РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Российский фонд фундаментальных исследований

УЧРЕЖДЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Институт динамики геосфер РАН



ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Под редакцией академика РАН В.В. Адушкина и профессора Г.Г. Кочаряна

Материалы Всероссийского семинар-совещания г. Москва, 22–24 июня 2010 г.

Москва ГЕОС 2010

Р∰И

Издание осуществляется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 10-05-13400-офи_г.

Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22–24 июня 2010 г.): материалы Всероссийского семинар-совещания / Ин-т динамики геосфер РАН; под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. – М.: ГЕОС. 2010. __ с.

Громадный ущерб от природных и техногенных катастроф заставляет искать новые подходы к проблеме предсказания и предотвращения катастроф различного масштаба – от землетрясений и гигантских оползней до горных ударов и обрушений бортов карьеров. В этой связи исключительно важным является понимание того, как процессы нестабильности в геосистемах инициируются внешними воздействиями.

В Институте динамики геосфер РАН 22–24 июня 2010 г. прошел первый семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах». Предложенная тематика вызвала большой интерес. В работе семинара приняло участие свыше 60 ученых и специалистов из более чем 20 организаций, включая ИДГ РАН, ИВТАН, ИФЗ РАН, ИЗК СО РАН, НИЦ «Курчатовский институт», ЛФТИ РАН, ИФПМ СО РАН и др. В рамках семинара-совещания был рассмотрен широкий круг проблем геофизики, геомеханики, сейсмотектоники, физики, механики, а также приборнометодические вопросы. Такой подход дает возможность не ограничиваться анализом особенностей пространственно-временных закономерностей возникновения динамических событий, а исследовать физику явлений.

> © ИДГ РАН, 2010 © ГЕОС, 2010

оглавление

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
Приливная сила как триггер геофизических процессов	
в окружающей среде (В.В. Адушкин, А.А. Спивак)	8
Листаниионное инициирование линамических событий	
(Г.Г. Кочарян)	18
ВАЗВИТИЕ ТЕОВИИ ИНИНИИВОВАНИЯ ПЕФОВМАНИОНИ IV	
ПРОПЕССОВ В ГЕОСИСТЕМАХ	
$T_{} (D D (\lambda))$	22
Григтерные эффекты при образовании оползней (В.В. Абушкин)	
как электромагнитные импульсы влияют на разрывоооразование	
на разных структурно-масштаоных уровнях/физика	42
энерговоздеиствии (Л.М. Богомолов)	
Григгерные механизмы землетрясении (<i>М.Б. Гохоерг</i> ,	52
Н.И. Колосницын)	
Механика процесса изменения режима деформирования разломных	
зон динамическими воздеиствиями (1.1. Кочарян, В.К. Марков,	()
Д.В. Марков, Д.В. Павлов, Л.М. Перник)	
Миграция землетрясений как проявление волновых деформаций	- 1
твердой оболочки Земли (Е.А. Левина, Е.А. Ружич)	71
Самоорганизованная критичность и сейсмический процесс	-
(П.В. Макаров)	
Способ снятия упругой энергии для предотвращения землетрясений	~ -
(К.М. Мирзоев, А.В. Николаев, А.А. Лукк, С.Л. Юнга)	
Механика триггерного воздействия при искусственном	
провоцировании землетрясения (А.Е. Молчанов)	96
Физические процессы в теле разлома, определяющие его	
метастабильное состояние и возможность триггерного эффекта	
(Ю.Л. Ребецкий)	105
Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов	
лавинообразной релаксации метастабильных подсистем	
(М.В. Родкин)	117
Анализ триггерных сейсмических процессов при помощи методов	
нелинейной динамики (С.Б. Турунтаев, О.Ю. Мельчаева)	124
Влияние электромагнитного облучения на деформационные	
процессы в коре, релаксация напряжений, их активный	
мониторинг (Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова)	136
Сейсмичность в зонах динамического влияния разломов и ее	
триггерные механизмы (С.И. Шерман)	144

Динамика инициированного процесса деформирования	
и трещиноооразования при энерговоздействии на модельные	150
Образцы (Л.А. Абисимов, Д.А. Зеисирник, Д.И. Окунев)	137
геосреды в 2012х активных разломов на нанальных	
сталиях активных разломов на начальных	
$4 C$ Environtee $C \Gamma$ Π_{carte}	167
Неустойцирость пластического течения сыпуших сред	107
при статических нагрузках и спабых сотрясениях	
(АП Бобряков ВП Косых АВ Лубягин)	175
Численное моделирование процесса накопления межблоковых переменнений (Бидков 4 M)	183
Пондеромоторное дейстрие электромасникиого поля на среду	105
(М.Б. Гохберг, Н.И. Колосницын)	192
Тепловое действие мощного тока на флюидонасыщенные пористые среды (В.А. Зейгарник, Ю.Б. Конев, В.А. Новиков)	202
Численное и экспериментальное моделирование эффекта	
аккумулирования и высвобождения упругой энергии	
в массиве горных пород (С.В. Лавриков, О.А. Микенина,	
А.Ф. Ревуженко)	209
Экспериментальное исследование устойчивости склона в условиях	
накопления слабых возмущений (В.К. Марков, Д.В. Марков, Л.М. Перник)	219
Численное изучение особенностей эволюции геосреды на стадии	
подготовки катастрофического события (П.В. Макаров,	
Е.П. Евтушенко, И.Ю. Смолин)	224
О возможности оценки близости сдвиговых напряжений	
на активных границах раздела в блочных средах к критическому	
значению (С.Г. Псахье, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров,	
А.С. Григорьев)	230
Численное исследование формирования разрывов в геоматериалах.	
Режимы развития деформации (Ю.П. Стефанов)	
ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ	247
Приборы для исследований микросейсмического волнового поля	
в геосистемах (И.П. Башилов и др.)	
Деформационный мониторинг структурных нарушений	
массивов скальных пород и инженерных сооружений	
(Д.В. Павлов, Е.А. Виноградов)	255
Деформационный мониторинг оползневых геологических	
структур (О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева, Н.К. Розенберг,	
В.П. Передерин)	
Геодинамические явления в Воркутинском угольном бассейне	
(А.И. Гончаров, В.И. Куликов)	
Геоакустические наблюдения в скважинах на территории	
Бишкекского геодинамического полигона (А.С. Закупин)	

Комплексный мониторинг напряженно-деформированного	
состояния массива пород (А.А. Козырев, В.В. Рыбин)	
Применение сейсмоэмиссионной томографии для изучения	
геодинамически активных зон (Ю.И. Колесников, Е.А. Хогоев)	294
Межблоковые зоны земной коры: внутренняя структура	
и геофизические поля (К.Ж. Семинский, Н.О. Кожевников,	
А.В. Черемных и др.)	
Прецессия структурных блоков земной коры	
(А.А. Спивак, С.Б. Кишкина)	
Влияние электромагнитных зондирований земной коры	
на сейсмический режим территории Бишкекского	
геодинамического полигона (В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов,	
А.К. Рыбин, Н.А. Сычева)	
Солнечные вспышки, вариации уровня сейсмического шума	
и сейсмический режим Северного Тянь-Шаня (Н.А. Сычева,	
Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев)	
Аннотации на английском языке	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема зарождения и развития опасных и катастрофических процессов в геосистемах чрезвычайно широка и сложна для всестороннего исследования и обсуждения. Громадный ущерб от природных и техногенных катастроф заставляет искать новые подходы к проблеме предсказания и предотвращения катастроф различного масштаба – от землетрясений и гигантских оползней до горных ударов и обрушений бортов карьеров. В этой связи исключительно важным является понимание того, как процессы нестабильности в геосистемах инициируются внешними воздействиями. Привлекательность изучения триггерных процессов состоит, также и в том, что эти явления представляют одну из немногих возможностей установить причинно-следственные связи в геомеханике крупномасштабных объектов. Представляется, что эти исследования могут подсказать новые пути в развитии стратегии прогноза и предотвращения геокатастроф.

В Институте динамики геосфер РАН 22–24 июня 2010 г. прошел первый семинар-совещание «Триггерные процессы в геосистемах». Предложенная тематика вызвала большой интерес. В работе семинара приняло участие свыше 60 ученых и специалистов из более чем 20 организаций, включая ИДГ РАН, ИВТАН, ИФЗ РАН, ИЗК СО РАН, НИЦ «Курчатовский институт», ЛФТИ РАН, ИФПМ СО РАН и др. Было заслушано 40 устных докладов и рассмотрено 9 стендовых презентаций.

На семинаре обсуждались актуальные вопросы воздействия различных природных и антропогенных факторов на геомеханические системы, находящиеся в субкритическом состоянии. Большая часть докладов, сделанных на семинаре, представлена в настоящем сборнике трудов.

Сборник открывается обзорными статьями академика РАН В.В. Адушкина, докторами физико-математических наук А.А. Спивака и Г.Г. Кочаряна, в которых рассмотрены основные аспекты триггерных воздействий в различных областях наук о Земле – геомеханике, сейсмологии, взаимодействии геосфер.

В известной мере условно опубликованные статьи разделены на три группы не столько по предмету, сколько по методу проведения исследований. В первый раздел вошли работы развивающие теорию инициирования деформационных процессов в геосистемах. Это статьи, посвященные разработке новых моделей инициирования динамических событий (Л.М. Богомолов; Г.Г. Кочарян, В.К. Марков и др.; А.Е. Молчанов), работы, в которых исследуются связи структурно-тектонических особенностей разломных зон с пространственно-временным распределением сейсмичности (С.И. Шерман; Е.А. Левина; В.В. Ружич; Ю.Л. Ребецкий), теоретические аспекты перехода сложных систем в метастабильное состояние (П.В. Макаров, М.В. Родкин), новые подходы к обработке данных регистрации параметров сейсмичности до и после воздействия (С.Б. Турунтаев, О.Ю. Мельчаева; Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова).

Во второй раздел помещены доклады, содержащие результаты лабораторных и численных экспериментов. Это работы, посвященные исследованиям физики процесса вибрационного и электромагнитного воздействия на геосреду (А.А. Авагимов и др.; А.П. Бобряков и др.; В.А. Зейгарник и др.), статьи, посвященные численному моделированию процессов деформирования блоковых сред и трещинообразования (С.В. Астафуров и др.; А.М. Будков и др.; С.В. Лавриков и др.; П.В. Макаров и др.; С.Г. Псахье и др.; Ю.П. Стефанов), экспериментальному изучению динамики деформирования склонов (В.К. Марков и др.).

В третьем разделе помещены результаты полевых наблюдений. Здесь приводятся результаты обработки данных регистрации параметров сейсмичности на Северном Тянь-Шане (А.С. Закупин; Н.А. Сычева и др.; В.Н. Сычев и др.), примеры системы мониторинга напряженно-деформированного состояния горного массива (А.А. Козырев и В.В. Рыбин), данные инструментальных наблюдений за процессом динамического деформирования массива горных пород (Е.А. Виноградов и Д.В. Павлов), результаты деформационного мониторинга оползневых геологических структур (О.Н. Галаганов и др.), результаты разномасштабных геологогеофизических работ, направленных на исследование структуры разломных зон и ее проявлений в геофизических полях (К.Ж. Семинский и др.), новые подходы к описанию блоковых движений (С.Б. Кишкина, А.А. Спивак), влияние горных работ на наведенную сейсмичность (А.И. Гончаров, В.И. Куликов). Приведены сведения о новой аппаратуре для регистрации параметров микросейсмических колебаний (И.П. Башилов и др.), рассмотрено применение сейсмоэмиссионной томографии для изучения геодинамически активных зон (Ю.И. Колесников, Е.А. Хогоев).

В рамках семинара-совещания был рассмотрен широкий круг проблем геофизики, геомеханики, сейсмотектоники, физики, механики, а также приборнометодические вопросы. Такой подход, по нашему мнению, дает возможность не ограничиваться анализом особенностей пространственно-временных закономерностей возникновения динамических событий, как это часто бывает, а исследовать физику явлений.

В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян

ПРИЛИВНАЯ СИЛА КАК ТРИГГЕР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

В.В. Адушкин, А.А. Спивак

Институт динамики геосфер РАН, Москва

На основе результатов инструментальных наблюдений выполнен анализ временных вариаций геофизических полей на границе земная кора/атмосфера. Выделены основные периодичности и цикличности вариаций, совпадающие с соответствующими вариациями приливной силы. На основании корреляционных соотношений делается заключение о том, что основным фактором, определяющим околосуточные и двухнедельные вариации электрического поля в грунте, эманационного поля радона, уровня подземных вод и поля микросейсмических колебаний является лунно-солнечный прилив.

Введение

Гравитационное взаимодействие в системе Земля-Луна-Солнце является одним из важнейших факторов, определяющих динамические процессы в недрах Земли и ее оболочках-геосферах. Постоянно присутствующее воздействие Луны и Солнца на земную кору, следствием которого является твердый прилив, определяет не только механику ее деформирования, преобразование вещества, но также режимы геофизических полей и интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора/атмосфера [Адушкин и др., 2006; Спивак, 2010; Хаин, 2009].

Последствия твердого прилива, выраженные в виде разуплотнения вещества в приливном горбе (и, как следствие, в изменяющемся наклоне земной поверхности [Латынина и др., 1997; Спивак и др., 2009а]) вызывают преобразование структуры земной коры [Адушкин, Родионов, 2005; Локтев, 1999], вариации режима подземных вод, а также изменение физико-механических характеристик горных пород на приповерхностных участках Земли [Дьяконов, Улитин, 1982; Жамалетдинов и др., 2000; Копылова и др., 2009].

Изменение свойств (в частности, микротрещиноватости) вещества разломных зон и земной коры в целом, а также режима подземных вод в результате прилива определяет особенности геоэлектрических эффектов, проявляющихся в формировании устойчивых околосуточных вариаций поля земных токов [Кролевец, Копылова, 2003; Кугаенко, 2005; Кузнецов и др., 2004], периодичностей электрического поля в грунте в результате электрокинетического эффекта [Гохберг и др., 2007], а также в возникновении характерных периодичностей в дискретной составляющей электрического поля на приповерхностных участках земной коры [Адушкин и др., 2006; Спивак, Харламов, 2008].

Имеющиеся данные в целом свидетельствуют о заметном влиянии приливной деформации на вариации микросейсмического фона. Результаты многочисленных

измерений, выполненных на разных по своим свойствам участках земной коры, показывают, что лунно-солнечный прилив вызывает отклик поля микросейсмических колебаний в определенных частотных интервалах в виде периодических вариаций среднеквадратической амплитуды с периодами, близкими к 12 и 24 ч. [Рыкунов и др., 1979; Гордеев и др., 1995; Спивак, Кишкина, 2004]. При этом следует отметить, что сам частотный интервал, в котором наблюдается модуляция амплитуды микросейсмического фона приливом, разный для разных участков земной коры и может рассматриваться в качестве некоторой характеристики их геодинамических свойств [Спивак, Кишкина, 2004].

Значительна роль приливного фактора в интенсивности выхода подземных газов. Изменение проницаемости каналов миграции подземных газов в результате разуплотнения среды в приливной волне деформации приводит к вполне определенным периодичностям и цикличностям, например, радоновых эманаций [Спивак и др., 2009б; Уткин и др., 2008].

Многократно повторяющееся приливное лунно-солнечное возмущение литосферы следует рассматривать в виде тектонического фактора, определяющего процессы накопления деформаций и напряжений, в первую очередь – в зонах нарушения сплошности среды [Авсюк, 1996]. С этой точки зрения приливная волна деформации в среде блочно-иерархического строения не может не оказывать влияние на процессы, связанные, в частности, с подготовкой землетрясений. Имеющиеся данные свидетельствуют не только о связи частоты землетрясений (в том числе слабых) с периодичностями приливной волны деформации, но также о влиянии приливных эффектов на пространственное распределение очагов землетрясений [Николаев, 1996; Гольдин и др., 2008].

Помимо воздействия на твердые оболочки Земли приливная деформация отчетливо проявляется также в атмосферных процессах [Сидоренков, 2009] и в ряде физических процессов, определяя, например, вариации потока тепловых нейтронов из земной коры [Алексеенко и др., 2009], а также оказывает влияние на глобальные процессы: инерционные и резонансные явления в ядре Земли, процессы на границе ядро-мантия [Молоденский, 2006; Молоденский, Молоденская, 2009]. Более того, нельзя исключать геологические последствия твердого прилива. В отличие от морского прилива энергия твердоприливной деформации не рассеивается в литосфере. Это вызывает накопление напряжений в среде и влияет, таким образом, на направленность геологических процессов вследствие постоянного присутствия приливного возмущения в течение значительного периода эволюции Земли [Авсюк, 1991; Хаин, 2009; Хаин, Халилов, 2009].

Не исключается роль приливного фактора в крупномасштабных геологических процессах. Так, имеющиеся разработки [Авсюк, 1996; Гарецкий, Добролюбов, 2006 и др.] свидетельствуют о принципиальной возможности влияния приливной деформации на дрейф континентов и вариаций магнитного поля Земли.

Помимо лунно-солнечного прилива на деформацию земной поверхности и прилегающих к ней участков земной коры оказывают влияние барические вариации в атмосфере. Причем, величина регистрируемых при этом наклонов земной поверхности и оценочные значения деформации среды близки к величинам, достигаемым в приливной деформационной волне [Кармалеева, 1997; Латынина, Васильев, 2001; Любушин и др., 1992; Перцев, Ковалева, 2004; Тимофеев и др., 2001].

Следствием циклонических процессов в атмосфере и распространения атмосферных фронтов могут быть не только вариации геофизических полей, но также нарушение в ряде случаев геодинамического режима земной коры, что проявляется, прежде всего, в изменении сейсмического и гидрогеологического режимов [Адушкин и др., 2008; Гарагаш и др., 2004; Горбунова и др., 2009; Ингель, 2006; Beauduin et al., 1996; Muller, Zurn, 1983].

В настоящей работе анализируются временные вариации геофизических полей на нескольких участках земной коры, характеризующихся разной тектонической активностью, в сопоставлении с вариациями приливной силы и атмосферного давления.

Влияние приливной деформации на эманацию подземных газов

Изменение свойств среды в результате действия приливной силы (которая вызывает последовательное чередование фаз растяжения и сжатия вещества Земли) и, в первую очередь, пористости, приводит к изменениям потоков подземных газов. Действительно, многочисленные измерения эманационных характеристик, например, природного радона [Хитаров, Войтов, 1982; Спивак и др., 20096] свидетельствуют о наличии ярко выраженных периодичностей и цикличностей, характеристики которых указывают на то, что в качестве основного источника этих периодичностей допустимо рассматривать приливный фактор.



Рис. 1. Вариации объемной активности подпочвенного радона в зоне влияния глубинной разломной зоны (1) и на серединном участке структурного блока (2); *F* – вариации приливной силы

В качестве примера на рис. 1 приведены результаты регистрации объемной активности подпочвенного радона R, выполненной на одном из участков Нелидово-Рязанской тектонической структуры в период высокой стабильности метеоусловий. Видимое совпадение околосуточных и двухнедельных вариаций R и вертикальной составляющей приливной силы F на рис. 1 хорошо подтверждается наличием в спектрах пиков с соответствующими периодами, что хорошо демонстрирует рис. 2.



Рис. 2. Спектр мощности вариаций объемной активности подпочвенного радона

Обращаясь к рис. 2, следует отметить, что полусуточные и околосуточные пики не расщепляются на близкие пики, связанные известными приливными волнами, например, M_2 и S_2 и O_1 , K_1 [Мельхиор, 1968]. На графике видны обобщающие пики, что объясняется методикой регистрации, а именно: измерения методом отбора проб с глубины вследствие инерционности эманационного процесса (конечного времени подтока газа к газозаборному объему) выполнялись с периодичностью 0,5 час, что не позволяет выделять близкие по периодам спектральные пики (к примеру разность периодов волн M_2 и S_2 составляет 0,42 час, а волн O_1 и $K_1 - 1,8$ час.

Совпадение периодичностей и высокая корреляция между вариациями *R* и *F* (коэффициент ранговой корреляции Спирмена *K* составляет 0,76 при значимости не хуже 0,95) позволяет сделать практически однозначный вывод о том, что причиной наблюдаемых вариаций поля эманаций подпочвенного радона является твердый прилив.

Вариация режима подземных вод в приливных волнах

Поведение подземных вод представляет особый интерес как с точки зрения изменения свойств материала среды, так и при оценках реакции среды на слабые внешние воздействия. Имеющиеся данные [Горбунова и др., 2009; Спивак и др., 2009в] свидетельствуют о высокой чувствительности гидрогеологического режима на внешние возмущения, в частности, на приливное воздействие. В качестве примера на рис. 3 представлены совместно периодограммы уровня подземных вод в открытой скважине S_w и вариаций приливной силы S_F за период длительностью 70 сут (с 19.07.08 по 30.09.08 гг. (Геофизическая обсерватория (ГФО) «Михнево» ИДГ РАН).

Основные особенности спектра S_w связаны с присутствием характерных, ярко выраженных спектральных пиков, свидетельствующих о наличии периодичностей в вариациях уровня подземных вод. Околосуточные периодичности с периодами $T \sim 12$ и ~24 час хорошо совпадают с периодами соответствующих приливных волн (рис. 4).



Рис. 3. Периодограмма вариаций уровня подземных вод



Рис. 4. Основные околосуточные периодичности вариаций уровня подземных вод. S₂, M₂, N₂, R₁, O₁ – периоды соответствующих приливных волн [Мельхиор, 1968]

Периодичность $T \sim 14$ сут совпадает с циклической двухнедельной вариацией приливной силы. Совпадение периодичностей и высокий коэффициент корреляции $K \sim 0.73 \div 0.82$ между вариациями S_W и S_F свидетельствует о значимой роли приливных деформаций в вариациях местного гидрогеологического режима.

Отклик микросейсмических колебаний на твердый прилив

Изменение параметров фоновых микроколебаний в результате внешнего силового воздействия на среду является важным индикатором ее геодинамического со-

стояния. Периодическое изменение амплитуды приливной силы позволяет анализировать не только прямой отклик среды на изменяющееся внешнее возмущение, но также оценивать избирательность поглощающих свойств среды и добротность отдельных резонансных структур.

Результаты регистрации микросейсмических колебаний свидетельствуют о том, что корреляции между амплитудой микросейсмического фона в широком диапазоне частот и величиной приливной силы напрямую не наблюдается [Гальперин и др., 1987]. Однако для отдельных частотных интервалов ΔF , отличающихся для разных участков земной коры, такая корреляция наблюдается [Рыкунов и др., 1979; Гордеев и др., 1991; Спивак, Кишкина, 2004]. Причем, для отдельных частотных диапазонов коэффициент корреляции может достигать 0,85 (рис. 5). Здесь важно отметить, что максимумы амплитуды колебаний и приливной силы смещены относительно друг друга примерно на 4 часа (максимум отклика среды достигается в момент максимальной скорости изменения силы).

Отмеченная выше модуляция амплитуды микросейсмического фона наблюдается на большинстве участков земной коры, включая высокие широты, где приливной эффект существенно ниже [Спивак, Кишкина, 2004].



Рис. 5. Вариации амплитуды микросейсмического фона на о. Сахалин на частотах 0,3 (*a*), 5,5 (*б*) и 17 (*в*) Гц; *1* – приливная сила

На рис. 6 приведены периодограммы микросейсмического фона для сейсмической станции ГФО «Михнево», которые также свидетельствуют о наличии характерных спектральных пиков на околосуточных периодах и двухнедельном периоде.



