когда радиус с оказался равным $\sqrt{2}a$, фиксировались значение кинетической энергии T и соответствующее время t_* . С этого момента начиналось снижение значения σ_r на границе «ложного» контура r = c до нуля. В расчетах полагалось, что нагрузка σ_r падает до нуля по линейному закону. Скорость падения нагрузки в расчетах варьировалась. За откалываемой зоной разрушения дальнейшее слежение не велось, а исследовалось деформирование оставшейся зоны упругих деформаций. При снятии нагрузки на границе r = c до нуля происходило

образование новой зоны разрушения в «старой» области упругих деформаций. Опять решалось динамической уравнение для определения функции X = X(t), но уже при других начальных и краевых условиях. Опять вычислялась кинетическая энергия. Пороговое значение этой энергии, отнесенное к величине области разрушения, применялось для определения новой дезинтеграционной границы, которая, вообще говоря, может и не совпадать со значением $\sqrt{2}$, умноженного на предыдущий радиус выработки. Определялись условия на величину скорости нагружения массива пород, при которой геометрическая последовательность границ зональной дезинтеграции имеет знаменателем $\sqrt{2}$. Исследовалось влияние скорости разгрузки, отношения модулей упругости к модулю спада на этот же процесс, влияние значения угла α . Результаты расчетов приведены ниже. На рис. 7, а представлена зависимость плотности энергии, необходимой для откола, от угла α для мрамора. При угле $\alpha = 20^{\circ} \div 30^{\circ}$ наблюдается максимум плотности энергии и имеет место уплотнение материала при сдвигах. При углах α , больших 60° , имеет место разрыхление материала и непрерывное дробление контура выработки. Полное время нагружения (до образования 3-й зоны)

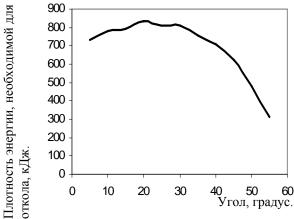


Рис. 7, а. Зависимость плотности энергии, необходимой для откола от угла α для мрамора

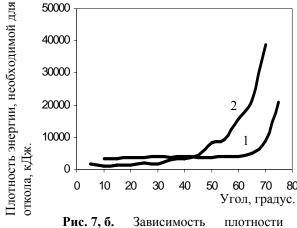


Рис. 7, б. Зависимость плотности энергии, необходимой для откола от угла α :1 – песчаник, 2 – диабаз

 $T \approx 10^{-3}$ с. Максимальное давление на внешнем контуре $p \approx 2,5S_2^0$. На рис. 7, б представлена зависимость энергии, необходимой для откола, от угла α для песчаника и диабаза. При углах α , меньших 60° , наблюдается медленный рост энергии. При углах α , больших 60° , имеет место экспоненциальный рост энергии.

На рис. 8 показана зависимость плотности энергии, необходимой для откола, от скорости нагружения для песчаника, диабаза и мрамора. На внешней границе расчетной области нагрузка менялась от $1{,}05\widetilde{S}_2^{\ 0}$ до $5\widetilde{S}_2^{\ 0}$.

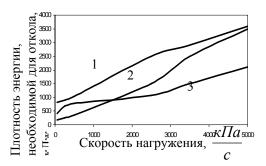


Рис. 8. Зависимость плотности энергии, необходимой для откола, от скорости нагружения: 1 – песчаник, 2 – диабаз, 3 – мрамор

выводы

Предложена схема расчета зональной дезинтеграции массива горных пород с учетом особенностей строения горной породы (дилатансии, угла внутреннего трения).

Определены условия, при которых «ложные»

контуры образуют геометрическую прогрессию со знаменателем $\sqrt{2}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке СО РАН (интеграционные проекты № 61, № 74) и проекта РФФИ (№ 09-05-327-а).

ЛИТЕРАТУРА

Bieniawsky Z.T., Denkhaus H.G., Vogler O.W. Failure of fractured rock // Int. I. Rock Mech. Sce. 1969. V. 6. № 3.

Введение в механику скальных пород. Под. ред. Х. Бока. М.: Мир. 1983. 276 с.

Гудман Р. Механика скальных пород. М.: Стройиздат. 1987. 232 с.

Коврижных А.М. О длительной прочности металлов и модели идеальной ползучести // ДАН.

Техническая физика. М.: Наука. 2008. Т. 415, № 1. С. 48-51.

Курленя М.В., Опарин В.Н. О масштабном факторе явления зональной дезинтеграции горных пород и канонических рядах атомно-ионных радиусов // ФТПРПИ. 1996. № 2.

Опарин В.Н., Тапсиев А.П., Розенбаум М.А., Рева В.Н., Бадтиев Б.П., Тропп Э.А., Чанышев А.И. Зональная дезинтеграция горных пород и ус-

- тойчивость подземных выработок. Н.: СО РАН. 2008. 300 с.
- Чанышев А.И. Построение паспортных зависимостей горных пород в допредельной и запредельной областях деформирования // ФТПРПИ. 2002. № 5.
- Чанышев А.И., Жигалкин В.М., Усольцева О.М. О построении уравнений состояния полухрупких материалов по данным двухосных испытаний //
- ФТПРПИ. 2003. № 4.
- Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курленя М.В., Опарин В.Н. Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок // ДАН СССР. 1986. Т. 289. № 5.
- Шемякин Е.И., Курленя М.В., Опарин В.Н., Рева В.Н., Розенбаум М.А. Открытие № 400 СССР. Явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок // БИ. 1992. № 1.