Рис. 6. Периодограмма микросейсмического фона на сейсмической станции ГФО «Михнево» в диапазонах частот 0,1–0,5 Гц (*a*) и 6–8 Гц (*б*)

Приливная деформация сложно построенной земной коры оказывает существенное влияние на интенсивность релаксационных процессов, которая характеризуется количеством актов релаксации. На рис. 7 приведено количество микросейсмических импульсов релаксационного типа [Спивак, Кишкина, 2004] в сопоставлении с амплитудой приливной силы F. Хорошо видна значимая корреляция между интенсивностью релаксационных процессов в среде и вариациями F(K = 0,86).



Рис. 7. Количество актов релаксации N₄, электрических импульсов в грунте N_E в зоне влияния Курайской тектонической структуры (Горный Алтай). F – вертикальная составляющая приливной силы

Влияние твердого прилива на геоэлектрику

Изменение свойств среды и режимов ее деформирования неизбежно сказывается на геоэлектрике. Измерение электрического поля в грунте свидетельствует, во-первых, о том, что в зонах активных тектонических структур основной вклад в амплитуду поля вносят электрические импульсы [Hadjicontis et al., 2004; Спивак, Харламов, 2008], а, во-вторых, интенсивность их генерации определяется приливным фактором. В качестве иллюстрации на рис. 7 приведена интенсивность генерации электрических импульсов для одного из участков в зоне Курайского разлома, отличающегося современной активностью.

Помимо влияния, оказываемого на процессы генерации электрических импульсов, твердый прилив опосредованно через изменение свойств вещества определяет также величину эффективного геоэлектрического потенциала. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что основные периодичности вариаций геоэлектрического потенциала соответствуют периодам соответствующих приливных волн. В качестве примера на рис. 8 приведены данные работы [Кугаенко, 2005] в виде спектра геоэлектрического потенциала, наглядно демонстрирующего влияние приливных волн (обозначены в поле рисунка) на геоэлектрику.



Рис. 8. Осредненные спектры градиента электротеллурического потенциала

Заключение

Обзор имеющихся эмпирических данных и результатов расчетов свидетельствует о значительном влиянии лунно-солнечного прилива на изменение свойств горных пород и массивов, а также на формирование режимов геофизических полей. В связи с этим исследование приливного фактора в геодинамике приобретает особый интерес.

Работа выполнена по Программе 7 ОНЗ РАН «Внутреннее строение и физические поля Земли. Динамика взаимодействующих геосфер», при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00359).

Литература

Авсюк Ю.Н. Альтернатива спредингу // Доклады академии наук СССР. 1991. Т. 317. № 6. С. 1337–1341.

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с. Адушкин В.В., Родионов В.Н. О природе механического движения в недрах земли // Физика Земли. 2005. № 2. С. 88–91.

Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П. Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34–51.

Адушкин В.В., Локтев Д.Н., Спивак А.А. Вляиние барических возмущений атмосферы на микросейсмические процессы в земной коре // Физика земли. 2008. № 6. С. 77–85.

Алексеенко В.В., Гаврилюк Ю.М., Громушкин Д.М. и др. Связь вариаций потока тепловых нейтронов из земной коры с лунными периодами и сейсмической активностью // Физика Земли. 2009. № 8. С. 91–100.

Гальперин Е.И., Винник Л.П., Петерсен Н.В. О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы // Физика Земли. 1987. № 12. С. 102–109.

Гарагаш И.А., Ингель Л.Х., Ярошевич М.И. Об одном возможном механизме влияния атмосферных процессов на сейсмическую активность вблизи берегов океанов // Физика Земли. 2004. № 8. С. 91–96.

Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И. Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 3–13.

Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ван Рауьбеке и др. Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 4. С. 81–93.

Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г. и др. Исследование динамики вариаций уровня подземных вод под воздействием внешних факторов // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 232–244.

Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Первые результаты исследования высокочастотного сейсмического шума на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1991. № 1. С. 104–111.

Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // Доклады академии наук. 1995. Т. 340. № 3. С. 386–388.

Гохберг М.Б., Колосницын Н.И., Николаев А.И. Приливные деформации и электрокинетический эффект в двухслойной поронасыщенной среде // Физика Земли. 2007. № 8. С. 85–89.

Дьяконов Б.П., Улитин Р.В. Земные приливы и вариации физических характеристик горных пород // Доклады академии наук СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 322–325.

Жамалетдинов А.А., Митрофанов Ф.П., Токарев А.Д., Шевцов А.Н. Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры // Доклады академии наук. 2000. Т. 371. № 2. С. 235–239.

Ингель Л.Х. О механизмах генерации сейсмических сигналов при взаимодействии смерчей с поверхностью Земли // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 65–70.

Кармалеева Р.М. Некоторые результаты измерения деформаций земной поверхности в асейсмичном районе // Физика Земли. 1997. № 3. С. 32–38.

Копылова Г.Н., Горбунова Э.М., Болдина С.В., Павлов Д.В. Оценка деформационных свойств системы «пласт-скважина» на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине // Физика Земли. 2009. № 10. С. 69–78.

Кролевец А.Н., Копылова Г.Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле // Физика Земли. 2003. № 5. С. 75–84.

Кочарян Г.Г., Горбунова Э.М., Копылов Г.Н., Павлов Д.В., Свинцов И.С. Предварительные результаты прецизионных наблюдений за режимом подземных вод на территории ГФО «Михнево» // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2008. С. 52–62.

Кугаенко Ю.А. Особенности геоэлектрического отклика среды на приливное воздействие // Физика Земли. 2005. № 7. С. 65–74.

Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Курьянов Ю.А. и др. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых сред. Т. 2. М.: Вниигеосистем, 2004. 362 с.

Латынина Л.А., Боярский Э.А., Васильев И.М., Сорокин В.Л. Наклономерные наблюдения на Подмосковной станции Протвино // Физика Земли. 1997. № 11. С. 86–93.

Латынина Л.А., Васильев И.М. Деформации земной коры под влиянием атмосферного давления // Физика Земли. 2001. № 5. С. 45–54.

Локтев Д.Н. Воздействие приливных волн на деформацию блоков земной коры // Физические процессы в геосферах: их проявления и взаимодействие. М.: ИДГ РАН, 1999. С. 162–165.

Любушин А.А., Осика С.И., Пчелинцев В.А., Петухова Л.С. Анализ отклика деформаций земной коры на вариации атмосферного давления: сб. научных трудов ИДГ РАН // Физика Земли. 1992. № 2. С. 81–89.

Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.

Молоденский С.М. О влиянии океанических приливов на величину инерциальной связи жидкого ядра с мантией // Физика Земли. 2006. № 5. С. 3–8.

Молоденский С.М., Молоденская М.С. Резонанс жидкого ядра по данным приливных гравиметрических наблюдений в Талгаре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 3–8.

Николаев В.А. Связь сейсмичности с фазами кратных и разностных приливных волн // Доклады академии наук. 1996. Т. 349. № 3. С. 389–394.

Перцев Б.П., Ковалева О.В. Оценка влияния колебаний атмосферного давления на наклоны и линейные деформации земной поверхности // Физика Земли. 2004. № 8. С. 79–81.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Модуляция высокочастотных микросейсм // Доклады академии наук СССР. 1978. Т. 238. № 2. С. 303–306.

Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Физика земли. 1979. № 11. С. 72–77.

Сидоренков Н.С. Лунно-солнечные приливы как дирижеры атмосферных процессов // http://gtophyslab.srcc.msu.ru/article.php.

Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика земли. 2004. № 7. С. 35–49.

Спивак А.А., Харламов В.А. Статистические и корреляционные свойства микросейсмических и геоэлектрических импульсов в земной коре // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2008. С. 236–245.

Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Харламов В.А. Прецессия структурного блока земной коры // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 94–100.

Спивак А.А., Кожухов С.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А. Эманация радона как индикатор интенсивности межгеосферных взаимодействий на границе земная кораатмосфера // Физика Земли. 2009б. № 2. С. 34–48.

Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н. и др. Вариации геофизических полей в приповерхностной зоне континентальной земной коры в результате твердого прилива // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. С. 222–232.

Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55–66.

Тимофеев В.Ю., Яковенко В.С., Дучков А.Д. и др. Долговременные и приливные деформации по наблюдениям деформографами и наклономерами // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1650–1658.

Уткин В.И., Юрков А.К., Косякин И.И. Радон как детерминированный индикатор геодинамических процессов // Изменение окружающей среды и климата. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 303–313.

Хаин В.Е. О главных направлениях в современных науках о Земле // Вестник академии наук. 2009. Т. 79. № 1. С. 50–56.

Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

Хитаров Н.И., Войтов Г.И. Твердые приливы и дегазация Земли // Природа. 1982. ¹3. С. 6–13.

Beauduin R., Lognonne P., Montagner J.P. et al. The effects of the atmospheric pressure changes on seismic signals or haw to improve the quality of a station // Bullet. Seismol. Soc. Am. 1996. Vol. 86. No. 6. P. 1760–1769.

Hadjicontis V., Mavromatou C., Ninos D. Stress induced polarization currents and electromagnetic emission from rocks and ionic crystals, accompanying their deformation // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2004. V. 4. P. 633–639.

Muller T, Zurn W. Observation of gravity changes during the passage of cold fronts // J. Geophys. 1983. V. 53. P. 155–162.

ДИСТАНЦИОННОЕ ИНИЦИИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер РАН, Москва gevorgk@idg.chph.ras.ru

Выполненный ретроспективный анализ данных, касающихся инициирования деформационных процессов сейсмическими волнами, позволил заключить, что факты инициирования деформационных процессов в земной коре сейсмическими колебаниями малой амплитуды надежно установлены. Амплитуды волн деформаций, инициирующих динамические события, зарегистрированы в диапазоне, по крайней мере, от 100 нанострейн. Задержки между временем прихода сейсмических волн и инициированным событием изменяются от секунд до недель и более. Продолжительность динамически инициированной сейсмичности составляет, обычно, период от нескольких минут до нескольких недель. В тех случаях, где на участках, проявивших инициированную сейсмичность, проводились деформационные наблюдения, неизменно регистрировались деформации, нараставшие со скоростями на порядки превышавшими фоновые значения. Рассмотрены некоторые модели инициирования деформационных процессов.

Введение

Одной из первых экспериментальных работ, в которой было продемонстрировано влияние малых колебаний на ход процесса деформирования геоматериала, стала публикация М.А. Садовского с соавторами [Садовский и др. 1981], в которой была высказана идея о возможности «...активного вмешательства в процесс подготовки землетрясения». Хотя с тех пор появилось большое количество статей, посвященных этой тематике, проблема инициирования геодинамических процессов слабыми возмущениями является одной из наиболее дискутируемых.

Изменение напряженно-деформированного состояния, инициирующее возникновение динамической неустойчивости, зачастую связано с кратковременными, локальными флуктуациями поля напряжений либо с изменением свойств участка локализации деформаций. Источниками таких кратко- и средне-срочных локальных флуктуаций напряженного состояния могут являться деформационные процессы в соседних областях (например, другие землетрясения), приливы и океаническая нагрузка. магматические интрузии, антропогенная активность: наполнение резервуаров, горные работы, инжекция и откачка флюидов, крупные взрывы, сезонные метеорологические факторы такие как: снеговая нагрузка и пополнение водохранилищ и т.д. Если эти изменения происходят в результате некоторого детерминированного процесса, то обычно говорят о нормальной эволюции процесса деформирования рассматриваемого участка коры. В сейсмологии такой «нормальный» эволюционный процесс обычно называют сейсмическим режимом. Если же в результате некоторого более или менее кратковременного воздействия происходит событие, которое иначе не могло бы произойти или произошло бы существенно позже, то можно говорить об инициировании деформационного процесса или триггерном эффекте.

Привлекательность изучения инициированных событий состоит еще и в том, что эти явления представляют одну из немногих возможностей установить причинноследственные связи в геомеханике землетрясений. С этой точки зрения сейсмические волны, как инициирующие агенты, представляют особый интерес, поскольку их параметры обычно хорошо известны.

Некоторые экспериментальные свидетельства дистанционного инициирования деформационных процессов

Ранние публикации по динамическому инициированию были, главным образом, связаны с обсуждением возможности инициирования землетрясений ядерными взрывами [Emiliani et al., 1969; Николаев, Верещагина, 1991а,б; Тарасов, Тарасова, 1995]. Эти исследования не вызывали большого интереса, главным образом, по двум причинам – недостаточной статистической значимости и отсутствии какой бы то ни было физической модели [Richards and Exstroem, 1995].

Ситуация стала радикально меняться по мере быстрого расширения количества и качества локальных сейсмических сетей на протяжении 80–90-х годов, когда поступающих данных стало достаточно для качественной статистической обработки.

Пожалуй, первым событием, при котором было зарегистрировано совершенно очевидное изменение сейсмической активности, подтвержденное большим количеством независимых наблюдений, стало землетрясение Landers 28.06.92, (M_w = 7,3), произошедшее в Южной Калифорнии [Hill et al., 1993; Gomberg, 1996]. На отдельных участках, расположенных, по большей части к Северу от эпицентра, скорость сейсмичности возросла на расстояниях до ~1300 км (около 17 размеров источни-ка), начиная с минут и до 33 часов после главного толчка.

Оценки показывают, что во многих областях, где наблюдалось увеличение уровня сейсмичности, статическое изменение кулоновских напряжений, по-видимому, не играло никакой роли в процессе инициирования.

Наиболее крупное инициированное события с $M_w = 5,6$ произошло в Южной Неваде в 240 км от эпицентра. Большая часть землетрясений, инициированных Landers, имели $M \sim 3$ или меньше с тенденцией снижения максимальной магнитуды с увеличением расстояния от эпицентра Landers [Anderson et al., 1994].

Ярким примером является изменение сейсмичности в области Long Valley, расположенной на расстоянии свыше 400 км от эпицентра Landers. Здесь амплитуда динамических напряжений составила величину около 0,3 МПа [Hill et al., 1995]. Определенные для этого участка косейсмические статические изменения напряжений составляли величину ~ $3 \cdot 10^{-4}$ МПа, что на три порядка меньше динамических и почти на порядок меньше приливных вариаций состояния. Количество инициированных землетрясений в Long Valley, среди которых наиболее крупными являлись события M = 3,2 (~18 часов после Landers) и M =3,7 (~20 часов после Landers) изменялось со временем как $N(t) = 213(1 - e^{-t/8})$ на фоне величины 5,8 событий/день, которая наблюдалась на протяжении около 15 дней до Landers и установилась через несколько месяцев после него (рис. 1 [Hill et al., 1995]).



Рис. 1. Кумулятивное количество землетрясений в течение 1992 года в кальдере Long Valley. Пунктирная линия обозначает среднюю скорость сейсмичности 5,8 событий дн⁻¹ [Hill et al., 1995]

Практически сразу же стало понятно, что динамические напряжения сами по себе не могут объяснить пространственное распределение сейсмичности. Так, например, при близком уровне динамических напряжений в районах Little Scull Mountain и Parkfield, в первом случае наблюдалась инициированная сейсмичность, а во втором – нет. Исходя из этого, возникло предположение, что разломы, на которых происходят инициированные землетрясения, должны находиться в субкритическом, метастабильном состоянии [Gomberg, 1996]. В пользу этого свидетельствует и то обстоятельство, что все инициированные события произошли в областях повышенной фоновой сейсмичности [Spudich et al., 1995]. Многие из областей инициирования были областями геотермальной активности и/или четвертичного вулканизма [Hill et al., 1993; Gomberg, 1996].

В последнее время при анализе сейсмических данных активно используется высокочастотная фильтрация широкополосных сейсмограмм. По мнению ряда авторов, это позволяет выявить мелкие землетрясения, произошедшие в момент прохождения интенсивной поверхностной волны от крупного события [Prejean et al., 2004]. Пример подобной обработки приведен на рис. 2.



Рис. 2. Отфильтрованная фильтром нижних частот (1 Гц) вертикальная сейсмограмма перемещений, зарегистрированная широкополосным датчиком в Северной Юте на расстоянии свыше 3000 км от эпицентра землетрясения Denali Fault (03.11.2002, M_w = 7,9).

На выносках: а – группа объемных волн, b – локальное событие, наложившееся на поверхностные волны от Denali; (c-f) – локальные тектонические землетрясения [Pankow et al., 2004]

Наиболее широко зарегистрированное дистанционное динамическое инициирование произошло следом за землетрясением Denali Fault на Аляске (03.11.2002, $M_w = 7,9$). Вспышки инициированной сейсмичности были зарегистрированы, как минимум на 18 участках на расстояниях до 4000 км. Увеличение количества и повышение качества сейсмических сетей позволило собрать более полные данные об инициированной сейсмичности по сравнению с другими событиями.

В большинстве случаев начало проявления инициированных событий совпадает по времени с прохождением цуга поверхностных волн с периодами от 15 до 40 с. Землетрясения, произошедшие в течение нескольких минут, после прохождения этих волн в большинстве своем являются роями слабых (M < 2) землетрясений, хотя в ряде случаев происходят и более крупные события. Так, событие M 3,2 произошло возле северного края озера Yellowstone через 78 минут после Denali [Pankow et al., 2004], а землетрясение М 4,6 в Монтане произошло через 861 с после землетрясения Denali или через 71 с после прихода волны Релея [Husker and Brodsky, 2004].

Инициирование относительно высокочастотными объемными волнами менее эффективно на больших расстояниях, хотя несколько таких случаев известно.

За начальным всплеском триггерной сейсмичности, в более поздние моменты времени (через часы – десятки часов), происходят задержанные рои землетрясений. Так, например, в Yellowstone в течение 24 часов было зарегистрировано свыше 250 событий, причем 11 землетрясений с $M \ge 2,5$, по сравнению с девятью землетрясениями $M \ge 2,5$ за весь 2002 год до землетрясения Denali.

Распределение частот и амплитуд у инициированных событий схоже с обычно наблюдаемыми в данной местности последовательностями афтершоков землетрясений, а количество зарегистрированных событий снижается в соответствии с законом Омори [Pankow et al., 2004].

Хотя большая часть данных ассоциируется с зонами увеличенной фоновой сейсмичности, геотермальных областей и областей четвертичного и современного вулканизма, инициированная сейсмичность наблюдается в регионах с различными reологическими и тектоническими условиями. В работе [Velasco et al., 2008] приводятся сведения об увеличении триггерной сейсмичности после 15 землетрясений с магнитудой $M_{w} > 7$, которые демонстрируют широкую распространенность этого явления практически во всех регионах мира. Так, например, землетрясение 17 августа 1999 Izmit, Турция (M_w = 7,4) инициировало обширную региональную сейсмичность во многих районах континентальной Греции на расстояниях от 400 до 1000 км от эпицентра основного толчка [Brodsky et al., 2000]. Описаны данные о всплеске сейсмичности в локализованном кластере вдоль Ливано-Сирийской границы, инициированном волнами от $M_s = 7,3$ землетрясения 22.11.95 г., произошедшего в 500 км южнее [Mohamad et al., 2000]. В области Valley of Mexico обнаружено «резкое» возрастание сейсмичности следом за семью из тринадцати крупных землетрясений (М от 7,6 до 8,0) в субдукционной зоне вдоль Ю-З берега Мексики на расстояниях от $\Delta \sim 303$ км до ~ 588 км [Singh et al., 1998]. Приводятся сведения о дистанционном увеличении сейсмичности в Исландии [Arnadottir et al., 2004], на Тайване [Wen et al., 1996] и в других регионах [Velasco et al., 2008]. Неоднократно отмечалось, что в Японии фиксируется малое количество событий, которым можно было бы приписать триггерную природу. [Harrington and Brodsky, 2006] предположили, что слабая чувствительность к инициированию в этом регионе может быть результатом доминирования сжимающей тектоники или высокой интенсивности возникновения крупных событий.

Важно подчеркнуть, что в тех случаях, когда проводились деформационные наблюдения, неизменно регистрировались деформации, нараставшие со скоростями на порядки превышавшими фоновые значения. На рис. 3 для примера приведены результаты деформационных и сейсмических наблюдений на разломе Imperial Fault на расстоянии 260 км от землетрясения Hector Mine 16.10.99 ($M_w = 7,1$). По результатам измерений можно заключить, что режим деформирования резко изменился непосредственно после прихода цуга колебаний от землетрясения Hector Mine. Начало роста интенсивности микроземлетрясений отсрочено примерно на 2 часа по отношению к началу смещения по разлому Imperial, а более крупные события начались примерно через тридцать часов после главного толчка Hector Mine, приблизительно в то же время, когда возобновился заметный наклон на участке, расположенном несколько в стороне (рис. 3, d).



Рис. 3. Наклоны (a, d), вертикальное (b) и горизонтальное (c) смещения по разлому Imperial fault. Маленькие стрелки отмечают моменты слабых землетрясений, записанных на широкополосной сейсмической станции; средние – событий с M ≥ 2,5; метка О указывает на землетрясение 18 октября M 4,1. Большая стрелка H – землетрясение Hector Mine [Glowacka et al., 2002]

Одним из видов инициированной сейсмичности являются афтершоки, которые всегда сопровождают коровые землетрясения. Согласно классическим представлениям, основной причиной возникновения афтершоков является изменение статических напряжений в массиве, вызванное деформацией в очаговой области основного события. Однако в последние годы появились публикации, согласно которым пространственное распределение афтершоков соответствует скорее закономерности изменения с расстоянием от эпицентра максимальных динамических напряжений [Felzer и Brodsky, 2006; Кулюкин, 2008]. Дополнительным фактом, свидетельствующим в пользу гипотезы «динамического» инициирования афтершоков, является опубликованный недавно сопоставительный анализ афтершоковых последовательностей при обычных и «медленных» землетрясениях с близкими сейсмическими моментами, проведенный для одного и того же региона [Politz and Johnston 2006]. Из данных, приведенных в этой публикации, можно заключить, что интенсивность афтершоков, наблюдаемых после «динамических» событий, то есть землетрясений, намного выше, чем после асейсмических событий примерно с тем же сейсмическим моментом. Поскольку изменение поля статических напряжений едва ли радикально отличается для этих двух случаев, то естественно предположить существенное влияние именно сейсмических колебаний на формирование афтершоковой сейсмичности.

В отличие от хорошо известных фактов афтершоковой активности вблизи эпицентров взрывов [Адушкин, Спивак, 2007], убедительных доказательств способности сейсмических волн взрыва изменять сейсмический режим на больших расстояниях так и не было представлено.

Тем не менее, на диаграммах «частота землетрясений – время» многими авторами обнаруживается кратковременное увеличение сейсмичности после взрыва, наблюдаемое на расстояниях до 2000 км [Николаев, Верещагина, 1991а; Тарасов, Тарасова, 1995; Николаев, Верещагина, 1999 и др.]. Отмечаются особенности реакции в виде проявления некоторых максимумов активности во времени и «избирательность» воздействия по отношению к инициируемым событиям определенной магнитуды [Тарасов, Тарасова, 1995; Мирзоев и др., 2009]. Необходимо подчеркнуть, что статистическая значимость отмечаемых эффектов, как правило, крайне низка.

В недавней работе [Parsons, Velasco, 2008] выполнено прямое сопоставление последовательностей афтершоков наблюдаемых после расположенных в одном регионе землетрясений и подземных ядерных взрывов близкой магнитуды. Авторы приходят к выводу о низкой эффективности взрыва, как «инициирующего агента», по сравнению с тектоническим землетрясением, связывая это с относительно малой амплитудой низкочастотных поверхностных колебаний.

Проводится изучение динамики движений в зонах активных разломов с применением деформометрического мониторинга и проведением техногенных воздействий на разломную зону [Ружич и др., 1999; 2003; Psakhie et al., 2007, Адушкин и др., 2008]. Общим результатом экспериментов разных лет, можно считать демонстрацию возможности изменения скорости деформирования разломных зон и нарушений сплошности инженерных сооружений под воздействием низкоамплитудных динамических возмущений.

Некоторые модели, предлагаемые для объяснения дистанционного инициирования

Хотя по мере накопления экспериментального материала, в опубликованных работах появляется все больше моделей, направленных на объяснение наблюдаемых эффектов, общепризнано, что физическая природа инициирования деформационных процессов слабыми динамическими импульсами пока не ясна [Steacy et al., 2005]. В достаточной мере условно можно выделить две проблемы, которые будут стоять перед любой моделью, претендующей на описание триггерного эффекта. Во-первых, каким образом столь малые деформации с амплитудой 10⁻⁷–10⁻⁶ отн. ед. инициируют возникновение динамической неустойчивости. Во-вторых, каким образом динамически инициируемый процесс может происходить, через значительное время после прохождения возмущающего волнового пакета.

Наиболее очевидными представляются модели, в которых эффект основан на изменении напряженного состояния контакта в фазах растяжения и сжатия динамического импульса [Melosh, 1979; Кочарян, Родионов, 1988]. Появившиеся в последние годы сведения о том, что время возникновения локальных событий коррелирует с фазами растяжения в поверхностной волне [West et al., 2005], косвенно свидетельствует о возможности развития подобного сценария. Этим моделям присуща сильная зависимость наблюдаемого эффекта от амплитуды динамического импульса и «мгновенная» реакция на приложенное динамическое воздействие. Отметим, что свойства материала в некоторых модификациях этой модели [Кочарян, Федоров, 1990] эволюционируют в процессе динамического деформирования, что можно расценивать как косвенное описание эффекта задержки инициирования динамических событий по отношению к внешнему воздействию.

Происхождение эффекта «последействия» – возникновения динамических событий через довольно продолжительное время после инициирующего воздействия – вообще является довольно трудно объяснимым с точки зрения традиционных представлений. Поэтому во многих работах этому явлению уделяется повышенное внимание. «Последействие» означает, что воздействие динамической нагрузки либо должно каким-то образом инициировать (или ускорить) развивающийся во времени процесс возникновения разрушения, либо запустить некий вторичный механизм, который через некоторое время приводит к возникновению динамического разрыва.

Первый подход используется в разнообразных моделях, основанных на, зависящих от истории деформирования, фрикционных соотношениях, либо на эффектах стресс–коррозии. Во втором подходе применяются, как правило, разнообразные эффекты, связанные с флюидо-механическим взаимодействием.

В классе моделей, связанных с фрикционным разрушением, рассматривается прямое инициирование динамическими нагрузками, обеспечивающими приращение напряжений необходимое, для превышения фрикционной прочности разломов, приводящее, таким образом, к возникновению нестабильного скольжения. Поскольку использование классической Кулоновской модели не позволяет описать наблюдаемые эффекты, то для описания фрикционного взаимодействия используются модифицированные модели, учитывающие эффекты второго порядка – зависимость силы сопротивления сдвигу от времени, скорости, истории нагружения и т.д. [Gomberg, 2001; Gomberg et al., 2005 и др.]. Согласно данному подходу, при прохождении сейсмических волн на соответственно ориентированных разломах возникает нестабильность, обусловленная превышением суммой статических и динамических напряжений предела фрикционной прочности. В результате, несмотря на то, что превышение прочностного предела носит кратковременный характер, этого зачастую оказывается достаточно для возникновения эффектов зависимости сопротивления сдвигу от скорости и времени. Такие модели описывают ряд эффектов, не вытекающих из простой модели Кулона. Так, например, допускается возможность спада инициированной сейсмичности подобного закону Омори [Gomberg et al., 2005]. Одно интересное следствие трения в условно стабильном режиме состоит в том, что динамические напряжения могут временно превращать стабильное скольжение (крип) в прерывистое (стик-слип). Как обсуждено [Gomberg et al., 1997] это представляет «новую сейсмичность» в том смысле что землетрясения, генерируемые в процессе стик-слипа, могли бы и не произойти в отсутствии динамического инициирования.

Субкритический рост трещин или стресс коррозия – хорошо известный в материаловедении процесс нестабильности трещин. Скорость роста мелких трещин внутри разломной зоны постепенно растет благодаря химическим реакциям в носике между силикатной породой и водой [Atkinson, 1984]. При резком динамическом изменении напряженно-деформированного состояния в окрестности трещины, в особенности в присутствии высоких температур и флюидов, скорость роста дефекта может резко возрасти, что может привести через некоторое время к катастрофическому разрушению. Уравнения, описывающие субкритический рост трещины, математически идентичны соотношениям, применяемым для описания зависимости трения от времени, скорости и перемещения [Kanamori, Brodsky, 2004], так что получаемые эффекты также оказываются подобными.

Общим недостатком этого класса моделей является то обстоятельство, что они предполагают, что триггерные эффекты будут ограничены участками, где эффективное касательное напряжение на существующих нарушениях сплошности ниже кулоновского предела менее чем на амплитуду динамических напряжений, то есть требуют поровых давлений близких к литостатическому. В явном виде и «фрикционные» и «трещинные» модели плохо описывают часто наблюдаемые эффекты довольно длительного увеличения сейсмической активности, так что приходится предполагать наличие некоторых вспомогательных процессов таких, как локальный крип, изменение характеристик разломной зоны и т.д.

Кратковременность динамического воздействия предполагает, что долговременность генерации инициированных событий должна быть связана с изменением напряженно-деформированного состояния и характеристик зоны разлома. В серии работ, выполненных в ИДГ РАН [Кочарян и др. 2004; 2005; 2006; 2007; Будков, Кочарян, 2010], на основе результатов полевых и лабораторных экспериментов предложена модель, в которой описываются эффекты разупрочнения, деформирования и залечивания нарушений сплошности массива горных пород при воздействии динамических нагрузок.

Похожая модель рассмотрена в работе [Johnson and Jia, 2005] на основе экспериментов по исследованию отклика гранулированной среды на приложенные динамические напряжения.

[Parsons, 2005] рассмотрел модель, в которой динамические деформации могут уменьшить величину «критического перемещения» фрикционного контакта и, таким образом, облегчить возникновение разрушения.

Другой класс моделей включает в себя различные типы взаимодействия трещиноватой горной породы, содержащегося в ней флюида и динамических возмущений.

На многочисленных наблюдениях изменения флюидодинамического режима за тысячи километров от эпицентра основаны модели, в которых динамические деформации от дальнего землетрясения инициируют локальную сейсмичность через перенос флюида и изменение порового давления. Эти процессы способны изменить эффективные нормальные напряжения настолько, чтобы инициировать разрушение или асейсмический крип. Последний, в свою очередь, через некоторое время может привести к возникновению неустойчивости. В поддержку подобных моделей можно отнести то обстоятельство, что к динамическому инициированию наиболее чувствительными оказываются геотермальные и вулканические области [Brodsky et al., 1998; Hill, Prejean, 2006].

Ряд предложенных моделей основан на изменении динамическими деформациями от удаленного землетрясения проницаемости отдельных участков коры путем, например, декольматации трещин [Brodsky et al., 2003], приводя, таким образом, к перераспределению порового давления. На то, что изменения проницаемости могут быть весьма значительными, указывают опубликованные недавно результаты, где величина проницаемости пласта гранодиорита возросла в несколько раз в результате воздействия колебаний от удаленных землетрясений [Elkhoury et al., 2006]. Изменение гидравлических характеристик пласта неоднократно регистрировалось и при искусственных воздействиях колебаниями малой амплитуды [Николаев 1993; Костюченко и др., 2004].

Еще в нескольких моделях рассматриваются различные варианты событий, которые могут привести к локальному изменению напряженно-деформированного состояния коры (образование разрывов в сильно напряженной области между кровлей магматического тела и хрупкой корой [Fournier, 1999], возмущение динамическими напряжениями состояния магматических тел в коре или верхней мантии [Manga and Brodsky, 2005], увеличение порового давления в породе при всплытии пузырьков, «освобожденных» динамическим возмущением [Brodsky et al., 1998]. В таких моделях триггерная сейсмичность является вторичным результатом локально инициированной деформации, связанной с изменением состояния ближнего магматического тела.

Рассматриваются и более «экзотические» модели деформирования коры за счет процессов, инициированных сейсмическими волнами в магматических телах – магматических интрузий [Johnston et al., 2004], нарушения стабильности частично кристаллизованного магматического тела [Hill et al., 1995], стимуляции конвекции [Manga and Brodsky, 2005] и т.д.

Флюидо-механические модели неплохо объясняют задержку инициированных событий по отношению к проходящему цугу сейсмических волн, поскольку времена изменения порового давления определяются диффузионными закономерностями, то есть довольно велики.

Выигрышность флюидо-механических моделей состоит в первую очередь в том, что большая часть экспериментальных свидетельств изменения сейсмического режима получена в геотермальных областях. Последнее, однако, может быть связано и со спецификой расположения сейсмических сетей.

Выводы

Имеющийся наблюдательный материал позволяет заключить, что факты инициирования деформационных процессов в земной коре сейсмическими колебаниями малой амплитуды можно считать надежно установленными. При этом механизм инициирования деформационных процессов слабыми динамическими импульсами пока не ясен.

Судя по имеющимся данным, порог по амплитуде и частоте колебаний, инициирующих динамические события, не установлен. Хотя большинство инициированных землетрясений зарегистрировано в диапазоне максимальных амплитуд скорости смещения грунта более 0,1÷1 см/с, по некоторым сведениям колебания с амплитудой ~10 мкм/с еще обладают инициирующим потенциалом.

Часто начало проявления мелких инициированных событий совпадает по времени с прохождением цуга поверхностных волн с периодами от 15 до 40 с. Задержки между временем прихода сейсмических волн и более крупными инициированными событиями изменяются от секунд до недель и более, а продолжительность динамически инициированной сейсмичности варьируется от нескольких минут до нескольких недель.

В тех случаях, где на участках, проявивших инициированную сейсмичность, проводились деформационные наблюдения, неизменно регистрировались деформации, нараставшие со скоростями на порядки превышавшими фоновые значения. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-12023 ОФИ-м).

Литература

Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. М.: Наука. 2007. 579 с.

Адушкин В.В., Виноградов Е.А., Гончаров А.Н., Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // ДАН, 2009, т. 426, № 1. С. 98–100.

Будков А.М., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Численное моделирование процесса накопления межблоковых перемещений при низкоамплитудных динамических воздействиях // Физ. мезомех. 2010 Т. 13. № 1, с. 21–0.

Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Бенедик А.Л. и др. Опыт воздействия на трещиноватый коллектор низкоамплитудными сейсмическими колебаниями // Геоэкология, 2004. № 4, с. 367–377.

Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О природе тектонических сил // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 304–305.

Кочарян Г.Г., Федоров А.Е. Об особенностях механики сейсмического процесса в блочной геофизической среде // ДАН СССР 1990, Т. 315, № 6, с. 1345–1349.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физ. мезомех. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физ. мезомех. 2005 Т. 8. № 1. С. 23–36.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Роль нелинейных эффектов в механике накопления малых возмущений // Физ. мезомех. 2006 Т. 9. № 1. С. 5–14.

Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физ. мезомех. 2007 Т. 10 № 1, с. 5–18.

Кулюкин А.М. Динамическое инициирование деформационных процессов в массивах горных пород // Автореферат дисс.канд.физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2008. 24 с.

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли, 2009, № 10, с. 49–68.

Николаев А.В. Эффект сейсмических воздействий на залежи нефти и подземных вод // Сейсмическое вибровоздействие на нефтяную залежь. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 7–13.

Николаев А.В., Верещагина Г.М. Об инициировании землетрясений землетрясениями // ДАН СССР, 1991а, т. 318, № 2, с. 320–324.

Николаев А.В., Верещагина Г.М. Об инициировании землетрясений подземными ядерными взрывами // ДАН СССР, 19916, т. 319, № 2, с. 333–336.

Николаев А.В., Верещагина Г.М. Удаленные афтершоки землетрясений и подземных ядерных взрывов // Докл. РАН, 1999, т. 364, № 2.

Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3, с. 360–372.

Ружич В.В., Псахье С.Г., Борняков С.А., Смекалин О.П., Шилько Е.В., Черных Е.Н., Чечельницкий В.В., Астафуров С.В. Изучение влияния виброимпульсных воздействий на режим смещений в зонах сейсмоактивных разломов // Физ. Мезомех. 2003, 6, № 1, с. 41–53.

Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов И.Г. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // Физика земли. 1981, № 6, с. 32–42. Соболев Г.А., Кольцов А.В., Андреев В.О. Триггерный эффект колебаний в модели землетрясений // Докл. РАН. 1991.Т. 319. с. 337–341.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние ядерных взрывов на сейсмический режим // Докл. РАН, 1995, т. 343, № 4, с. 543–546.

Arnadottir T., Geirsson H. Einarsson P. Coseismic stress changes and crustal deformation on the Reykjanes Peninsula due to triggered earthquakes on 17 June 2000 // J. Geophys. Res., 2004, vol. 109, doi:10.1029/2004JB003130.

Atkinson B.K. Subcritical crack growth in geological materials // J. Geophys. Res. 1984, 89, p. 4077–4114.

Brodsky E., Sturtevant B., Kanamori H. Earthquakes, volcanones, and rectified diffusion // J. Geophys. Res. 1998, 103, 23827-23838.

Brodsky E.E., Karakostas V., Kanamori H. A new observation of dynamically triggered regional seismicity: earthquakes in Greece following the August, 1999, Izmit, Turkey earthquake // Geophys. Res. Lett., 2000, vol. 27, p. 2741–2744.

Brodsky E.E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga, M. 2003 A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2002JB002321.

Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C. Seismic waves increase permeability // Nature, 2006 441, p. 1135–1138.

Emiliani C., Harrison C.G.A., Swanson M. Underground nuclear explosions and the control of earthquakes // Science, 1969. V. 165, p. 255–1256.

Felzer K.R., Brodsky E.E. 2006 Evidence for dynamic aftershock triggering from earthquake densities // Nature 441, p. 735–738.

Freed A.M. 2005 Earthquake triggering by static, dynamic, and postseismic stress transfer // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 33, p. 335–367.

Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic to brittle rock in the magmatic-epithermal environment // Economic Geology, 1999, 94, p. 1193– 1211.

Glowacka E., Nava A.F., Cossio D.D., Wong V., Farfan, F. Fault slip, seismicity, and deformation in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 Hector Mine earthquake // Bull. Seismol. Soc. America, 2002, vol. 92, p. 1290–1299.

Gomberg J. Stress/strain changes and triggered seismicity following the Mw 7.3 Landers, California, earthquake // J. Geophys. Res., 1996, vol. 101, p. 751–764.

Gomberg J., Blanpied M.L., Beeler N.M. Transient triggering of near and distant earthquakes // Bull. Seismol. Soc. America 1997, 87, p. 294–309

Gomberg J. 2001 The failure of earthquake failure models. // J. Geophys. Res. Vol. 106, p. 16253–16264.

Gomberg J., P. Reasenberg, M. Cocco, and M.E. Belardinelli. A frictional population model of seismicity rate change// J. Geophys. Res., 2005, 110, B05S03, doi:10.1029/2004JB003404.

Harrington R.M., Brodsky E.E. 2006 The absence of remotely triggered seismicity in Japan // Bull. Seismol. Soc. America, Vol. 96, p. 871–878.

Hill D.P., Reasenberg P.A., Michael A., et al. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake // Science, 1993, vol. 260, p. 1617–1623.

Hill D.P., Johnston M.J.S., Langbein J.O., Bilham R. Response of Long Valley Caldera to the Mw = 7.3 Landers, California, earthquake // J. Geophys. Res., 1995, vol. 100, p. 12985–13005.

Hill D.P., Prejean S.G. 2006 Dynamic triggering // Treatise on Geophysics, vol. 4: Earthquake Seismology, 8. p. 1–52, ed. G. Schubert, El Sevier.

Husen S., Wiemer S., Smith R.B. 2004 Remotely triggered seismicity in the Yellowstone National Park region by the 2002 Mw 7.9 Denali Fault earthquake, Alaska // Bull. Seismol. Soc. Amer., vol. 94, p. S317–S331

Husker A.L., Brodsky E.E. Seismcity in Idaho and Montana triggered by the Denali Fault earthquake: a window into the geologic context for seismic triggering // Bull. Seismol. Soc. America 2004, vol. 94, p. S310–S316.

Johnson P., Jia X. 2005 Nonlinear dynamic, granular media and dynamic earthquake triggering // Nature, 437, p. 871–874.

Kanamori H., Brodsky E.E. The physics of earthquakes // Reports in Progress in Physics, 2004, 67, p. 1429–1496.

Manga M., Brodsky E.E. Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2005, vol. 34, p.v263–291.

Melosh H.J. Acoustic fluidization: A new geologic process? // J. Geophys. Res. 1979, vol. 84. p. 7513–7520.

Mohamad R., Darkal A.N., Seber D., Sandoval E., Gomez F., Barazangi M. Remote earthquake triggering along the Dead Sea Fault in Syria following the 1995 Gulf of Aqaba earthquake (Ms = 7,3) // Seismol. Res. Lett., 2000, 71, p. 47–52.

Pankow K.L., Arabasz W.J., Pechmann J.C., NavaS.J. Triggered Seismicity in Utah from the 3 November 2002 Denali Fault Earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer.; 2004; v. 94; no. 6B; p. S332–S347.

Parsons T. Significance of stress transfer in time-dependent earthquake probability calculations // J. Geophys. Res. 2005, 110, doi:10.1029/2004JB003190.

Parsons T., Velasco A.A. On near-source earthquake triggering // J. Geophys. Res., 2009, 114, B10307, doi:10.1029/2008JB006277.

Pollitz F.F., Johnston M.J.S. Direct test of static stress versus dynamic stress triggering of aftershocks // Geophys. Res. Lett. 2006, V. 33, L15318, doi:10.1029/2006GL026764.

Prejean S.G., Hill D.P., Brodsky E.E., Hough S.E., Johnston M.J.S., Malone S.D., Oppenheimer D.H., Pitt A.M., Richards-Dinger K.B. Remotely Triggered Seismicity on the United States West Coast following the Mw 7.9 Denali Fault Earthquake // Bull. Seismol. Soc. America, 2004, Vol. 94, p. S348–S359.

Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V., Popov V.L., Astafurov S.V. A new way to manage displacements in zones of active faults // Tribology International, 2007, V. 40, No. 6, p. 995–1003.

Richards P.G., Exstroem G. Earthquake activity associated with underground nuclear explosions. In: Earthquakes induced by underground nuclear explosions. // NATO ASI Series, 2. Environment – Vol. 4, Springer, 1995, p. 21–34.

Singh S.K., Anderson J.G., Rodriguez M. Triggered seismicity in the Valley of Mexico from major Mexican earthquakes // Geofiscia International, 1998, 37, p. 3–15.

Spudich P., Steck L.K., Hellweg M., Fletcher J.B., Baker L.M. 1995 Transient stresses at Parkfield, California, produced by the M 7.4 Landers earthquake of June 28, 1992: observations from the UPSAR dense seismograph array // J Geophys. Res., 100, p. 675–690.

Steacy S., Gomberg J., Cocco M. Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard // J. Geophys. Res., 2005, 110, doi:10.1029/2005JB003692.

Velasco A.A., S. Hernandez, T. Parsons, and K. Pankow (2008), The ubiquitous nature of dynamic triggering // Nat. Geosci., 1, 375–379, doi:10.1038/ngeo204.

Wen K.L., Beresnev I.A., Cheng S. Moderate-magnitude seismicity remotely triggered in the Taiwan Region by large earthquakes around the Philippine Sea Plate // Bull. Seismol. Soc. America, 1996, Vol. 86, p. 843–847.

West M., Sanchez J.J., McNutt S.R. Periodically triggered seismicity at Mount Wrangell, Alaska, after the Sumatra Earthquake // Science 2005, V. 308, p. 1144–1146.

РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОСИСТЕМАХ

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ОПОЛЗНЕЙ

В.В. Адушкин

Институт динамики геосфер РАН, Москва

В статье показана существенная роль триггерных эффектов при возникновении и развитии всей совокупности оползневых явлений. Выделены триггерные механизмы оползнеобразования с участием воды. Описаны триггерные эффекты при образовании собственно гравитационных оползней. Представлены триггерные механизмы природного и антропогенного происхождения при образовании катастрофических оползней. Отмечена разнообразная динамика развития оползней, характеризующаяся скоростями их движения от м/с до см/год. Уделено внимание процессу самопроизвольного образования оползня.

(Ключевые слова: оползень, склон, триггерный эффект, природная и техногенная катастрофа).

Введение

Склоновые процессы (оползни, обрушения, обвалы, лавины, сели) – фундаментальные природные и техногенные явления в окружающей среде, происходящие под действием гравитационных сил. Движение горных масс по склону отличается большим разнообразием [Болт и др., 1978]. Вся совокупность склоновых процессов объединяется термином «оползень», широко принятым в научной и технической литературе. Оползень – это отрыв горных масс, их разрушение и смещение вниз по склону под действием силы тяжести по одной или нескольким поверхностям скольжения. Оползни могут происходить практически на любых склонах. Они возникают в тех случаях, когда в результате действия природных факторов или техногенной деятельности силы сцепления в массиве горных пород оказываются меньше, чем сила тяжести. Снижение сил сцепления в массиве обычно происходит под действием многочисленных тригтерных эффектов, способствующих зарождению оползня, дальнейшее развитие которого происходит уже под действием гравитационных сил.

Классификация оползней

Чаще всего в роли триггера при образовании оползней выступает вода, под действием которой уменьшаются силы сцепления в массиве. Поэтому оползневые процессы по участии в них воды как триггерного механизма их возникновения подразделяют на четыре вида [Неспокойный..., 1981; Якушова, 1988].

 Собственно гравитационные оползни, которые происходят на склонах в обычных условиях, в том числе и без определяющего влияния воды, при природных процессах (землетрясения, вулканические извержения) и техногенных воздействиях (горные и строительные работы и др.).

2. Гравитационно-водные оползни образуются в основном под действием подземных вод при потере прочности массива от переувлажнения, при увеличении фильтрационного и пластового давления. К ним относятся оползни-потоки, образующиеся при насыщении грунта влагой, тиксотропном разжижении песчаноглинистых и лессовых отложений. Подобные оползни образуются также при прорыве водой вулканических кратеров, так называемые лахары.

3. Водно-гравитационные оползни образуются в условиях действия поверхностных вод в форме дождей, ливней, наводнений. В результате возникают селевые потоки, среди которых выделяются грязекаменные, водно-каменные и грязевые.

4. Подводно-гравитационные оползни на шельфе и срединно-океанических хребтах либо в виде турбидитов (отложения мутьевых потоков), либо в виде отвалов и оползней, в том числе гигантских объемов до $10^8 - 10^{11}$ м³.

Помимо важной роли воды, как одного из основных триггеров склоновых явлений при образовании собственно гравитационных оползней, можно выделить еще два больших класса триггерных механизмов: триггеры естественной природы (землетрясения и извержения вулканов) и множество триггерных эффектов техногенного происхождения.

Землетрясения как триггер оползней

Процессы образования оползней под воздействием такого триггера как землетрясение широко распространены в горных районах земного шара. В работе [Солоненко, 1979] подробно описаны основные типы сейсмических оползней и отмечены характерные особенности их образования в зависимости от геологического и тектонического строений горных склонов:

 – сейсмотектонические оползни, которые образуются в зонах активных разломов;

 – гравитационно-сейсмотектонические, образующиеся при оседании земной коры в процессе раскрытия разломов;

 – сейсмогравитационные оползни, которые образуются при обвалах склонов и срыве вершин гор;

- сбросо-оползни, образующиеся при оседании отсеченных участков склона;

- оползни соскальзывания, образующиеся при сползании пачки пластов;

 – сейсмовибрационные оползни, образующиеся в процессе сползания склонов при длительных вибрационных воздействиях;

 – сейсмогенные земляные лавины и потоки, образующиеся из рыхлых отложений на пологих склонах вплоть до углов 10–12 градусов.

В качестве характерного примера образования земляных лавин при сильном землетрясении на рис. 1 показана схема развития склоновых процессов при Хаитском землетрясении 10.07.1949 г. интенсивностью 9 баллов и магнитудой 7,5. Видно, что земляные лавины образовались на склонах вдоль долин рек на протяжении более 50 км. На основе многолетнего опыта наблюдений оползневых процессов при землетрясениях установлена зависимость характера обрушения горных склонов от интенсивности сейсмических колебаний. В общих чертах из этой зависимости следует:



Рис. 1. Схема расположения земляных лавин, вызванных Хаитским землетрясением (составлена И.Е. Губиным)

 при землетрясениях 6–7 баллов наблюдается образование отдельных оползней, осыпей на склонах, обвалы крутых склонов;

при землетрясениях 8–9 баллов образуется много оползней, иногда они возникают даже на некрутых склонах 10–30 градусов;

 – при землетрясениях 10–12 баллов происходят сильные обрушения склонов с образованием массовых оползней, возникают крупные каменные и земляные лавины.

В таблице 1 приведено несколько примеров наиболее крупных катастрофических оползней, триггером которых послужили сильные землетрясения.

Таблица 1

Оползень	Страна	Год	Объем	Интенсивность землетрясения	
Усойский	Таджикистан	1911	2,2·10 ⁹ м ³	I = 9 баллов, M = 7,4	
Хаитский	Таджикистан	1949	2,5·10 ⁸ м ³	I = 9 баллов, M = 7,5	
Мадисон	США	1959	2,24·10 ⁷ м ³	I = 10 баллов, M = 7,5	
Шерман	США, Аляска	1964	3·10 ⁷ м ³	I = 12 баллов, M = 8,75	
Уаскаран	Перу	1970	5·10 ⁷ м ³	I = 10 баллов, M = 7,75	

Примеры катастрофических сейсмооползней

Более подробное описание условий образования крупных оползней при сильных землетрясениях, в том числе из табл. 1, и многих других, включая, в частно-

сти, уникальный по своим размерам Усойский оползень, можно найти в работах [Болт и др., 1987; Хромовских, 1984]. Механизм триггерного воздействия в подобных случаях достаточно прост: потеря устойчивости из-за разрушения породы на крутых и высоких склонах сотрясательным воздействием сильных землетрясений. Заслуживает внимания другой механизм триггерного эффекта при образовании сейсмогенных оползней, когла основной причиной этого процесса является разжижение увлажненных грунтов под действием сейсмических колебаний, порожденных землетрясением. В результате разжижения прочность породы снижается и даже на склонах незначительной крутизны происходят оползневые явления. Подобный триггерный механизм образования оползня «Шарора» в Таджикистане в 1989 г. подробно проанализирован в работе [Гулакян и др., 1994], когда при воздействии землетрясения интенсивностью 7-8 баллов образовался оползень объемом 5.5 млн м³ в результате разжижения лессовых отложений на склоне крутизной 7–12 градусов. Аналогичным триггерным механизмом снижения прочностных характеристик при сейсмическом воздействии в результате разжижения грунтов объясняется образование катастрофических оползней объемами в несколько млн м³ на пологих склонах 2-4 градуса при сильных землетрясениях на Аляске в 1964 г. и в Мексике в 1960 г., а также в Китае в 1920 г., когда под массовыми оползнями из лессовых пород погибло 200 тыс. человек.

Вулканы как триггеры образования оползней

В качестве природных триггеров образования крупных оползней и каменных лавин в ряде случаев являются извержения вулканов, в частности, извержения взрывного типа. При этом выделяют три типа разрушения стратовулкана и последующего его обрушения с образованием длиннопробежных лавин [Френсис и др., 1987]:

 – взрыв вулкана и обрушение растущего купола в виде единого эксплозивного процесса;

 внедрение магмы в тело стратовулкана, его обрушение или оседание купола и последующее извержение с образованием одной или нескольких лавин из каменного материала вулканической постройки;

- обвал стратовулкана и образование «холодной» лавины.

Приведем ряд конкретных примеров крупных оползней, образовавшихся при триггерном воздействии извержений вулканов (табл. 2).

Таблица 2

Вулкан, страна	Сокомпа,	Сент-Хеленс,	Шивелуч,	Камень,	Безымянный,
	Чили	США	Россия	Россия	Россия
Объем оползня	2·10 ¹⁰ м ³	2,7·10 ⁹ м ³	1,6·10 ⁹ м ³	10 ⁹ м ³	8·10 ⁸ м ³

Примеры вулканических оползней

Триггерные механизмы техногенной природы

Очень часто оползни возникают под воздействием триггерных механизмов техногенного происхождения. В этом классе причин образования оползней выделяют
триггерные эффекты в статических условиях и триггеры динамической природы. В статических условиях оползание склонов происходит при проведении каких-либо работ на склоне или просто за счет нагружения склона постройкой здания или нескольких сооружений различного назначения, а также в тех случаях, когда производится подработка склона при строительстве железных, шоссейных дорог или происходит карстовый провал на склоне. Весьма эффективны в отношении образования оползней техногенные механизмы динамической природы, к которым относятся воздействия взрывных работ, вибрационные воздействия и ударные нагрузки. Специального внимания заслуживают триггерные механизмы возникновения оползней на бортах карьеров открытой добычи полезных ископаемых [Попов и др., 1980]

В научной литературе описано много случаев возникновения катастрофических оползней под влиянием хозяйственной деятельности человека или иными словами под воздействием триггерных механизмов техногенного происхождения [Оползни..., 1981].

Катастрофические оползни выделяются не только огромным объемом горной породы, пришедшей в движение, но и большим количеством жертв, значительным материальным ущербом. Несколько примеров наиболее крупных техногенных катастрофических оползней представлено в табл. 3.

Таблица 3

Название оползня	Страна	Объем	Природа триггера
Эльм	Швейцария	7,5 млн м ³	Добыча сланца
Франк	Канада	30 млн м ³	Добыча угля
Вайонт	Италия	360 млн м ³	Подмыв борта водохранилища
Гольдау	Швейцария	40 млн м ³	Вырубка леса
Атчинский	Узбекистан	700 млн м ³	Добыча угля

Наиболее известные катастрофические оползни

Оползень Эльм, образовавшийся в Швейцарии 10 сентября 1881 года, интересен тем, что проведенный Альбертом Хеймом анализ причины его образования считается начальным этапом научного изучения оползневых явлений [Heim, 1882]. Причиной образования этого оползня послужили работы по добыче кровельного сланца в карьере глубиной 50 м в основании горного склона высотой выше 1500 м и крутизной в среднем 45 градусов. В результате обрушения части склона до высоты около 450 м от его основания образовалась каменная лавина длиной 1,5 км, шириной 400–500 м и толщиной 15–20 м.

Оползень Франк называют великим оползнем Канады. Оползень случился 29 апреля 1903 г. по причине оседания основания склона в выработанное подземное пространство, образовавшееся в процессе добычи угля.

Оползень Вайонт произошел в Итальянских Альпах 9 октября 1963 г. Часть горного склона объемом 360 млн м³ обрушилась в водохранилище и вызвала огромную волну, которая перехлестнула бетонную плотину и распространилась вниз по реке.

Оползень Гольдау, который произошел 2 сентября 1806 г., считается самым большим оползнем в Швейцарии. В результате сильного ливня обрушился склон горы с высоты 1,5 км. Основной причиной обрушения считается интенсивная вырубка леса, которая усилила процесс эрозии и выветривания пород на склоне. Атчинский оползень, названный «оползнем века» по причине своего объема и времени существования, начал свое развитие в 1972 г. на территории Ангренского района в Узбекистане в связи с подземной газификацией угля. По причине значительного проседания дневной поверхности на огромной площади, соответствующего рельефа местности, действия ливней и наличия глинистых слоев в массиве началось движение оползня объемом 700 млн м³. После 10 лет борьбы с движением этого оползня за счет различных противооползневых мероприятий, в частности, отсыпки 25 млн м³ грунта удалось расчленить оползень на части и остановить его развитие.

Подземные ядерные взрывы как триггеры оползней

Нами были исследованы процессы обрушения горных склонов и образования оползней, когда в роли триггеров выступали подземные ядерные взрывы. В табл. 4 приведены объемы наиболее крупномасштабных оползней, образовавшихся при проведении подземных ядерных взрывов в штольнях на Новоземельском полигоне.

Таблица 4

Взрывы	B-1	A-8	A-6	A-10	A-2	A-9	A-3	A-17	A-12
Объем оползня, м ³	8·10 ⁷	$2 \cdot 10^{7}$	8·10 ⁶	5·10 ⁶	$2 \cdot 10^{6}$	5·10 ⁵	105	105	$4 \cdot 10^{4}$

Оползни на Новоземельском полигоне

Объемы возникших оползней были значительными: от 80 млн м³ до 40 тыс. м³. Крутизна склонов на участках оползней изменялась от 20–30 градусов до 50–60 градусов. Процесс образования многих из указанных в табл. 4 оползней, объемы которых превышали 1 млн м³, завершались развитием длиннопробежных каменных лавин [Адушкин, 2000; Adushkin, 2006]. Специально отметим, что оползневые явления на склонах при подземных ядерных взрывах происходили в результате так называемого сотрясательного действия взрыва в отличие от обычного на практике



Рис. 2. Оползень объемом 100 тыс. м³ при подземном ядерном взрыве в штольне А-17

направленного действия взрывов. На рис. 2 показан характерный вид оползня объемом 100 тыс. м³, возникший при подземном ядерном взрыве в штольне A-17 и не завершившийся образованием каменной лавины.

Динамика развития оползней

Таким образом, процесс образования оползней характеризуется широким набором природных и техногенных триггерных эффектов. При этом важным обстоятельством для возникновения и развития оползня является благоприятная геологическая и гидрогеологическая обстановка на склоне. Неоднородное строение массива, его блочная структура, слоистость, наличие внутренних тектонических напряжений и фильтрационные процессы способствуют реализации триггерных механизмов. От совокупности всех этих факторов и интенсивности триггера зависит процесс возникновения и динамика развития оползня. Следует выделить три типа динамических процессов при образовании оползней.

Первый тип: «мгновенное» образование оползня, когда одновременно с воздействием триггера происходит процесс оползнеобразования (очевидные примеры этого – целенаправленное разрушение и обрушение склонов взрывом, развитие склоновых процессов при землетрясениях, вулканических взрывах).

Второй тип: «движущиеся оползни», когда, однажды возникнув под действием какого-либо триггерного механизма, снизившего силы сцепления в массиве, оползень продолжает свое развитие под действием гравитационных сил, двигаясь с той или иной скоростью вниз по склону. Этот тип оползней охватывает широкий класс склоновых явлений, характеризующихся скоростями от м/с до см/год. Классификация оползней этого типа по скорости их движения представлена в табл. 5 [Оползни, 1981].

Таблица 5

Скорости движения по склону	Определение	Комментарии	
свыше 3 м/с	крайне быстрое	отвалы на склонах	
от 3 м/с до 0,3 м/мин	очень быстрое	оползни-потоки	
от 0,3 м/мин до 1,5 м/сутки	быстрое	оползни скольжения	
от 1,5 м/сутки до 1,5 м/месяц	умеренное	оползни сдвига	
от 1,5 м/месяц до 1,5 м/год	медленное	оползни	
от 1,5 м/год до 0,06 м/год	очень медленное	<>>	
менее 0,06 м/год	крайне медленное	крип	

Характерные скорости движения оползней

Третий тип: «заторможенный» оползень, когда на склоне незаметно для наблюдателя происходит самопроизвольное развитие оползня [Адушкин и др., 2000]. Такой «заторможенный» оползень наиболее опасен по сравнению с другими типами, так как происходит неожиданно. Подготовка такого оползня идет скрытно и обусловлена медленными смещениями верхних слоев склона. Можно наблюдать склоны, хранящие следы многочисленных оползней, что свидетельствует о регулярности этого процесса. Деформационный процесс, в результате которого формируется тело оползня, протекает очень медленно и сопровождается дезинтеграцией сплошной среды. Подготовка такого оползня начинается с формирования границы, отделяющей некоторый объем горной массы от массива, вблизи которой локализуется сдвиговая деформация. По мере развития этого медленного движения, близкого к крипу, внутри склона продолжается формирование указанной границы за счет накопления сдвиговой деформации под действием гравитации и наличия микротриггеров в условиях слабых, но систематических воздействий. Скорость смещения поверхности склона постепенно растет. Критическая величина этой скорости, свидетельствующая о возникновении и необратимом развитии оползня, составляет величину порядка 1-10 см/год в зависимости от состояния массива, его слоистости и блочности [Адушкин и др., 1994]. По мере увеличения деформаций и развития границы, отделяющей оползень от склона, в теле оползня начинают активно развиваться необратимые разрушительные процессы и смешения участков склона. В целях своевременного выявления опасности возникновения скрытого оползня нами разработана методика обнаружения подобных опасных оползней и предложена необходимая инструментальная регистрация медленных движений в массиве склона [Адушкин, 2009]. Следует отметить, что опасность подобных «заторможенных» оползней заключается также в том, что в процессе созревания такого оползня любое триггерное воздействие (землетрясение, взрыв, нагрузка склона и др.) может оказаться спусковым механизмом для внезапной реализации этого оползня

Заключение

Триггерные механизмы образования оползней на склонах разнообразны. Наиболее распространенными являются триггерные эффекты, связанные с воздействием воды. Именно вода, подмывая основания склонов или проникая внутрь массива, изменяет его физико-механические свойства, снижая, в частности, силы сцепления в массиве из-за увеличения влажности, порового и фильтрационного давления, становится основным фактором образования оползней. От оползней, вызванных дождями, ливнями, наводнениями страдают практически все страны. По этой причине в сотню величайших катастроф мира вошли [Сто..., 2007]:

 – оползни в Индонезии, произошедшие в июне 2006 г. в результате проливных дождей на острове Сулавеси; оползнями-потоками было смыто свыше 500 домов, погибло 226 человек, затоплено 3000 га рисовых полей и уничтожено 150 га плантаций кофе;

– оползни на севере Венесуэлы в декабре 1999 г. образовались из потоков грязи, камней, огромных валунов под действием сильного ливня на горные склоны; под селевыми лавинами погибло 30 000 человек, ранено 20 000, разрушено и смыто 100 000 домов, потеряно 300 000 га сельскохозяйственных земель.

Вслед за воздействием воды, как эффективным триггером оползнеобразования, были отмечены многочисленные триггерные эффекты, снижающие сопротивление сдвигу или увеличивающие силу сдвига, при образовании собственно гравитационных оползней. Здесь были выделены триггерные эффекты природного происхождения (землетрясения, извержения вулканов) и создаваемые антропогенной деятельностью (взрывы, вибрации, нагружения склонов весом зданий, сооружений, движение поездов, создание на склоне отвалов, возведение насыпей и т.п.). При воздействии всех этих триггерных механизмов крайне важным для условий образования оползней является исходное состояние склона, его блочная или слоистая структура, морфология склона. Существенное значение может иметь изменение состояния пород, слагающих склон, с течением времени под действием различного рода физико-химических процессов, периодического увлажнения и высыхания материала склона, постепенное разрушение цементирующих включений.

В целом оползневые процессы характеризуются огромным диапазоном объемов от единиц м³ до млрд м³ и широким набором скоростей движения по склону – от м/с до см/год. Следует отметить также многообразие видов склоновых явлений: обвалы, оползни опрокидывания, оползни скольжения и выдавливания, оползнипотоки из каменного материала или глинисто-песчаные. Широко распространены оползни сложного строения, в которых присутствуют черты различного вида оползней. Несмотря на многообразие видов оползней, наиболее распространены оползнипотоки и оползни скольжения (сдвига), которые встречаются примерно в 70–80% оползневых событий. Важнейшую роль в реализации оползневых процессов играют различного рода триггерные механизмы, начиная от влияния воды и механических воздействий и заканчивая любым минимальным воздействием для реализации скрытого или «заторможенного», но уже созревшего оползня.

Литература

Адушкин В.В., Родионов В.Н. О режиме оползней на горных склонах // Динамические процессы в геосферах : сб. научных трудов ИДГ РАН. М., 1994. 335 с.

Адушкин В.В., Родионов В.Н., Щербаков С.Г. О механизме самопроизвольного возникновения каменных лавин на горных склонах // ДАН, 2000, т. 373, № 6, с. 793–794.

Адушкин В.В. Об инициировании взрывом созидательных процессов в природе // Φ ГВ, 2000, т. 36, № 6, с. 21–30.

Адушкин В.В. О диагностике оползневой опасности // Геологические опасности: сб. Научных трудов Института экологических проблем Севера. – Архангельск. АНЦ УРО РАН, 2009, с. 34–36.

Болт Б.А., Хорн У.Л., Макдональд Г.А., Скотт Р.Ф. Геологические стихии. М.: Мир, 1987.

Гулакян Г.А., Золотарев Г.С., Зеркаль О.В., Осиюк В.А. Формирование сейсмогенных оползней в лессах плато Уртабоз (Таджикистан) // Геоэкология, 1994, № 6, с. 80–89. Неспокойный ландшафт. – М.: Мир, 1981, 188 с.

Оползни, исследование и укрепление. М.: Мир, 1981, 368 с.

Попов И.И., Окатов Р.П. Борьба с оползнями на карьерах. Москва.: Недра, 1980, 239 с.

Солоненко В.П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. – Новосибирск, изд. «Наука», 1979. 70 с.

Сто величайших катастроф мира. М.: ООО ТД, изд. «Мир книги». 2007. 208 с.

Френсис П., Селф С. Обрушение вулканов // В мире науки, 1987, № 8, с. 43–90.

Хромовских В.С. Каменный дракон. М.: Мысль, 1984. 155 с.

Якушова А.Ф. Общая геология. М.: изд МГУ, 1988, 448 с.

Heim A. Der Bergsturz von Elm. Deutch Geol. Gesell. Zeitschr, 1882, v. 34, p. 74–115.

Adushkin V.V. Mobility of rock avalanches triggered by underground nuclear explosions // Landslides from massive rock slope failure // NATO Science Series, v. 49, 2006, Springer,

p. 267–284.

КАК ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ИМПУЛЬСЫ ВЛИЯЮТ НА РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ НА РАЗНЫХ СТРУКТУРНО-МАСШТАБНЫХ УРОВНЯХ (ФИЗИКА ЭНЕРГОВОЗДЕЙСТВИЙ)

Л.М. Богомолов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Работа посвящена анализу физических механизмов возбуждения откликов акустической эмиссии (АЭ) и сейсмической активности при воздействиях на среду электромагнитных импульсов. Предложена новая модель, связывающая отклик АЭ с возбуждением упругих волн вследствие нелинейного резонансного взаимодействия, аналогичного вынужденному рассеянию Бриллюэна. Для натурного масштаба развита другая модель первичного превращения электромагнитной энергии в механическую.

Введение

Идея невзрывного, вибросейсмического либо электромагнитного инициирования слабых сейсмических событий для ускорения разрядки избыточных напряжений в геосреде и снижения риска катастрофического землетрясения приобретает все большую популярность. Определенный вклад в решение вопросов, тематически связанных с этим замыслом, может внести лабораторное моделирование процессов разрушения материалов земной коры при воздействиях импульсов физических полей (так называемых энерговоздействиях). Наблюдения влияния нестационарных физических полей на разных масштабах: от лабораторного при характерной длине 1–10 см, до натурного – километрового – взаимно дополняют друг друга [Тарасов и др., 1999; Соболев и Пономарев, 2003; Bogomolov et al., 2004]. Влияние физических полей (в частности, электроимпульсов и вибраций) на скорость роста микротрещин в образцах горных пород исследовалось, как правило, при помощи метода акустической эмиссии (АЭ). В ряде работ (обзор в [Соболев и Пономарев, 2003] был выявлен эффект прироста активности АЭ, стимулированного внешними электромагнитными полями, который свидетельствует об их влиянии на скорость трещинообразования. Такое влияние электромагнитных полей (ЭМП) определяется их взаимодействием со структурными дефектами в диэлектрических материалах (в частности, в ионных кристаллах). Взаимосвязь электрических полей, обусловленных поляризацией горных пород, с релаксационными процессами (проявлением пластичности) продемонстрирована в [Куксенко и др., 1997] для случая образцов без пьезоэлектрических свойств, находящихся при относительно небольших нагрузках.

Лабораторное моделирование воздействий ЭМП

В настоящей работе продолжено изучение особенностей откликов акустической эмиссии на импульсы ЭМП. Дополнительные воздействия импульсными полями осуществлялись в ходе сеансов при испытаниях образцов на ползучесть на бесшум-

ных реологических прессах. Методика исследования детально изложена в [Закупин и др., 2006]. Сигналы АЭ регистрировались в широком частотном диапазоне от 80 кГц до 2,5 МГц, аппаратура работала в ждущем режиме. В проведенной серии экспериментов подтвержден ранее полученный результат, что при нагрузках 70–95% от максимальных (для конкретного образца) отдельно взятый отклик не приводит к изменению деформации свыше 10⁻⁵ (то есть соответствующие изменения размеров образцов меньше микрона). В качестве примера на рис. 1 показаны отклики образцов габбро и каменной соли. При длительном воздействии с использованием в качестве источника генератора Г5-54 амплитуда напряженности электрического поля была в пределах 0,8–1,5 кВ/м, а при импульсных воздействиях конденсаторных разрядов – на порядок выше. Эксперименты с образцами каменной соли представляют особый интерес – это псевдопластичный материал, в котором заведомо отсутствуют пьезоэлектрические фракции и пленки водяного пара, существенно влияющие на поведение трещин. Случай на рис. 1в демонстрирует, что, во-первых, отклик образца каменной соли не менее контрастен, чем габбро, и, во-вторых, характеризуется режимом пропорционального, самосогласованного прироста активности слабых и сильных событий. При этом слабые события вносят основной вклад в общий прирост числа накопленных событий.

При сравнении результатов с материалами предшествующих работ [Закупин и др., 2006; Bogomolov et al., 2004] важное значение имеют примеры сходства откликов образцов каменной соли (рис. 1в) и габбро (рис. 1а), а также сходство с рассмотренными в [Закупин и др., 2006] откликами кварцита и гранита. Оказалось, что по данным АЭ геоматериалы с различными пьезоэлектрическими и реологическими свойствами сходным образом реагируют на воздействие ЭМП. Для объяснения столь нетривиального обстоятельства можно предположить, что во всех случаях под влиянием электромагнитных импульсов происходит возбуждение микроколебаний (слабых вибраций), а они уже оказывают триггерное воздействие на рост микротрещин. Действительно, эффект стимулирования АЭ слабыми низкочастотными вибрациями хорошо известен благодаря работам, где был установлен фундаментальный характер такого влияния вибраций на разных масштабах: от сантиметровых (лабораторных, [Куксенко и др., 2003; Мирзоев и др., 1991]), до километровых и более (натурных, [Мирзоев и др., 1987]). Сходство в характере откликов АЭ нагруженных образцов геоматериалов на воздействие импульсных ЭМП и вибраций демонстрирует рис. 2. По оценкам [Богомолов и др., 2001], эффект отклика активности АЭ образцов горных пород проявляется, когда амплитуда колебания давления становится порядка 10⁻⁶ от уровня главного напряжения. При воздействии высоковольтных разрядов возможность генерации колебаний с амплитудой такого порядка вытекает непосредственно из уравнений электродинамики, описывающих пондермоторные силы, действующие на диэлектрические материалы с дисперсией [Ландау и Лившиц, 1982]. Однако до настоящего времени оставался загадочным механизм возбуждения «аномальных» вибраций в сессиях с генератором Г5-54, то есть при относительно небольшой напряженности поля.

Физическая модель преобразования электромагнитной энергии

Для идентификации базового эффекта первичного возбуждения вибраций при подаче на образцы электромагнитных импульсов, важным обстоятельством является резкость изменения поля во всех случаях, когда наблюдались отклики АЭ. При по-



 (а) – образец габбро при нагрузке 92% от разрушающей и воздействии импульсов Г5-54 (параметры – 30В, 2 мкс, 90 кГц; (б) – образец габбро на ступени нагружения 98%, стрелки – серии из 10 конденсаторных разрядов с максимальным напряжением 500 В, длительностью около 1 мкс; (в) – селективная активность образца каменной соли при нагрузке 70% ог разрушающей, рассчитанная по выборкам событий с меньшей (N_w) и большей N_s амплитудами, N(t) = N_w(t) + N_s(t). Па-Рис. 1. Временные зависимости активности АЭ образцов в сессиях с подачей электроимпульсов при постоянной нагрузке. раметры: 60 В, 5 мкс, 2 кГц. Полоса на графиках а), в) указывает время воздействия импульсов генератора Г5-54



(а) – зависимость активности АЭ образца гранита в сессии с подачей прямоугольных импульсов с параметрами: амплитуда – 65 В, диительность 10 мкс, частота 50 кГц (источник – генератор Г3-112 с усилителем и выпрямителем); (б) – случай воздействия на образец каменной соли прямоугольными импульсами генератора Г5-54 с амплитудой 60 В, диительностью 5 мкс, частотой повторения – 2 кГц; (в) – зависимость активности АЭ образца гранита в ходе вибросеанса (источник вибраций – динамическая головка, частота – 1000 Гл). Период электро- либо вибровоздействий указан полосой

Рис. 2. Сравнение вариаций АЭ в сессиях дополнительными воздействиями.

44

даче прямоугольных импульсов с крутыми фронтами может проявиться такой волновой эффект, как нелинейное резонансное взаимодействие звуковых и электромагнитных волн, с резонансом на разностной частоте. Для параметров импульсов Г5-54 в экспериментах по воздействию ЭМП на образцы геоматериалов крутые фронты нарастания с длительностью менее 0.1 мкс обеспечивают возбуждение большого числа гармоник в полосе частот выше $\omega \sim 10^7$ 1/с. Среди них найдутся частоты ω_1 , ω_2 , лежащие в диапазоне 10⁷ 1/с, для которых разность $\omega_1 - \omega_2$ попадает в диапазон звуковых частот ω_s от сотен 1/с до 10³ 1/с. При таком резонансе звуковая волна с частотой $\omega_s = \omega_1 - \omega_2$ будет усиливаться. По существу, эффект является низкочастотным аналогом известного в нелинейной оптике эффекта вынужденного рассеяния Бриллюэна [Шуберт и Вильгельми, 1973] – рассеяния света на временных флуктуациях диэлектрической проницаемости, возникающих вследствие флуктуаций плотности, то есть при деформации. В нагруженных образцах при образовании микротрещин в окружающем объеме вещества, несомненно, имеют место неоднородные возмущения деформации. Если эти возмущения получают дополнительную энергию и импульс от внешнего поля, а акустическая добротность среды достаточно велика, колебания распространяются и могут оказывать триггерное влияние на рост трещины в другой области. Далее процесс повторяется и, таким образом, может произойти «саморазгон» роста микротрещин, проявляющийся в экспериментах как временный прирост активности АЭ. Для горных пород без крупных трещин добротность при атмосферном давлении О ~ 100-400, а в сжатом состоянии может достигать нескольких тысяч [Назаров и Радостин, 2007]. Фактор добротности имеет решающее значение, благодаря нему взаимодействие электромагнитных волн со звуковыми может продолжаться намного дольше времени пробега упругой волны, возникающей при образовании трещины. При этом устраняется неэффективность взаимодействия электромагнитных волн с частотой $\omega \sim 10^7 \, 1/c$ (соответствующей длине волны $\lambda =$ 2π С/ω ~ 100 м) с объектами (флуктуациями) малых размеров (от длины микротрещины порядка 10-100 мкм, до нескольких сантиметров.



Рис. 3. Аналог нелинейного трехволнового взаимодействия в классической физике: резонанс на биениях электромагнитных волн с близкими частотами ω₁, ω₂: (a) – типовая схема размещения электродов на образце; (б) – геометрия задачи с областью, где при росте трещины возникают колебания диэлектрической проницаемости. Показаны направления распространения взаимодействующих волн и усиленной звуковой волны для условного случая, когда волна с частотой ω₁ > ω₂ «идет снизу». Область сильных флуктуаций выделена эллипсом. 1, 2 – подводящие

Электроды, на которые подавались импульсы генератора Г5-54, устанавливались на противоположных боковых поверхностях испытываемого образца. При этом переходные процессы описываются как распространение двух электромагнитных волн с векторами Умова-Пойнтинга, направленными противоположно друг другу (рис. 3). В теоретической модели вынужденного рассеяния Бриллюэна [Шуберт и Вильгельми, 1973] это соответствует случаю «рассеяния назад», при котором условие усиления звуковой волны записывается в форме:

$$\omega_{\rm s} = (V_{\rm s}/C) \cdot (\omega_1 + \omega_2) \approx 2(V_{\rm s}/C)\omega_{1,2},\tag{1}$$

где V_s – скорость звуковой волны, C – скорость электромагнитных волн, для сплошной консолидированной среды обычно $V_s/C \sim 10^{-5}$. Поэтому условие (1) совместимо с требованием $\omega_s = \omega_1 - \omega_2$, если $\omega_{1,2} \sim 10^7$ 1/с, а частота звуковых волн находится в диапазоне от сотен 1/с до 10^3 1/с. При рассматриваемом классическом (неквантовом) варианте модели вынужденного рассеяния Бриллюэна макроскопическим проявлением этого эффекта, наряду с возбуждением колебаний на частоте ω_s , является различие затухания волн ω_1 , ω_2 , (см. рис. 3). Оценить амплитуду микровибраций, возникающих при вынужденном Бриллюэновском рассеянии можно при помощи следующей формулы [Шуберт и Вильгельми, 1973]:

$$\delta \sigma \approx \pi \, \varepsilon_0 \, \varepsilon_{(1)} \cdot G^2 \omega_s \cdot E_{\sim}(\omega_1, k_1) \cdot E_{\sim}(\omega_2, k_2) \,/ \, (2\rho \, V_s \, \Gamma_s), \tag{2}$$

где обозначено: ρ – плотность материала, G – упругий модуль, так что $V_s^2 \sim G/\rho$, Γ_s – коэффициент поглощения звука, выражающийся через добротность Q соотношением $\Gamma_s = \omega_s/2\pi Q$, E_{\sim} – амплитуда напряженности электрического поля в волне с указанной частотой и волновым числом k, $\varepsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \, \Phi/M$, $\varepsilon_{(1)}$ – возмущение диэлектрической проницаемости при флуктуации плотности, которое в приближении теории возмущений оценивается по формуле $\varepsilon_{(1)} \sim (d\varepsilon/d\sigma)\sigma_{\sim}$. Если для грубых оценок взять $\sigma_{\sim} \sim 0,2-0,5\sigma$ (имеем дело с окрестностью растущей трещины), то подстановка всех промежуточных соотношений в (2) приводит к выражению:

$$\delta \sigma \sim \pi^2 \cdot Q^{1/2} \cdot \varepsilon_0 \varepsilon \cdot E_{\sim}^{2}, \tag{3}$$

которое подтверждает, что в обсуждаемых экспериментах при характерных значениях $E \sim 1$ кВ/м (случай использования Г5-54) действительно могут возбуждаться колебания с амплитудой давления (напряжения) порядка 10^{-7} – 10^{-6} относительно уровня главного сжимающего напряжения. Важно отметить, что при одних и тех же величинах напряженности поля Е амплитуды колебаний напряжения на частоте ω_s оказались более чем в Q раз больше значений для плотности пондеромоторных сил в квазистационарном случае. Вышерассмотренный механизм возбуждения колебаний объясняет, в какой-то степени, сходство акустоэмиссионных откликов на действие слабых низкочастотных вибраций и на импульсы ЭМП, которое ранее отмечалось в ряде работ. Гипотеза о механизме триггерного влияния на АЭ электромагнитных импульсов через возбуждение низкочастотных вибраций выглядит как неожиданная, поскольку широко распространено представление, что реакция среды (изменение в процессе деструкции) начинается на низших масштабных уровнях, а малым размерам соответствуют более высокие частоты. Однако имеются данные об опережающем возбуждении именно низкочастотных вибраций в сессии с воздействием ЭМП. Эксперимент был проведен на гравитационно-рычажном прессе в 2008 г. с целью сравнения потока обычных сигналов АЭ (с локализацией спектра в полосе 100–500 кГц) и вариаций уровня средней амплитуды низкочастотных сигналов (так называемой геоакустической эмиссии (ГАЭ), в диапазоне частот 10^{2} – 10^{3} Гц), которые регистрировались при помощи геофона пьезоэлектрического типа, идентичного применяемому при скважинных измерениях [Гаврилов и др., 2006]. В измерительных сессиях включался либо высокочастотный, либо низкочастотный канал, во избежание взаимного влияния первичных пьезопреобразователей. Для испытанного гранитного образца при нагрузках 85–95% от разрушающей отклик активности АЭ на импульсы ЭМП (конденсаторные разряды) наступал с задержкой 600–1000 с. На рис. 4 показано изменение уровня амплитуды ГАЭ в ходе сеанса при воздействии таких же импульсов на 1–5 мин. Прирост уровня ГАЭ произошел скорее, по сравнению с характерной задержкой отклика активности высокочастотных АЭ. Но именно это следует из рассуждений о резонансном усилении низкочастотных вибраций за счет вынужденного Бриллюэновского рассеяния.



Рис. 4. Временная зависимость амплитуды низкочастотной эмиссии на различных частотах. В данном сеансе проведено 16 конденсаторных разрядов (максимальное напряжение 600 В, длительность ~ 2 мс) с равными интервалами в течение первых 5 минут. Разрыв графиков связан с паузой в регистрации, необходимой для выгрузки данных

О механизме натурных энерговоздействий ЭМП

Возможность масштабирования предложенной модели представляет интерес в связи с проблемой объяснения влияния на сейсмический режим импульсов тока, возбуждаемых в земной коре при электромагнитных зондированиях с применением мощных источников: геофизических магнитогидродинамических генераторов (МГД) [Тарасов и др., 1999; Chelidze et al., 2006] и обычных электроразведочных генераторных устройств (ЭРГУ) [Богомолов и др., 2006; Сычев и др., 2008]. Однако попытка напрямую перенести модель возбуждения колебаний на случай километровых размеров (натурного геофизического масштаба) и характерных параметров зондирующих токовых импульсов, применяемых при электромагнитных зондированиях и оценке напряженности поля *E*. Согласно [Тарасов и др., 1999; Сычев и др., 2008], при электромагнитных зондированиях напряжение с амплитудой 300–400 В подается на заземляющие электроды, разнесенные на 4 км, так что даже в ближней зоне электродов *E* $\leq 0,1$ В/м. Уменьшению напряженности поля в 10^3-10^4 раз по сравне-

нию со случаем лабораторного эксперимента соответствует уменьшение амплитуды вибраций, описываемой (1), в миллион и более раз. К тому же амплитуда тока в импульсах, генерируемых ЭРГУ, – 600 A, а длительность токового импульса 5 мс при биполярных зондированиях (в обычном режиме) и 5, 10 либо 20 мс при однополярных, экспериментальных сеансах (после которых отмечен отклик – кратковременный прирост слабой сейсмичности). Во всех режимах длительность фронта нарастания тока порядка 0,1 мс. Оценки ω_s по формуле (1) при $\omega_{1,2} \sim 10^4$ 1/с, соответствующие этой длительности фронта, дают значения $\omega_s \sim 0,1$ с⁻¹, которые находятся за пределами геоакустического и сейсмического диапазонов. Таким образом, для гипотезы о важной роли первичного возбуждения вибраций в земной коре под влиянием зондирующих импульсов необходим поиск другого механизма.

Попытаемся установить источник вибраций, принимая во внимание, что, как и в выше рассмотренном случае АЭ образцов, крутизна фронтов токового импульса – принципиальный фактор для эффекта отклика слабой сейсмичности при электромагнитных зондированиях [Богомолов и др., 2006]. Известно, что возбуждаемые в экспериментальных сеансах ЭРГУ токи концентрируются в электропроводящих каналах, роль которых играют, в основном, заполненные минерализованной водой полости трещин. Распространение мощных токовых импульсов с крутыми фронтами в трещиноватой среде при заполнении трещин водой чуть менее 100% может сопровождаться нелинейными электромеханическими эффектами переходного типа, которые ранее не рассматривались применительно к энерговоздействиям. Во-первых, это пробой на фронте нарастания тока, а точнее формирование токового канала в режиме с обострением за счет быстрого исчезновения перемычек – пузырьков насыщенного пара, разделяющих отдельные столбики проводящей жидкости (рис. 5а). Во-вторых, это быстрый разрыв жидкого проводника с образованием пузыря при прохождении фронта спадания импульса тока, рис. 5б (аналог известного эффекта взрывающейся проволочки). При вынужденном перемещении границы жидкостьпар и, тем более, раздувании/схлопывании пузыря в жидкой фазе, несомненно, возбуждаются звуковые волны. Эти волны передаются из жидкости в скелетную фазу и оказывают стимулирующее влияние на рост других трещин в окружающем объеме.



Рис. 5. Схема модели каналового механизма преобразования энергии ЭМП при зондированиях коры мощными импульсами тока в динамические возмущения.

При распространении импульса в направлении k фронты нарастания/спада амплитуды поперечной компоненты E_x опережают фронты тока J: (a) – вступление мощного импульса – формирование токового канала при слиянии жидких объемов; (б) – разрыв токового канала после прохождения импульса

Будем считать жидкость смачивающей и не слишком вязкой. Тогда при дилатансионном деформировании объема среды с полностью водозаполненной трещиной, длина которой стационарна ввиду равновесного состояния, жидкий объем может распадаться на несколько капель, способных перемещаться относительно стенок и друг относительно друга. При расширении полости трещины такой распад более вероятен, чем отрыв жидкости от поверхности трещины. И обратно, при сближении боковых поверхностей частично заполненной трещины, отдельные капли могут объединяться за счет поглощения пузыря насыщенного пара. Эти эффекты, родственные кавитации, в общем случае реализуются независимо от электромагнитных зондирований, например при динамическом воздействии волн сжатия от взрыва или удаленного землетрясения. Но при распространении мощных импульсов возникновение в жидкости новых поверхностей (пузыря) может происходить за счет электромагнитной энергии. Для этого необходимо, чтобы высвобождение энергии при угасании тока по месту разрыва проводника превысило энергетические затраты на образование новых поверхностей. Можно записать соответствующий критерий, приравнивая по порядку величины энергию образования новых поверхностей в жидкости $W_s = 2 \gamma s \delta z (\gamma - коэффициент поверхностного натяжения жидко$ сти, δz – длина сегмента, показанная на рис. 5, s – поперечный размер) и энергию тока W_b локализованную вокруг этого сегмента. В приближении телеграфного уравнения W_i выражается через погонную индуктивность L и силу тока J по формуле $W \sim L \, \delta z \cdot J^2/2$. Условие $W_I > W_S$ сводится к простому выражению

$$J \ge 2(\gamma \ s/L)^{\frac{1}{2}},\tag{4}$$

смысл которого сходен с критерием Гриффитса – разрывная неустойчивость реализуется в ослабленных местах при локализованном накоплении там достаточной энергии. В классическом случае это происходит с трещиной, а в нашем случае – в жидкой фазе в полости трещины (рис. 5б). Если выбрать для оценки $\gamma \sim 0.05$ H/м (вода при температуре 70–90 °C), $L \sim 0.01-0.1$ мГн/м, $s \sim 0.1-1$ м, то выражение (3) будет описывать минимальную для реализации эффекта амплитуду тока в одиночном канале (полости) $J \sim 50$ A, что значительно меньше величины тока зондирования (600 А). Другим эффектом, сопутствующим быстрому пробойному формированию токового канала в слабопроводящей или диэлектрической твердой среде (помимо возникновения/схлопывания пузыря) является индукционное возбуждение противо-ЭДС в окружающей канал области (рис. 5а). Аналогично, при взрывном распаде токового канала в жидкости в области возле него будет наводиться «перенапряжение» (рис. 5б). Напряженность наведенного поля может превысить амплитудное значение Е в падающей волне, и его взаимодействие с пьезоэлектрическими фракциями и сторонними зарядами в скелетном веществе является еще одним фактором, вносящим вклад в возбуждение вибраций во вмещающей среде. Таким образом, нелинейные эффекты, связанные с большой мощностью токовых импульсов и крутизной их фронтов вполне могут быть кандидатами на роль механизма, объясняющего первичное воздействие электромагнитных зондирований.

Следует отметить, что, наряду с ними, определенную роль могут играть и другие механизмы. Показательным примером может быть взаимодействие внешнего электрического поля с несобственными носителями заряда (дырочного типа), которые, согласно [Freund, 2000], возникают в магматических породах при распаде пероксидных групп под воздействием приложенного напряжения. Фактически, в работе [Freund, 2000] представлен сценарий аномальной (диссоциативной) поляризации среды, на которую обращено внимание в связи с вопросом о генерации токов и сильных электромагнитных полей при деструкции среды, то есть обратным эффектом по отношению к вышерассмотренному. В этом сценарии наиболее важно, что подвижные носители удаляются от места распада связей (вершин трещин) и распределяются по макрообъему. Их взаимодействие с импульсным ЭМП приводит к колебаниям плотности заряженных частиц, подобно хорошо известному эффекту возбуждения ионного звука в плазме переменным электрическим полем. Колебания плотности носителей заряда (дырок) передаются скелетному веществу, причем в этом случае амплитуда возмущений $\delta \sigma$ пропорциональна самой напряженности поля *E*, а не E^2 , как в случае формулы (2) или эффекта электрострикции в диэлектрических средах. Отсюда вытекает принципиальная возможность того, что такая поляризация (при которой, по выражению [Freund, 2000], диэлектрическая среда становится полупроводником) может вносить вклад в чувствительность среды к электромагнитным импульсам.

Заключение

Представлены некоторые новые результаты о вариациях активности акустической эмиссии образцов геоматериалов под влиянием электрических импульсов, отражающих кратковременный прирост числа актов возникновения и удлинения микротрещин. Предложена модель, связывающая механизм воздействия электроимпульсов на скорость трещинообразования в нагруженных образцах геоматериалов с первичным возбуждением в них низкочастотных вибраций вследствие нелинейного резонансного взаимодействия электромагнитных волн, аналогичного эффекту вынужденного рассеяния Бриллюэна. Модель устанавливает соотношение между амплитудой электрических импульсов и параметрами материала образца (акустической добротностью и диэлектрической проницаемостью), выполнение которого необходимо для появления акустомиссионного отклика при постоянной нагрузке и отсутствии макроразрушения. В рамках новой модели естественно интерпретируется то обобщение, что крутизна фронтов электромагнитных импульсов имеет принципиальное значение для генерации наблюдаемых откликов акустической эмиссии образцов геоматериалов, испытываемых при постоянной сжимающей нагрузке.

Для случая полномасштабных (натурных) энерговоздействий указано на наличие другого механизма преобразования электромагнитной энергии в динамические возмущения, которые могут давать вклад в инициирование сейсмического отклика при зондированиях земной коры сильноточными импульсами. Описывающая этот механизм простая модель позволила оценить минимальную амплитуду тока, концентрирующегося в проводящих каналах в трещиноватой водонасыщенной среде, при возбуждении и разрывах которого могут эффективно возбуждаться упругие волны. Обращено внимание на нетривиальность аналогии вариаций АЭ и сейсмической активности, вызванных воздействиями ЭМП на лабораторном и натурном масштабах: сходный сценарий (первичное возбуждение вибраций и активация эмиссионных источников низших уровней иерархии) может быть реализован различными механизмами.

Накопленные экспериментальные результаты и выдвинутые полукачественные модели свидетельствуют, что продолжение исследований триггерных эффектов ЭМП может проводиться в обычном для современной физики режиме выдвижения и экспериментальной проверки гипотез с последующим уточнением модели и т.д. Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №№ 09-05-00687а, 09-05-12059-офи м, 10-05-00 а).

Литература

Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Трапезников Ю.А. и др. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1678–1689.

Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Сычева Н.А. и др. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга. // Геофизика XXI столетия: 2005 год: сб. трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. – М.: Научный Мир. 2006. С. 317–325.

Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 52–67.

Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М. и др. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 22–33.

Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф., Пономарев А.В. Релаксация электрических полей, индуцированных механической нагрузкой в природных диэлектриках // ФТТ. 1997. Т. 39. № 7. С. 1202–1204.

Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Тилегенов К. и др. Триггерный эффект слабых вибраций в твердых телах (горных породах) // ФТТ. 2003. Т. 45. № 12. С. 2182–2186.

Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Наука. 2 изд. 1982. 620 с.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Сейсмологические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. – Душанбе: Дониш. 1987. С. 101–119.

Мирзоев К.М., Виноградов С.Д., Рузибаев 3. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // Физика Земли. 1991. № 12. С. 69–72.

Назаров В.Е., Радостин А.В. Нелинейные волновые процессы в упругих микронеоднородных средах. – Нижний Новгород: ИПФ РАН. 2007. 256 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. 270 с.

Сычев В.Н., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. и др. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: Изд. Института горного дела СО РАН. 2008. С. 179–188.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 152–160.

Шуберт М, Вильгельми Б. Введение в нелинейную оптику. – М.: Мир. 1973. 244 с. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A. et al. AE response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. N. 1. P.

65–72. *Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P.* Influence of strong electromagnetic

Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Annals of Geophysics. 2006. V. 49. N. 4/5. P. 961–975.

Freund F. Time-resolved study of charge generation and propagation in igneous rocks // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. B5. P. 11001–11020.

ТРИГГЕРНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

М.Б. Гохберг, Н.И. Колосницын Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Рассматриваются триггерные механизмы землетрясений, обусловленные различными факторами. В частности анализируются локальные землетрясения, происходящие в открытых геотермальных системах и возбуждаемые поверхностной волной от удаленных сейсмических событий. На основе флюидного механизма предлагается объяснение возрастания сейсмической активности при воздействии на среду мощными электромагнитными импульсами. Особое внимание уделяется анализу фактов корреляции отрицательных вариаций атмосферного давления и мощных землетрясений, происходящих в прибрежных с океаном регионах.

Введение

В литературе хорошо известны примеры триггерных воздействий на землетрясения, вызываемые упругой волной от удаленных сейсмических событий. Типичный пример такого воздействия приведен в работе [West et al., 2005]. Электромагнитные воздействия от пусков мощных МГД генераторов приведены в работе [Тарасов, 1997]. В настоящей работе делается попытка анализа возможных триггерных механизмов и особое внимание уделяется вариациям атмосферного давления.

Впервые на связь градиентов атмосферного давления и сейсмичности обратил внимание Сытинский А.Д. [Сытинский, 1979]. В работе [Гарагаш и др., 2004] приводятся расчеты механических нагрузок на земную кору при аномалиях атмосферного давления. Показано, что поскольку аномалии имеют достаточно протяженные размеры, возмущения давления проникают на большие глубины, сравнимые с размещением гипоцентров землетрясений. Показано также, что граница океан– суша приводит к резкому пространственному градиенту атмосферного давления, в связи с тем, что через толщу океана давление на подводную часть земной коры не передается.

В работе [Бондур и др., 2007] на примере геомеханической модели области подготовки Суматранского землетрясения и выделенной аномалии атмосферного давления по наблюдательным данным показано, что при отрицательном локальном градиенте атмосферного давления величиной менее 1%, за несколько дней до землетрясения, породы земной коры в окрестности будущего очага приближаются к пределу прочности. В то же время в рамках этой же модели при той же дополнительной разгрузке породы поверхностных участков земной коры удаляются от предела прочности по Кулон-Мору. Абсолютные значения добавочных давлений невелики и составили величины порядка 10–30 гПа.

Вышеприведенные расчеты привели авторов работы [Бондур и др., 2007] к заключению, что градиент атмосферного давления в зоне береговой линии о. Суматра мог привести к триггерному воздействию на крупнейшее за последнее время Суматранское землетрясение 26.12.2004 г. с М = 9. В настоящей работе приводятся сравнительные энергетические оценки различных известных триггерных механизмов и показывается, что для градиентов атмосферного давления характерен тот же порядок малости, как и для других триггерных механизмов.

1. Триггерное воздействие сейсмической поверхностной волны Релея

26 декабря 2004 г. на Суматре произошло землетрясение с магнитудой 9. Через час сейсмическая поверхностная волна Релея достигла Аляски, и вызвала на горе Врангель, отстоящей от Суматры на расстоянии 11 000 км, рой из 14 местных землетрясений с магнитудой 1,9 и глубиной очагов до 2 км [West et al., 2005]. Приход волны Релея и локальные землетрясения зарегистрированы сетью сейсмических станций в регионе этой горы. Наблюдавшаяся сейсмическая активность коррелирует с землетрясением в Индонезии и ее особенности указывают на триггерный механизм их происхождения.

Явления триггерной сейсмичности в вулканических и геотермальных регионах наблюдались и ранее. Первым документированным примером триггерного события было землетрясение Landers в 1992 г. с магнитудой 7,3, которое вызвало рой землетрясений в нескольких местах западных штатов США. Землетрясение Denali с магнитудой 7,9 в 2002 г. вызвало серию локальных землетрясений на расстояниях до 4000 км. На горе Врангель сейсмичность после этого землетрясения снизилась на 50% на протяжении пяти месяцев. Этот факт указывает, что открытая геотермальная система горы Врангель находится в неустойчивом равновесии.

По данным, приводимым в работе [West et al., 2005], скорость волны Релея равна U = 3,7 км/с, период T = 30 с, длина волны $\lambda = UT = 111$ км. Данные сейсмических наблюдений позволяют реконструировать волну Релея. В частности, для характерных длин затухания продольной и поперечной составляющих волны Релея, получено:

$$L_t = 20.8 \text{ Km}, L_t = 44.9 \text{ Km}.$$

Это означает, что волна распространяется в поверхностном слое земной коры толщиной 21–45 км.

Реконструкция волны Релея позволяет установить компоненты тензора напряжений в этой волне. Они определяются формулами:

$$\sigma_{xz} = 2Gu_{xz},$$

$$\sigma_{xx} = \frac{2G}{1 - 2\sigma}((1 - \sigma)u_{xx} + \sigma u_{zz}),$$

$$\sigma_{zz} = \frac{2G}{1 - 2\sigma}((1 - \sigma)u_{zz} + \sigma u_{xx}).$$
(1)

Рис. 1 демонстрирует фазовые сдвиги между величинами σ_{xx} , σ_{zz} , σ_{xz} и u_z . Напряжения σ_{xx} , σ_{zz} и вертикальное смещение u_z изменяются в фазе. Фаза сдвигового напряжения σ_{xz} сдвинута на четверть цикла (90°).

Аналогичная картина наблюдается в реальной ситуации на примере, опубликованном в работе [West et al., 2005].



Рис. 1. Напряжения σ_{xx} , σ_{zz} и вертикальное смещение u_z изменяются во времени в одной фазе. Сдвиговое напряжение σ_{xz} смещено на четверть периода. В момент, когда σ_{xz} достигает максимума все величины σ_{xy} , σ_{zz} , $u_z = 0$



Рис. 2. Локальные землетрясения возникают, когда *u*_z в волне Релея от Суматранского землетрясения проходит через нуль

В момент, когда $u_z = 0$, плотность энергии деформации волны Релея определяется только одной компонентой – σ_{xz} по формуле

$$F = (1/2) (\sigma_{xz})^2 / G.$$
 (2)

Здесь $G = 3,5 \cdot 10^{10}$ Па – модуль сдвига, $\sigma_{xz} = 2$ кПа. Полная энергия, инициирующая локальное землетрясение, равна

$$E = FV, \tag{3}$$

где объем очага V можно оценить по известной формуле [Садовский и др., 1982]

$$\lg E_L = \lg V + 2 \mathsf{V} \tag{4}$$

Поскольку энергия локального землетрясения с М = 1,9 известна

$$E_L = 4,47 \cdot 10^{14}$$
 эрг,

то по формуле (4) находим

$$V = 4.5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$$
.

Для отношения энергий, внесенной волной Релея (2,6·10⁸ эрг) и выделенной при землетрясении получаем

$$E/E_I \approx 0.6 \cdot 10^{-6}$$
. (5)

2. Электромагнитный механизм возбуждения сейсмичности

В 70–80-х годах при глубинном электрическом зондировании коры на полигонах в Средней Азии (Таджикистан, Киргизия, Южный Казахстан) мощными импульсами с помощью электрического диполя (подключенного к МГД генератору) было установлена значимая активизации местных землетрясений 8–13 классов [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 1999]. В Таджикистане на Гармском полигоне энергия в импульсе была порядка 10^7 Дж. Сейсмическая энергия землетрясений, вызванных электрическими импульсами при зондировании на этом полигоне с осадочными породами, в среднем составила $1,1\cdot10^{12}$ Дж, что на 5 порядков больше электрической энергии, вкладываемой в электрический диполь. В Киргизии и Казахстане на полигоне с кристаллическими породами при той же энергии генератора, питающего электрический диполь, сейсмическая энергия местных землетрясений составила $2,2\cdot10^{13}$ Дж, что на 6 порядков больше электрической. Однако при пересчете сейсмической энергии на единицу площади воздействие электрических импульсов на среду оказывается примерно одинаковым: $7,3\cdot10^7$ Дж/км² в Киргизии и $6,6\cdot10^7$ Дж/км² в Таджикистане.

Статистический анализ состоял в исследовании сейсмичности за один и тот же период до зондирующего импульса (ЗИ) и после него. Установлена резкая активизация сейсмичности спустя 2 суток после ЗИ, затем сейсмичность плавно спадает до уровня фона в течение 3 суток. Максимум активности превышает среднесуточное число землетрясений до ЗИ (то есть фон) более чем на 10 о. Запаздывание максимумов активизации сейсмичности наблюдалось также на Гармском полигоне после ядерных взрывов под Семипалатинском. Время запаздывания менялось в разных геологических структурах.

Большая разница (шесть порядков) между выделяемой сейсмической энергией и энергией электрических импульсов означает, что ЗИ инициируют выделение энергии, которая была уже накоплена в коре за счет других источников. ЗИ запускают триггерный процесс. Возбуждаемая ЗИ сейсмическая активность, проявляются в основном в верхнем пятикилометровом слое. Этот слой совпадает с гидростатической зоной коры, для которой характерно наличие свободной воды, заполняющей трещины, поры и полости. Можно предположить, что важную роль в реализации механизма инициирования сейсмичности электромагнитными импульсами играют ют флюиды, наличие которых порождает сейсмоэлектрический и электросейсмический эффекты. Структура коры, образуемая блоками разного масштаба, содержащими флюиды, способствует образованию на границах раздела сред двойных электрических слоев, появлению градиентов давления электрокинетической природы, создающих неустойчивое равновесное состояние. Запаздывание максимума активизации сейсмичности на несколько суток объясняется инерционностью процессов перехода системы к равновесному состоянию при появлении в ней дополнительного источника возмущения в форме ЗИ.

3. Деформации земной поверхности, вызываемые циклонами

Источником повышения сейсмической активности могут быть переменные нагрузки на поверхность Земли, вызываемые изменениями атмосферного давления в циклонах и антициклонах. Представление о величине этих деформаций можно составить на примере простейшей модели циклона в виде круга радиуса R, внутри которого действует избыточное постоянное атмосферное давление p_0 . За пределами круга избыточное давление отсутствует. Решение этой задачи (Буссинеска) известно [Ландау, Лифшиц, 1987].

Величина вертикальной деформации внутри циклона (антициклона) определяется выражением

где

$$w(r) = p_0 \theta \cdot R \cdot E(r/R), \tag{6}$$

$$\theta = \frac{\lambda + 2\mu}{\pi\mu \left(\lambda + \mu\right)}.\tag{7}$$

E(x) есть полный эллиптический интеграл 2-го рода. Деформации в горизонтальном направлении u_r , вызывающие растяжение его площади, по абсолютной величине всегда меньше вертикальных деформаций, по меньшей мере, в два-три раза в силу множителя $(\lambda + 2\mu)/\mu = 2(1 - \sigma)/(1 - 2\sigma) > 1$ и значений коэффициента Пуассона σ , заключенных в диапазоне: $0 < \sigma < 0.5$. Максимальный прогиб поверхности происходит в центре (r = 0) циклона, далее величина вертикальной деформации уменьшается, снижаясь к краю (r = R) примерно в 1,5 раза:

$$\max w = \frac{\pi}{2} p_0 \theta \cdot R, \quad r = 0.$$

$$w(R) = p_0 \theta \cdot R, \quad r = R.$$
(8)

За пределами циклона, когда $r \ge R$, в области интегрирования ($0 \le r' \le R$) отношение r'/r = t < 1. В этом случае для деформаций за пределами циклона ($r \ge R$) получаем:

$$w(r) = p_0 \theta \cdot r \cdot \left\{ E(R/r) - [1 - (R/r)^2] K(R/r) \right\}.$$
(9)

В частности, для деформаций на краю циклона (r = R) из (9) следует формула (8). На больших расстояниях ($r \ll R$) получаем

$$w(R) \cong p_0 \theta \cdot \pi R^2 / r. \tag{10}$$

Итак, для вертикальных смещений имеем

$$w(r) = \begin{cases} \mp 4\theta \ p_0 R E(r/R), & r \le R, \\ \mp 4\theta \ p_0 r \left\{ E(R/r) - (1 - (R/r)^2) K(R/r) \right\}, & r > R. \end{cases}$$
(11)

Для горизонтальных смещений (v) на поверхности (z = 0) имеем –

$$v(r) = \begin{cases} \mp \frac{p_0 r}{4\eta}, & r \le R, \\ \mp \frac{p_0}{4\eta} \frac{R^2}{r}, & r > R. \end{cases}$$
(12)

Здесь $\theta = \frac{\lambda + 2\mu}{4\pi\mu(\lambda + \mu)} = \frac{1 - \sigma^2}{\pi E}$, λ, μ – коэффициенты Ламэ, μ, E – модули сдвига и Юнга, соответственно, $\eta = \lambda + \mu = \frac{\mu}{1 - 2\sigma}$, K(x), E(x) – полные эллиптические ин-

тегралы первого и второго рода, σ – коэффициент Пуассона, $E = 2(1 + \sigma)\mu$.

Используя известные свойства эллиптических интегралов, получаем частные случаи и оценим величины деформаций, исходя из значений параметров: $\mu = 35 \cdot 10^9 \text{ Па}, \sigma = 0,25$. Имеем:

$$E = 87,5 \cdot 10^9$$
 Па, $\eta = 70 \cdot 10^9$ Па, $\theta = 3,41 \cdot 10^{-12}$ (Па)⁻¹, $R = 500$ км $= 5 \cdot 10^5$ м.

При перепаде давления в циклоне $p_0 = 1,3 \cdot 10^3$ Па (10 мм рт.ст.) получаем:

$$w(0) = 1,43 \text{ см}, w(R) = 0,91 \text{ см}, v(R) = 0,95 \text{ см}$$

Таким образом, максимальное вертикальное смещение наблюдается в центре циклона и достигает порядка 1,43 см. Максимальное горизонтальное смещение достигается на краю циклона и составляет около 1 см. Взятое избыточное (отрицательное в циклоне, положительное в антициклоне) давление $p_0 = 1,3 \cdot 10^3$ Па равно примерно 4% полного атмосферного давления. На практике перепады давления могут быть существенно выше.

Нетрудно оценить энергию деформации, вносимой циклоном (антициклоном). Плотность энергии деформации, оценивается по формуле [Ландау, Лифшиц, 1987]

$$F = G\left(u_{ik}^{2} + \frac{\sigma}{1 - 2\sigma}u_{ll}^{2}\right) = G\left(2u_{xz}^{2} + \frac{1 - \sigma}{1 - 2\sigma}\left[u_{xx}^{2} + u_{zz}^{2}\right]\right).$$
 (13)

По порядку величины имеем: $u_{xz} \sim [(w(0) - w(R)/R] = 1,04 \cdot 10^{-8}, u_{zz} \sim 1,9 \cdot 10^{-8}.$ Отсюда

$$F \sim 35 \cdot 10^9 \cdot (2,16 + 5,415) \cdot 10^{-16} = 2,65 \cdot 10^{-5} \, \text{Дж/M}^3 = 2,65 \cdot 10^2 \, \text{эрг/M}^3. \tag{14}$$

При размере аномального атмосферного давления порядка 1000 км на поверхности Земли энергия деформации практически без рассеяния реализуется на глубинах 10–100 км.

Для энергии деформации в объёме очага $V = 1 \cdot h \cdot d = 1000 \cdot 100 \cdot 10 \text{ км}^3 = 1 \cdot 10^{18} \text{ м}^3$ получаем оценку

$$\Delta W \sim 2.6 \cdot 10^{20}$$
 эрг. (15)

Данная оценка всего на 5 порядков меньше энергии, например, крупнейшего Суматранского землетрясения с магнитудой $M = 9 (2 \cdot 10^{25} \text{ эрг})$. В сейсмически неустойчивой системе энергия деформаций, вызываемая циклоном, вполне может быть триггерным механизмом.

4. Анализ состояния атмосферы по наблюдательным данным за период 2000–2010 гг. во время подготовки крупнейших землетрясений с М ≥ 7,5

За указанный период были построены графики вариаций атмосферного давления за 30 дней до и 5 дней после землетрясений практически для всех крупнейших землетрясений с М ≥ 7,5, где вблизи имелись станции наблюдений атмосферного давления. Всего было выбрано 50 случаев, из которых в 8-ми не наблюдалось градиентов атмосферного давления, либо они были слабо выражены и не превышали 3–4 мм рт. ст. В 42 случаях наблюдались градиенты атмосферного давления, величина которых представлена в таблице.

Таблица

Амплитуда, мм. рт. ст.	N случаев
4–10	24
10–20	9
>20	9

Распределение градиента атмосферного давления для землетрясений с M > 7,5

Характерный пример с отрицательным градиентом атмосферного давления представлен на рис. 3.



Рис. 3. Примеры градиентов атмосферного давления перед землетрясениями с М ≥ 7,5, зарегистрированных на 2-х ближайших к эпицентру пунктах наблюдений 16.11.2003 г. М = 7,8 Крысьи острова, Алеутские острова, Аляска 51.13°N, 178.74°E

На рис. 4 представлен пример, когда перед землетрясением имеются два отрицательных градиента атмосферного давления.



Рис. 4. Примеры вариаций атмосферного давления перед землетрясениями с М ≥ 7,5, когда имеются два отрицательных градиента 15.07.2009 г., М = 7,9 Новая Зеландия, 45.750°S, 166.577°E





Рис. 5. Динамика развития отрицательных градиентов атмосферного давления перед землетрясением 29.09.2009, M = 8,0 (15.509°S, 172.034°W) и 30.09.2009, M = 7,6 (0.725°S, 99.856°E)

На основе полученных данных построено распределение во времени числа событий с отрицательными градиентами атмосферного давления перед землетрясением с М > 7,5 (2000–2010 гг.). Максимум распределения приходится на время около 10–15 дней до землетрясения. Следует заметить, что при этом средняя длительность градиентов составляет 5–10 дней.

Динамика развития отрицательной аномалии атмосферного давления может быть продемонстрирована на примере землетрясений вблизи Индонезии и островов Самоа (рис. 5).

Видно, что аномалия зарождается за 25 дней до землетрясения вблизи г. Калькутты, затем за 15 дней до землетрясения находится в ряде станций, расположенных на территории Малой Азии, и за 5 дней перекрывает всю область Индонезийских островов, островов Самоа и частично северной Австралии. Представленные на рис. 6 два последних графика пунктов наблюдения Каобанг и Таити-Фаа характерны для десятка пунктов регистрации атмосферного давления в этом регионе. При этом в районах береговой линии островов автоматически образуется резкий пространственный градиент атмосферного давления.

Заключение

Приведенные оценки по отношениям энергии, выделяемой при землетрясении и внесенной в среду для рассмотренных выше тригтерных механизмов характеризуются примерно одной и той величиной – пять-шесть порядков. При этом сейсмические и электромагнитные механизмы относятся к сравнительно слабой сейсмичности и в настоящее время нет сведений о подобном воздействии на крупные землетрясения.

Обратимся подробнее на вариации атмосферного давления, поскольку по нашему мнению, они связаны именно с крупными землетрясениями. Анализ наблюдательных данных указывает на достаточно хорошую корреляцию предваряющих отрицательных градиентов атмосферного давления с крупнейшими землетрясениями 21-го века. Подобные градиенты атмосферного давления возникают регулярно, являются независимыми явлениями и следуют динамике физических процессов в приземной атмосфере.

В работе [Закржевская, Соболев, 2002] указывается на связь сейсмичности и магнитных бурь с внезапным началом, предваряющих сейсмические события. Вместе с тем в работах [Мустель, 1974; Пудовкин, Распопов, 1993] указывается на тот факт, что магнитная буря с внезапным началом вызывает мозаичную структуру глобальной атмосферы с большим количеством локальных градиентов. Таким образом, вероятность того, что локальный градиент атмосферного давления совпадет с зоной очага землетрясения, повышается.

Рассмотренные в настоящей статье случаи подтверждают выводы, сделанные в вышеуказанных работах. Характерные времена запаздывания землетрясений относительно градиентов атмосферного давления и длительность самих градиентов имеет порядок 10 дней. Это обстоятельство резко отличают атмосферные воздействия от сейсмических, которые имеют характерные времена порядка 1–10 секунд и определяются упругими свойствами среды.

Характерные времена порядка 10 дней никак не могут быть связаны с упругими свойствами среды, а, скорее всего, могут определяться процессами во флюидонасыщенных средах. Кроме этого необходимо учитывать инерционный характер зон подготовки крупных землетрясений, которые имеют достаточно протяженные размеры. И, наконец, в работе [Гохберг и др., 2004] показано, что даже локальные градиенты атмосферного давления с размерами порядка 100 км могут приводить к изменению свойств среды до глубин порядка 10 км, на примере геомеханической модели сейсмического кластера Чайна-Лейк в Южной Калифорнии. При этом эффективны именно отрицательные градиенты атмосферного давления, приводящие к разгрузке среды

Подобные расчеты важны при рассмотрении возможности воздействия градиентов атмосферного давления на земную кору вблизи островных дуг и изолированных островов. Таким образом, вышеприведенные наблюдательные материалы и численные оценки говорят о возможности рассматривать градиенты атмосферного давления как триггерные воздействия при крупных сейсмических событиях.

Авторы выражают благодарность д.ф.-м.н. Г.Г. Кочаряну за конструктивные замечания и студентке МГУ С.П. Бортниковой за подборку наблюдательных материалов.

Литература

Бондур В., Гарагаш И., Гохберг М., Лапшин В., Нечаев Ю., Стеблов Г., Шалимов С. Геомеханические модели и ионосферные вариации, ассоциированные с сильными землетрясениями под действием слабых градиентов атмосферного давления // Докл. РАН. 2007. Т. 414. N 4. C. 540–543.

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.

Гарагаш И.А., Ингель Л.Х., Ярошевич М.И. Об одном возможном механизме влияния атмосферных процессов на сейсмическую активность вблизи берегов океанов // Физика Земли, 2004, № 8, с. 91–96.

Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А., Юнга С.Л. Геомеханическая модель сейсмического кластера «Чайна-Лейк» Южной Калифорнии // В кн.: Исследования в области геофизики. К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О. Ю. Шмидта. – М.: ОИФЗ РАН, 2004, с. 90–98.

Закржевская Н.Л., Соболев Г.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Ландау Л.Д., Лифииц Е.М. «Теория упругости». – М.: Наука, 1987.

Мустель Э.Р. Современное состояние вопроса о реальности корпускулярноатмосферных связей // Солнечно-атмосферные связи в теориях климата и прогноза погоды. Л.: Гидрометеоиздат. 1974. С. 7–18.

Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды. М.: 1981.

Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды: дополнительные главы. М.: 1986

Пудовкин М.И., Располов О.М. Физический механизм воздействия солнечной активности и других геофизических факторов на состояние нижней атмосферы, метеопараметры и климат // УФН. 1993. Т. 163. № 7. С. 113.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойствах дискретности горных пород // Физика Земли, 1982, № 2, С. 3–18.

Сытинский А.Д. Об одном солнечно-атмосферном эффекте во время сильных землетрясений // Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1337–1340.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 545–545.

Тарасов Н.Т., Н.В. Тарасова, А.А. Авагимов, В.А.Зейгарник. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология, 1999, № 4-5, с. 152–160.

West M., J.J. Sanchez, S.R. McNutt: «Periodically Triggered Seismicity at Mount Wrangell, Alaska, After the Sumatra Earthquake»; Science, vol. 308, p. 1144–1146, 2005.

МЕХАНИКА ПРОЦЕССА ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ДИНАМИЧЕСКИМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ

Г.Г. Кочарян, В.К. Марков, Д.В. Марков, Д.В. Павлов, Л.М. Перник

Институт динамики геосфер РАН, Москва gevorgk@idg.chph.ras.ru

Рассмотрена возможность реализации двух механизмов, которые могут привести к изменению режима деформирования разломной зоны под действием динамических напряжений малой амплитуды. Первый из них связан с возникновением остаточных деформаций при динамическом деформировании напряженного контакта между блоками. Второй обусловлен перераспределением порового давления при декольматации трещин, блокированных коллоидными пленками алюмосиликатов. Показано, что для процессов с обострением, общим эффектом, судя по всему, является постепенное накопление малых возмущений, приводящее на определенной стадии к возникновению неустойчивости. Важный вклад в триггерный эффект вносит медленный крип значительной амплитуды и длительности, который инициируется динамическим импульсным воздействием на разломную зону. Воздействие низкочастотных сейсмических колебаний может оказаться эффективным механизмом изменения флюидодинамического режима разломной зоны и, как следствие, локального перераспределения порового давления.

Введение

Разломные зоны представляют собой довольно узкие участки пространственной локализации процессов различного генезиса – интенсивных деформаций, массопереноса, вариаций тепловых и электромагнитных полей и т.д. Хорошо, например, известно, что скорость деформации в разломных зонах существенно выше, чем во внутренних областях блоков [Кузьмин, 2002]. Важнейшим свойством разломных зон, отличающим их от большинства других областей земной коры, является быстрая, по сравнению с вмещающим массивом, эволюция их геометрии, механических характеристик и реологических свойств. При этом «быстрыми», по отношению к геологическим временам, являются и отрезок времени в первые секунды, в течение которых происходит динамическая подвижка по разлому, и столетия, за которые может происходить фактическое восстановление сплошности крупных разрывов [Ружич и др., 1990].

Одним из ярких квазидинамических проявлений изменения режима деформирования межблоковых границ является кратковременное изменение сейсмического режима, связанное с прохождением сейсмических волн от удаленных событий. Хотя за последние 10–15 лет значительно увеличилось количество прямых экспериментальных доказательств этого явления, общепризнано, что физическая природа инициирования деформационных процессов слабыми динамическими импульсами пока не ясна.

Понятно, что инициирование динамического события может произойти лишь в «подготовленной» области, где некоторый управляющий параметр близок к своему критическому значению. При этом на заключительном этапе изменение скорости процесса может происходить без каких-либо явных внешних воздействий за счет потенциала постепенно накопленного на стабильной стадии. Исследование триггерных эффектов во многом сводится именно к построению моделей перехода от стабильного режима в режим с обострением. При этом собственно динамика протекания последнего не входит в круг рассматриваемых вопросов.

Анализ показывает, что инициирующее действие в ближней зоне взрывов и землетрясений связано, главным образом, с наведенными деформациями, локализованными на межблоковых границах. Это означает, что при построении модели явления необходимо учитывать специфическую реологию нарушений сплошности массива горных пород [Кочарян, Спивак, 2003]. В тоже время, на больших расстояниях инициирование происходит, в основном, при воздействии низкочастотными поверхностными волнами [Hill, Prejan, 2008]. Это приводит к заключению о важной роли флюидодинамических эффектов.

В настоящей работе на основе результатов лабораторных и полевых экспериментов мы рассматриваем возможность реализации двух разных механизмов, которые могут привести к изменению режима деформирования разломной зоны под действием динамических напряжений малой амплитуды. Первый из них связан с возникновением остаточных деформаций при динамическом деформировании напряженного контакта между блоками. Второй обусловлен перераспределением порового давления при декольматации трещин, блокированных коллоидными пленками алюмосиликатов.

Накопление остаточных деформаций

В лабораторных экспериментах, в которых рассматривается влияние вибраций или электромагнитных импульсов на процесс выделения накопленной энергии деформирования, обычно исследуются множественные акты микроразрушений, например акустическая эмиссия [Соболев, Пономарев, 2003; Трапезников и др., 2000; Savage, Marone, 2007]. При этом методика проведения экспериментов не позволяет исследовать динамику отдельных актов перехода микротрещин или контактов между блоками в неустойчивое состояние, Это, с нашей точки зрения, не позволяет продвинуться дальше выявления статистических закономерностей в направлении создания механической модели триггерного инициирования.

В ИДГ РАН в последние годы проведен крупный комплекс лабораторных и полевых экспериментальных исследований направленных именно на изучение процесса деформирования напряженных трещин и разломов низкоамплитудными динамическими импульсами. Методика и результаты лабораторных экспериментов и инструментальных полевых наблюдений опубликованы во многих работах [Кочарян и др. 2004; 2005; 2006; 2007 и др.]. Поэтому, не рассматривая конкретные экспериментальные данные, опубликованные в оригинальных цитируемых работах, в настоящей статье мы сформулируем некоторое обобщение этих результатов в виде элементов феноменологической модели явления.

1. Из-за нелинейности соотношений «напряжение–деформация», динамическое воздействие приводит к возникновению остаточных перемещений берегов при условии, что трещина или разлом нагружены полем квазистатических напряжений [Кочарян и др., 2004].

При отсутствии постоянного касательного к плоскости разлома усилия, прохождение колебаний практически не вызывает возникновения остаточных смещений. По мере роста деформации сдвиговая жесткость трещины при нагружении постепенно снижается, а ниспадающие участки диаграмм (ветви разгрузки) имеют один и тот же наклон, соответствующий величине слвиговой жесткости контакта при малых деформациях. Подчеркнем, что жесткость динамической разгрузки контакта остается неизменной при разном уровне воздействия на контакт. Из-за такой реологии, при наличии даже небольшого сдвигающего напряжения, отчетливо наблюдается процесс неупругого смещения вдоль нарушения сплошности. По мере роста сдвигового напряжения величина остаточного перемещения, инициируемого одним и тем же импульсом, увеличивается вплоть до начала безостановочного скольжения. Режим скоростного разупрочнения наступает после того, как напряженнодеформированное состояние контакта достигнет «спадающей ветви» реологической зависимости. Подчеркнем, что предельное состояние может быть достигнуто при напряжениях F_s заметно меньших, чем максимальная прочность контакта F_n . Знак остаточного перемещения не зависит от направления распространения волны и совпадает с направлением приложенной сдвиговой нагрузки. Величина «критического смещения» D_c – межблокового перемещения, при котором наблюдается динамический срыв - не зависит от амплитуды воздействия, а определяется лишь свойствами контакта и его напряженно-деформированным состоянием – величиной отношения F./F...

2. Кратковременное динамическое воздействие в напряженной блочной среде инициирует медленный деформационный процесс, вклад которого в интегральную величину накопленной деформации может быть весьма значителен. Перемещение складывается из динамической (косейсмической) и медленной (постсейсмической) составляющей. Соотношение амплитуд динамического и медленного перемещения определяется НДС контакта. Если на слабонапряженных контактах превалирует динамическая компонента, то по мере приближения статической нагрузки к кулоновскому пределу, амплитуда медленного движения может намного превышать инициирующие динамические перемещения.

3. Характеристики контакта не остаются неизменными в процессе деформирования. При этом может наблюдаться как увеличение, так и снижение жесткости межблокового контакта, а, следовательно, и скорости накопления межблокового перемещения.

Увеличение жесткости обусловлено двумя факторами. Первый, последовательное увеличение жесткости контакта при многократных циклических нагружениях, известен для квазистатического циклического нагружения. При динамическом нагружении трещин этот эффект выражен слабее, однако также довольно существенен.

Если деформация контакта происходит со скоростью ниже некоторого критического значения, то жесткость увеличивается пропорционально логарифму времени. В наших экспериментах критическое значение скорости относительного смещения блоков составляло 0,05–0,1 мкм/мин или 25–50 мм/год. При слишком больших скоростях деформации, упрочнения нарушения сплошности не происходит, а, следовательно, маловероятно и возникновение динамической неустойчивости,

Пример изменения сдвиговой жесткости контакта в ходе опыта, в котором была достигнута динамическая неустойчивость, приведен на рис. 1. В достаточной мере условно можно выделить 4 этапа деформирования. На первом участке жесткость трещины при повторных воздействиях постепенно возрастает, однако по мере приближения кумулятивного межблокового перемещения к предельному значению u_p , скорость этого процесса снижается. На втором участке процессы упрочнения и разупрочнения контакта примерно компенсируют друг друга, однако по мере накопления перемещения текущая прочность контакта начинает постепенно снижаться, что приводит к превалированию разупрочнения, которое становится очевидным на участке 3. На четвертом участке, наступает режим скоростного разупрочнения, что приводит к катастрофическому снижению жесткости и динамической неустойчивости.



Рис. 1. Изменение сдвиговой жесткости трещины при многократном динамическом воздействии

4. Величина остаточного перемещения при динамическом воздействии пропорциональна амплитуде инициирующего импульса, длительности волнового пакета и обратно пропорциональна жесткости нарушения сплошности.

Знак остаточных деформаций, связанных с динамическим воздействием, соответствует знаку квазистатических перемещений бортов нарушения сплошности. На таких объектах, где имеет место направленный деформационный тренд, например, на активных разломах или на склонах, воздействие слабыми колебаниями приводит к накоплению остаточных деформаций одного знака, что приводит к существенному увеличению скорости деформации.

Для грубой оценки кумулятивной величины перемещения Δ , предложено соотношение:

$$\Delta \approx \alpha \cdot n \cdot \frac{\rho \cdot (C_s \cdot V_m)}{k_{s0}}, \qquad (1)$$

где V_m – максимальная скорость смещения в волне, n – количество основных циклов в волновом пакете, C_s – скорость распространения поперечных волн, k_{s0} – значение жесткости трещины при $\varepsilon \to 0$, коэффициент $\alpha < 1$, зависит от напряженного состояния контакта. В модельных экспериментах параметр α изменялся от 0,04 при $\tau_s/\tau_p \sim 0.5$ до 0,8 при $\tau_s/\tau_p \sim 0,99$. По некоторым оценкам, для природных объектов этот множитель может быть на один два порядка меньше $\alpha \sim 10^{-3} \div 10^{-2}$.

5. Из-за последовательного упрочнения контакта при многократных циклических нагружениях, величина жесткости нагрузки k_s постепенно приближается к жесткости разгрузки k_{s0} . Это приводит к постепенному затуханию процесса или «привыканию» среды к уровню динамической нагрузки. Поэтому порогом эффективного воздействия является амплитуда, превышающая уровень микросейсмического фона в соответствующем диапазоне частот.

6. Из-за существенного вклада постдинамического движения, в напряженной среде может наблюдаться задержка проявления динамических событий по отношению к времени воздействия. Изложенная модель приводит к следующей схеме возникновения неустойчивости на контакте между блоками горной породы. При «ординарном» развитии событий из текущего напряженно-деформированного состояния (точка *a* на рис. 2), происходит стандартный цикл нагружения контакта (*ab* на рис. 2). На этом участке нагрузки контакт обладает жесткостью, близкой к жесткости восходящей ветви зависимости τ (D). После достижения касательными напряжениями уровня текущей прочности контакта τ_{p1} , наступает новый динамический срыв (*be* на рис. 2). Обратим внимание, что величины изменения напряжений и перемещений на рис. 2 сильно искажены для лучшей читаемости рисунка.



Рис. 2. Схема возникновения динамической неустойчивости на контакте

При триггерном инициировании предельное состояние достигается при меньшем, по сравнению с τ_{p1} , уровне напряжений. Необходимым условием этого является опережающее рост напряжений увеличение уровня деформации контакта. Ясно, что в зависимости от соотношения скорости деформации и жесткости окружающего массива могут реализовываться различные варианты – предельное состояние может быть достигнуто при меньшем увеличении уровня напряжений (*ab*₁ на рис. 2), без изменения уровня напряжений и даже при их снижении. Так, в лабораторных экспериментах предельное состояние достигалось при постоянном сдвиговом усилии.

После достижения напряженно-деформированным состоянием контакта точки b_1 (это может произойти как во время прохождения инициирующего импульса, так и в фазе постсейсмического движения), контакт переходит в режим разупрочнения, что приводит к динамическому срыву. В точке *c*, где кривая разгрузки контакта вновь пересекает линию предельного состояния и наблюдается максимальная скорость смещения берегов трещины, начинается участок остановки процесса и в точке *d* косейсмическая фаза заканчивается, после чего начинается новый цикл нагружения *de*.

Изменение флюидодинамики разломной зоны при сейсмическом воздействии

Проведенный нами анализ данных наблюдений за вариациями уровня воды в скважинах, расположенных в различных геологических условиях, продемонстрировал отчетливую реакцию флюидодинамического режима массива горных пород на динамические деформации от удаленных землетрясений [Кочарян, Виноградов, Горбунова и др., 2010]. Несмотря на значительный разброс данных, можно заключить, что в большинстве случаев динамическое воздействие вызывает изменение *dh* уровня воды в скважине, которое можно приближенно описать соотношением:

$$dh = a \cdot u_m^{0,5},\tag{2}$$

где dh измеряется в см, а максимальная скорость смещения грунта u_m в см/с.

Значение параметра *a*, который можно интерпретировать, как интенсивность реакции скважины на динамическое воздействие, в зависимости от конкретных гидрогеологических условий изменяется в пределах от 2 до 10, хотя наблюдаются и значительные отклонения от этого диапазона как в ту, так и в другую сторону.

Основная масса данных об остаточных изменениях уровня воды в скважинах также лежит в диапазоне изменения динамических деформаций 10^{-7} — 10^{-5} . При таких деформациях трудно ожидать разрушения породы или прорастания трещин в результате прохождения цуга колебаний. Более вероятными представляются эффекты декольматации трещин за счет возникновения избыточного давления при прохождении сейсмического импульса [Brodsky и др., 2003], а также эффекты кумулятивного накопления межблоковых деформаций в материале-заполнителе [Кочарян и др., 2007].

Оценим характерные параметры рассматриваемой проблемы. Рассмотрим скважину радиусом *r*, вскрывающую на длине *d* водоносный пласт.

В предположении, что радиальный поток жидкости горизонтальный и однородный несложно получить [Кочарян, Виноградов, Марков и др., 2010] выражение для максимального значения скорости фильтрации:

$$q_0 = \frac{\pi x_0}{T} \frac{r}{d}.$$
(3)

Соответственно, максимальная массовая скорость флюида есть:

$$w_0 = \frac{\pi x_0}{T} \frac{r}{d} / \xi \,. \tag{4}$$

В соотношении (4) ξ есть просветность среды, которую в первом приближении можно заменить пористостью, T – период, а x_0 амплитуда колебаний воды в скважине.

При колебании уровня с амплитудой 5 см в массиве с пористостью 5% получаем из (8) $w_0 \approx 0,5$ мм/с. Если предположить, что основные перетоки происходят по крупным трещинам, то при типичных значениях трещинной пустотности $\xi \sim 0,05\%$ имеем при $x_0 = 5$ см $w_0 \approx 50$ мм/с.

Протекающая в квазистационарном режиме, по расположенным на глубине трещинам, вода типично содержит 10¹⁰–10¹¹ алюмосиликатных частиц микронного размера на кубический метр [Brodsky и др., 2003]. Как известно [Осипов и др., 2001], в растворах, содержащих такие частицы в небольших концентрациях, происходят процессы агрегации – образования укрупненных структурных элементов, в результате слипания отдельных частиц. Задерживаясь на отдельных участках трещины, эти коллоидные пленки формируют так называемые барьеры. Конгломераты коллоидных пленок обладают очень низкой проницаемостью (10⁻¹⁸÷10⁻¹⁵ м²), сопоставимой с проницаемостью скальной породы, слагающей стенки трещин коллектора [Kessler, 1994]. Это означает, что такой барьер практически перекрывает движение флюида по трещине.

Время формирования барьера толщиной в 0, 5 мм оценивается в 500–1000 дней, а скачок давления на таком барьере с коэффициентом фильтрации $K \sim 5 \cdot 10^{-7}$ м/с составляет величину порядка 1 КПа [Кочарян, Виноградов, Марков и др., 2010].

Хотя такой механизм давно известен в нефтяном инжиниринге, применительно к геофизическим проблемам подобная схема впервые была рассмотрена в работе [Brodsky, 2003].

Таким образом, устранение барьера может привести к заметному изменению порового давления.

Реологические свойства коллоидных суспензий обычно описывают законами, соответствующими неньютоновским жидкостям, обладающим пределом прочности τ_c, например реологическим законом Бингама:

$$\tau = \begin{cases} \chi \cdot \gamma, \ \tau < \tau_c \\ \tau_c + \chi \cdot \dot{\gamma}, \ \sigma \ge \sigma_\gamma \end{cases}$$
(5)

Здесь τ – величина сдвиговых напряжений, χ – параметр, γ – скорость сдвига. Для того, чтобы началось течение, сдвиговые напряжения должны превысить величину τ_с. Этот параметр сильно зависит от объемного содержания в суспензии твердых частиц θ. Судя по результатам экспериментов, описанных в [Coussot, 1995], при концентрациях твердых частиц порядка 10%, предел прочности суспензии составляет доли Паскаля. Несколько большие величины – порядка первых Па – дают результаты исследований реологии буровых растворов, например, [Петров и др., 2007]. Оценка характерной прочности тонкодисперсного глинистого грунта дает величину 0,1–10 Па [Осипов и др., 2001].

При движении жидкости в трещине вязкое напряжение на коллоидальной частице есть приблизительно

$$\tau \approx \eta W/\rho, \tag{6}$$

где η – вязкость воды (10³ Па с) а ρ – радиус коллоидальной частицы (1 мкм). Таким образом, величина прочности $\tau_c \sim 1$ Па достигается при скорости потока $w_c \sim 1$ мм/с.

Согласно соотношению (4) скорость потока, возбуждаемого в трещине, при сейсмическом воздействии, пропорциональна амплитуде колебаний порового давления ΔP и обратно пропорциональна средней пористости. Понятно, однако, что скорость потока в каждой конкретной трещине w_T будет в зависеть от ее апертуры *b* и максимальной массовой скорости движения грунта u_m :

Записывая скорость течения жидкости в трещине, и рассчитывая напряжения согласно (6) получаем условие разрушения барьера:

$$\eta \cdot \frac{b^2}{12\,\mu} \frac{\partial P}{\partial x} / \rho \ge \tau_c \tag{7}$$

Таким образом, при фиксированном скачке порового давления (максимальной скорости смещения грунта) критическая прочность будет достигнута в трещинах с раскрытием больше величины $b_c \sim u_m^{-0.5}$. Это означает, что в более тонких трещинах барьеры разрушаются реже, соответственно, дольше идет процесс накопления осадков и барьеры имеют большую толщину. Разрушение более мощных барьеров приводит к большему скачку напора и, в конечном итоге, пропорциональному увеличению вариаций уровня. Пропорциональность скачка напора корню квадратному из максимального значения скорости смещения грунта соответствует эмпирической закономерности установленной в [Кочарян, Виноградов, Горбунова и др., 2010].

Лабораторные эксперименты, результаты которых можно найти в [Кочарян, Марков и др., 2007; Кочарян, Виноградов, Марков и др., 2010] показали, что воздействие импульсной нагрузкой увеличивает эффективную проницаемость трещины. Для существенного увеличения проницаемости трещины, закольматированной частицами заполнителя, требуется динамическое воздействие амплитудой порядка нескольких см/с. Важно подчеркнуть, что эффект постепенно накапливается – воздействие меньшими амплитудами требует большего времени.

Таким образом, разрушение сейсмическими колебаниями коллоидных пленок, заполняющих отдельные участки трещин, может приводить к перераспределению порового давления и к изменению эффективных напряжений в локальных областях разломной зоны, то есть являться эффективным механизмом триггерного инициирования сейсмических событий.

Заключение

Хотя явление инициирования землетрясений сейсмическими волнами может быть обусловлено разнообразными причинами, общим эффектом, судя по всему, является постепенное накопление малых возмущений, приводящее на определенной стадии к возникновению неустойчивости.

Исследование механики локализации остаточных деформаций на нарушениях сплошности массива горных пород показывает, что этот процесс связан с ассиметрией реологической кривой разломов и трещин.

Важный вклад в тригтерный эффект вносит медленный крип значительной амплитуды и длительности, который инициируется динамическим импульсным воздействием на разломную зону. Воздействие низкочастотных сейсмических колебаний может оказаться эффективным механизмом изменения флюидодинамического режима разломной зоны и, как следствие, локального перераспределения порового давления. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-12023 ОФИ-м).

Литература

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. – 423 с.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физ. мезомех. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 1. С. 23–36.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Роль нелинейных эффектов в механике накопления малых возмущений // Физ. мезомех. 2006. Т. 9. № 1. С. 5–14.

Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физ. мезомех. 2007. Т. 10. №1. С. 5–18

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. О механизме вариаций флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием слабых возмущений // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007, с. 56–65.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М. Изменение режима подземных коллекторов флюидов вследствие сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюдений // Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. – В печати.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Изменение режима подземных коллекторов флюидов вследствие сейсмических колебаний. Часть 2. Вероятный механизм // Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. – В печати.

Кузьмин Ю.О. Современная аномальная геодинамика асейсмичных разломных зон // Электронный научно-информационный журнал: Вестник отделения наук о Земле РАН. №1 (20). 2002.

Осипов В.И., Соколов В.Н., Еремеев В.В. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений. – М.: Наука, 2001. 238 с.

Петров Н.А., Кореняко А.В., Давыдова И.Н., Комлева С.Ф. Обработка бурового раствора при бурении скважин с горизонтальным окончанием // Нефтегазовое дело, 2007, http:// www.ogbus.ru/

Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А. Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений // Сейсмичность байкальского рифта. Прогностические аспекты: Сб. научных трудов. – Новосибирск. Наука. 1990. С. 44–50.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. 270 с.

Трапезников Ю.А., Манжиков Б.Ц., Богомолов Л.М. Влияние слабых вибраций на деформирование горных пород при постоянной нагрузке // Вулканология и сейсмология. 2000. Т. 22. № 2. С. 227–233.

Brodsky E.E., Roeloffs E., Woodcock D. et al. A mechanism for sustained ground-water pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res. 2003, 108, doi:10.1029/2002JB002321.

Cousso P. Structural similarity and transition from Newtonian to non-Newtonian behavior for clay-water suspensions // Phys. Rev. Lett. 1995/74, p. 3971–3974.

Hill D.P., Prejean S.G Dynamic triggering // Treatise on Geophysics, Vol. 4: Earthquake Seismology, 8. ed. G. Schubert, Elsevier 2006. p. 1–52.

Kessler, J., Hunt J. Dissolved and colloidal contaminant transport in a partially clogged fracture // Water resources research, 1994, Vol. 30, #4., p. 1195–1206.

Savage H. M., Marone C. Effects of shear velocity oscillations on stick-slip behavior in laboratory experiments. // J. Geophys. Res. 2007, 112, B02301, doi: 10.1029/2005 JB004238.

МИГРАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ВОЛНОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ТВЕРДОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

Е.А. Левина, В.В. Ружич

С помощью созданного программного обеспечения, используя всемирный и региональный каталоги землетрясений, выясняются различные параметры миграции землетрясений в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях, а также возможные механизмы миграционных процессов. Показано, что знание режимов миграции дает возможность изучать и оценивать особенности деформаций в земной коре, инициирующих сейсмотектонические процессы в разломах, а также улучшить среднесрочный прогноз землетрясений по месту и времени.

Введение

Под миграцией эпицентров землетрясений понимается наличие статистически значимой пространственно-временной упорядоченности сейсмических событий в рассматриваемом регионе. Явление это было обнаружено еще в середине прошлого века. Одной из первых научных публикаций, в которой с физико-математических позиций обсуждаются вопросы миграции очагов землетрясений, была работа ташкентских геологов и сейсмологов – Н.П. Васильковского, Г.В. Попова и М.П. Репникова. Уже тогда предполагалось, что последовательно произошедшие землетрясения связаны между собой, и для изучения этой последовательности использовался аппарат цепей Маркова. За прошедшие с тех пор десятилетия явление миграции было установлено во всех сейсмических поясах Земли, и многие специалисты занимаются его изучением в нашей стране и за рубежом [Mogi, 1968; Викулин и др., 2000; Быков, 2005].

Интерес к изучению этого явления понятен: если очаговые области землетрясений имеют тенденцию к миграции в каком-то направлении, то можно ожидать, что следующее землетрясение произойдет на продолжении этой линии миграции, то есть становится возможным предсказать время и место следующего землетрясения. В случае Хайченского землетрясения 1975 года в Китае – первого успешно предсказанного землетрясения – исследователи сосредоточили внимание на районе его подготовки, учитывая наряду с другими признаками и фактор характерной миграции сейсмической активности.

Целью работы является попытка установить особенности миграции эпицентров землетрясений в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), а также на сопредельных территориях и в целом для всего мира. Отличительной особенностью предпринятого авторами изучения миграции землетрясений является применение специально разработанного программного пакета «PREDICTION». Это позволило проводить анализ пространственно-временной миграции землетрясений в широком статистическом диапазоне, оперируя десятками и сотнями тысяч землетрясений разного энергетического уровня и масштабного диапазона от отдельного региона до всего земного шара. Пакет может быть использован для любого района, для которого имеется каталог землетрясений, содержащий информацию о времени событий, их энергии и географических координатах эпицентров. Для изучения явления миграции эпицентров землетрясений в пределах БРЗ использовался каталог, предоставленный Байкальским филиалом Геофизического центра СО РАН (г. Иркутск) за период инструментальных наблюдений с 1950 по 2009 гг., а для сопредельных территорий – каталог, взятый из Интернета.

Методика исследований

Начало изучения было проведено в районе Байкальского рифта, который рассматривался как зона мегаразлома, формирующегося в течение последних 30 миллионов лет в рифтогенном режиме [Ружич, 1997]. Область распространения рифтогенных элементов в виде разломов, впадин и межвпадинных перемычек была включена в пределы полосы заданной ширины, вытянутой с юго-запада на северо-восток на 1725 км. Центральная линия этой полосы задавалась координатами от ее начальной (50° с.ш. и 98° в.д.) и конечной (58° с.ш. и 122° в.д.) точек. Вся рассматриваемая полоса была разбита на прямоугольные области со сторонами, перпендикулярными центральной линии и имеющими вдоль нее заданную протяженность (рис. 1).



Рис. 1. Данные о землетрясениях в БРЗ (К = 9–17) собирались путем разбиения территории на ряды прямоугольников и подсчета выделившейся суммарной энергии землетрясений. Кружками разного диаметра на карте показаны эпицентры землетрясений с энергией К = 10–17, произошедшие за период 1950–2005 гг.

За определенный промежуток времени суммировалась энергия землетрясений, произошедших в каждой такой области. Таким способом были получены ряды, характеризующие вариации выделившейся сейсмической энергии совокупностей землетрясений в заданный временной интервал и в зависимости от их перемещения
в пространстве. Применительно к схеме на рис. 1 оценивалось перемещение эпицентральных полей землетрясений от начальной точки на юго-западе вдоль БРЗ к северо-востоку, до окончания северо-восточного фланга. Для целенаправленного изучения явления миграции в программный пакет «PREDICTION» был добавлен отдельный блок «Миграции». С помощью этого блока исследователь может получать вышеупомянутые ряды, имея возможность менять при этом целый ряд параметров:

 – координаты начальной и конечной точек центральной линии зоны, определяющие ее ориентировку на поверхности, и вообще рассматриваемый район;

- ширину зоны;

 – шаг вдоль центральной линии зоны, с которым происходит суммирование количества произошедших землетрясений и их энергии;

- период времени, за который рассматриваются произошедшие землетрясения;

– интервал энергетических классов (или магнитуд) рассматриваемых событий.
 Для наглядности программа предоставляет возможность построить рассматри-

ваемую зону на карте в любом районе земного шара (рис. 2).



Рис. 2. Белыми линиями и цифрами показаны расположение ряда профилей на карте эпицентров землетрясений мира и их протяженность, в пределах которых авторами проводилось наиболее детальное изучение миграции их эпицентров

Здесь сплошной чертой показана центральная линия рассматриваемой зоны с нанесенными на нее делениями и указанием расстояния в километрах от начальной точки, а пунктиром – границы зоны. Указанные параметры можно задавать в зависимости от преследуемой цели.

Для изучения динамики развития процесса во времени в программе предусмотрено представление данных о выделившейся сейсмической энергии в рассматриваемой зоне в виде функции двух переменных:

$$E = f(r, t),$$

где *r* – расстояние от начальной точки вдоль центральной линии зоны, а *t* – время. Обе переменные изменяются дискретно с заданным шагом. Графическим выражением такой функции является поверхность, позволяющая наглядно представлять и анализировать изменения в режиме выделения сейсмической энергии не только

в пространстве, но и во времени. Но для анализа ее удобнее представлять в виде проекции на плоскость расстояния-времени. В результате получаем диаграмму, представленную на рис. 3.



Рис. 3. Сейсмомиграционная диаграмма для БРЗ, по которой оценивались параметры перемещения эпицентральных полей землетрясений с M = 3-7,5 вдоль зоны за период 1950–2009 гг. Линиями показаны наиболее заметно выделяемые тренды, отражающие последовательное перемещение вспышек сейсмической активизации преимущественно от юго-западного фланга к северо-восточному, хотя есть и более слабо выраженные короткие обратные тренды миграции

Результаты анализа

Анализ подобной диаграммы для БРЗ указывает на сложный процесс сейсмомиграции, а отнюдь не на однонаправленное «течение» потока сейсмической энергии. Тем не менее, по диаграмме можно отметить, например, что за указанный временной интервал наиболее интенсивное выделение сейсмической энергии происходило преимущественно в одних и тех же участках, где в последние десятилетия концентрируются эпицентры сильных землетрясений: юго-западный фланг, центральный Байкал, а также Баргузино-Байкало-Муйский сегмент и Чаро-Токкинский сегмент на северо-восточном фланге БРЗ. Наиболее явственно просматривается северовосточная направленность миграции, в меньшей степени – миграция обратная, то есть юго-западная. При рассмотрении совокупностей землетрясений с М ≥ 4,5 на пространственно-временной матрице можно выделить несколько кулисообразно расположенных треков, по которым можно оценить периодичность вспышек сейсмических активизаций длительностью 9–12 лет. При таком способе подсчета средняя скорость миграции землетрясений оценивается порядка 65±20 км/год. При этом она снижается в «спокойный» период и возрастает в период сейсмической активности, когда происходят сильные землетрясения.

Подобным образом далее проводилось изучение сейсмомиграционных процессов за период 1950–2009 гг. с М = 4–9 в пределах Памиро-Байкальского сегмента, включающего пространство от области Гималайской коллизии до БРЗ. Анализ динамики распространения сейсмических актов в пределах указанного пространства отражен на диаграмме, представленной на рис. 4 и показывающей миграцию сильных и умеренно сильных землетрясений во времени и пространстве.



Рис. 4. Диаграмма распространения землетрясений от коллизионной области на северо-восток в сторону БРЗ за период 1950–2009 гг. (М ≥ 4,5). Справа в гамме оттенков приведена легенда магнитуд сейсмических событий, использованных в выборке

На диаграмме можно видеть проявления квазицикличности в сейсмическом режиме Памиро-Тяньшанского сегмента (11-летние циклы) и тренды перемещения очагов землетрясений в виде деформационных фронтов с юго-запада на северовосток со скоростями порядка 165±30 км/год. Видно также, что миграционный процесс имеет прерывисто-поступательный режим, отражая таким способом импульсный режим продвижения деформационного фронта сжатия в пределах земной коры. Для того, чтобы детальнее разобраться с геодинамическим взаимоотношением БРЗ с Индо-Евразийской коллизионной областью для сравнения были также рассмотрены и сейсмомиграционные связи с нею континентальных рифтовых зон Китая, которые расположены на более близком расстоянии. Авторы использовали для этого информацию, взятую с китайской Карты сейсмотектоники, изданной на китайском языке, поэтому сослаться на нее без иероглифов было сложно. Были также использованы геолого-геофизические материалы из монографии Е.Е. Милановского (1991), в которой достаточно детально изложены сведения о тектоническом развитии двух рифтовых систем восточного Китая: Циркум-Ордосской и Восточно-Китайской. Упомянутая карта сейсмотектоники приведена на рис. 5, где представлены сведения о расположении трех рифтовых зон и эпицентров сильных современных и исторических землетрясений.



Рис. 5. Карта сейсмотектоники Китая (1982 г.) с добавлениями авторов статьи. По ней можно судить о расположении Байкальской и китайских рифтовых зон относительно Гималайской коллизионной области, а также о расположении скоплений эпицентров сильных землетрясений с M = 6,0–8,0 и более, возникших за современный и исторический периоды. По скоплениям эпицентров можно заметить два основных фронта китайской миграции землетрясений: Тянь-Шаньский – на северо-западе и Китайский – на юго-востоке На полученной для китайских рифтов диаграмме можно также выделить несколько кулисообразно расположенных трендов с похожим периодом вспышек сейсмических активизаций длительностью 10–15 лет и средней скоростью миграции 180±30 км/год.

Обсуждение

Сходство для всех трех рифтовых зон заключается в северо-восточной направленности миграции землетрясений, но при несколько большей ее скорости для китайских рифтов, расположенных ближе к высоконапряженной коллизионной зоне. Отмеченное явление следует рассматривать как сейсмотектоническое влияние коллизионных процессов в Гималаях на разноудаленные геоструктурные объекты в литосфере Центральной Азии. Направленная с юго-запада на северо-восток миграция землетрясений примерно соответствует скоростям порядка 160–180 км/ год, отражая продвижение фронтов деформационных возмущений в континентальной земной коре и достигая развивающихся рифтовых областей. В соответствии с принятыми взглядами, выявляемое сейсмотектоническое воздействие со стороны Гималайской области столкновения плит является, по-видимому, не основным, а лишь дополнительным геодинамическим воздействием, в сопоставлении с процессами мантийного диапиризма.

На основании проведенного изучения миграции землетрясений на планетарном масштабном уровне авторы склоняются к заключению о том, что и в Тихоокеанском и в Альпийско-Гималайском сейсмических поясах сейсмомиграционные процессы также проявляются в виде многочисленных пространственных перемещений совокупностей землетрясений с М ≥ 3,5–8,0. При этом скорости миграции имеют наиболее высокие значения – от 200 км/год и выше, что совпадает с оценками других исследователей [Викулин и др., 2000; и другие]. Особенно отчетливо проявлены потоки миграции сейсмических событий вдоль межплитных границ от районов Тонга и Кермадек в западной части Тихоокеанского сейсмического пояса на северо-запад через область Гималайской коллизии и далее на запад вдоль Альпийско-Гималайского сейсмического пояса. Другой мощный поток сейсмической энергии в виде совокупностей эпицентральных полей ответвляется и уходит в направлении от Тонго-Кермадекского сочленения зон Беньоффа, на юго-западной окраине Тихоокеанского сейсмического пояса, на северо-восток, к Алеутской дуге и далее вдоль западных окраин Северной и Южной Америк. Хорошо заметно, что на общепланетарном уровне миграция землетрясений прослеживается и вдоль срединно-океанических хребтов, где она имеет преимущественную попеременную направленность от приэкваториальных сегментов межплитных разломов к полюсам и обратную.

Предпринятое авторами изучение миграции землетрясений в пределах БРЗ на уровне слабых землетрясений приводит к выводу об еще больших скоростях миграционных кластеров, достигающих многих сотен и даже первых тысяч км/год. Из этого можно сделать вывод о том, что скорости миграции землетрясений варьируют в очень широком диапазоне значений, а их оценки во многом зависят от способов измерений и энергетического уровня сейсмических событий в выборке. Упрощенный способ измерения миграций землетрясений типа «от одиночного эпицентра сильного землетрясения к другому последующему» может приводить и к ложным оценкам, поскольку их взаимосвязь не всегда может быть однозначной с позиций статистики и геодинамики. Более предметно можно было бы говорить о такой взаимосвязи землетрясений с учетом знания механизмов проявления сейсмомиграционных процессов, которые, чаще всего, остаются за пределами внимания специалистов.

С нашей точки зрения, механизмы сейсмомиграций можно, например, рассматривать с учетом результатов проведенных натурных экспериментов на фрагментах реальных разломов, по которым слабыми взрывами на дневной поверхности инициировались подвижки. В частности, было установлено, что скорости распространения подвижки в условиях проведения экспериментов чаще всего составляли 0.01– 0,1 м/с, что в пересчете на годичный интервал составляет порядка 300–3000 км/год. Не переоценивая точность подобных расчетов, полученные значения скорости распространения подвижек в разломах могут рассматриваться как первое приближение к оценкам миграции источников излучения упругих колебаний вдоль разломов, возникающих при контактном взаимодействии неровностей на плоскостях разломов. Поскольку инициация смещений в разломах тесно связана с деформациями геоблоков, то возникает возможность по миграции источников сейсмических излучений (очагов землетрясений, например) судить о характере деформаций в виде волн или фронтов возмущения. Следовательно, механизмы возникновения миграции землетрясений связаны с разнообразными режимами деформаций в зонах разломов и межплитных границ. Как показывает анализ сейсмического режима в БРЗ и других регионах, в его проявлениях выделяются гармоники квазицикличности с длительностью 1 год, 11, 45, 90–100 лет и более. Такая высокочастотная цикличность не выявлена для мантийных процессов. Зато для геологических процессов подобные высокочастотные гармоники выделяются многими учеными в ротационном режиме Земли, солнечной активности и в процессах гравитационного взаимодействия Земли, Луны и Солнца. Отсюда можно предположить, что инициация смещений по разрывным нарушениям и возбуждение миграции землетрясений могут иметь связь с планетарными и космогенными явлениями в виде триггерных воздействий на высоконапряженные сегменты разломов, находящиеся в состоянии динамической неустойчивости. При этом кинематика миграции землетрясений имеет квазиволновой характер, отражающий волновые деформации Земли.

Еще в 70-е годы в работах ряда исследователей было показано, что напряженность, возникающая в земной коре в результате ротационного режима Земли, вполне достаточна для нарушения целостности корового слоя. Энергия ротационного режима, освобождающаяся в результате вариаций угловой скорости вращения Земли, может быть реальной действующей силой при деформировании литосферы [Стовас, 1963; Цареградский, 1963; Викулин, Быков, Лунева, 2000; и другие].

Заключение

Использованный авторами метод изучения сейсмомиграционных процессов на разных масштабных уровнях помогает раскрывать новые возможности мониторинга не только сейсмичности, но и деформационных процессов в литосфере Земли на современном этапе развития. Изучение явления миграции в БРЗ позволяет авторам уже сейчас использовать результаты для среднесрочного прогноза места и времени возникновения будущих землетрясений в Прибайкалье.

Изложенные взгляды на процессы миграции землетрясений следует рассматривать как первое приближение к разработке механизмов возникновения и режимов миграций землетрясений в пределах твердой оболочки нашей планеты и отдельных ее сегментов. Дальнейшее развитие методов углубленного изучения инициированной разномасштабной миграции землетрясений позволяет надеяться на выяснение новых малоизвестных параметров геодинамического развития литосферы Земли на разных уровнях детальности.

Литература

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.

Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычислительные технологии. 2000. Т. 5. № 1. С. 31–39.

Милановский Е.Е. Основные этапы рифтогенеза на территории Китая. М.: Междувед. Комитет при Президиуме АНСССР, 1991. 146 с.

Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.

Стовас М.В. О нагруженном состоянии корового слоя в зоне между 30–30° // Проблемы планетарной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 275–284.

Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 149–221.

Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. of Earthquake Researth Institute. 1968, N 46, p. 53–74.

САМООРГАНИЗОВАННАЯ КРИТИЧНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

П.В. Макаров

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск Томский государственный университет

Обсуждаются особенности эволюции геосреды как нелинейной динамической системы, обладающей свойством самоорганизованной критичности. Показано, что другие свойства таких систем – наличие зон затишья в области подготовки критического события и особенности медленной динамики деформируемых систем – могут оказаться надежными предвестниками перехода процесса формирования очага разрушения в сверхбыструю катастрофическую стадию эволюции.

Введение. Проблема прогноза разрушения и самоорганизованная критичность нелинейных деформационных систем

Если задать простой, но очень важный вопрос: можно ли говорить сейчас о какой-либо простой, но эффективной методике прогноза места и времени разруше-

ния и есть ли основания надеяться на разработку такого метода в ближайшем будущем, то ответ на первую часть вопроса будет «нет», а на вторую «да».

Традиционный критериальный подход феноменологической макроскопической механики разрушения в принципе не способен решать проблему прогноза, так как он основан на макроскопическом масштабе усредненного описания, в то время как все тверлые тела и геосрелы являются многомасштабными системами. Фунламентом эволюционной концепции разрушения [Макаров, 2008] являются идеи иерархичности и многомасштабности деформационных процессов – базовые идеи и физической мезомеханики, и нелинейной динамики [Макаров, 2008; 2007; Макаров и др., 2005; Малинецкий, Курдюмов, 2007, Малинецкий, Потапов, 2002]. Нелинейная динамика дает новый взгляд и на проблему прогноза, хотя она и «лишила нас иллюзии глобальной предсказуемости: мы не можем предсказать, начиная с какого-то горизонта прогноза, поведение достаточно простых систем» [Малинецкий, Курдюмов, 2007]. Возникает непростой вопрос: каков горизонт прогноза процесса разрушения среды с заданной реологией? Или в другой формулировке: начиная с какой стадии или масштаба, мы можем ответить на вопрос, где и когда медленная квазистационарная фаза формирования очага разрушения выйдет на обострение на исследуемом макроскопическом масштабе?

В области предсказаний катастрофических событий, к которым относится и проблема разрушения в целом, и землетрясений в частности, наметился существенный прогресс. Этот прогресс связан с новой концепцией самоорганизованной критичности нелинейных динамических систем [Ananthakrishna et al., 1999; Bramwell et al., 1998], которая вступила в серьезные противоречия с традиционными представлениями, согласно которым редкие катастрофические явления рассматривались как случайные независимые события, для которых будущее практически не зависит от прошлого. Такой подход приводит к гауссовой статистике – нормальному гауссову распределению вероятности независимого случайного события.

Статистика природных катастроф: землетрясений, ураганов, наводнений, техногенных аварий: разрушений различных конструкций, взрывов на производствах, а также многие другие бедствия – обвалы на биржах, утечки информации и так далее, подчиняются, как правило, степенному закону распределения [Малинецкий, Курдюмов, 2007; Писаренко, Родкин, 2007].

Степенные законы распределения являются фундаментальным свойством эволюции большинства многомасштабных иерархических нелинейных систем и в случае нагружаемых сред отражают следующие их важнейшие качества: 1) – формирование в эволюционирующей системе длинных пространственно-временных корреляций, охватывающих всю иерархию масштабов; 2) – автомодельность и самоподобие процесса разрушения, обусловленные автомодельным характером накопления дефектов и повреждений во всей иерархии масштабов; 3) – миграцию деформационной активности в сформировавшейся области пространственновременных корреляций.

Другая важнейшая сторона подобных нелинейных систем – наличие в них медленной динамики, то есть динамических скоррелированных процессов, существенно более медленных, чем быстрый информационный обмен в динамической системе. В деформируемых твердых телах и средах процессы локализации деформаций и повреждений, формирование деформационных фронтов разных масштабов, очагов разрушения и различных волн повреждений (например, фронтов Людерса в пластичных металлах) составляют медленную динамику деформируемой нелинейной системы. Информация же в этих системах передается волнами напряжений, которые распространяются со звуковыми скоростями, превышающими характерные скорости медленных динамических процессов на многие порядки [Гольдин и др., 2002].

Системы, обладающие подобными свойствами, получили название систем с самоорганизованной критичностью [Ananthakrishna et al., 1999: Bramwell et al., 1998]. В таких системах любое событие, вследствие возникновения длинных причинноследственных связей, неизбежно вызовет последующее и так далее, провоцируя лавину событий, затрагивающих всю иерархию масштабов, то есть всю систему в целом. Другими словами, фундаментальным свойством систем с самоорганизованной критичностью является то, что они сами по себе стремятся к критическому состоянию. В них «возможны лавины любых масштабов» [Малинецкий, Курдюмов, 2007]. Следовательно, главная опасность «степенных» катастроф заключается не столько в том, что вероятность ее много выше, чем в гауссовой системе и ею нельзя пренебрегать, а в том, что катастрофа в системе с самоорганизованной критичностью неизбежна. Действительно, если процесс разрушения статистически скоррелирован во всей иерархии масштабов вплоть до макроскопического масштаба образца, то он неизбежно выйдет на этот макроскопический масштаб. Управляет этим процессом нелинейность свойств динамической системы в целом, которая складывается из нелинейного характера эволюции напряженно-деформированного состояния (нелинейность уравнений механики деформируемого твердого тела); нелинейности реологии (нелинейности определяющих уравнений, включая кинетические уравнения накопления неупругих деформаций и повреждений на разных масштабах и нелинейность процесса деградации прочностных свойств среды); нелинейности положительных и отрицательных обратных связей. Следовательно, в критически самоорганизованных системах нельзя выделить статистически независимые мезоскопические масштабы.

На настоящий момент можно считать доказанным, что деформируемые твердые тела являются динамическими нелинейными системами, проявляющие свойства самоорганизованной критичности. Для геосред соответствующую статистику сейсмических событий отражают широко известные законы Гуттенберга-Рихтера и Омори. Анализ процессов разрушения как лабораторных образцов [Пантелеев и др., 2009], так и сооружений [Карпинтери и др., 2008] методами акустической эмиссии приводит к тем же универсальным зависимостям – законам Гуттенберга-Рихтера и Омори.

Неудачные попытки построения прогностических моделей для подобных нелинейных систем привели к гипотезе о невозможности прогноза в критически самоорганизованных системах, которая пока не доказана, но и не опровергнута. Однако динамическим системам с самоорганизованной критичностью присущи и другие важнейшие свойства, которые вселяют оптимизм в плане прогноза их эволюции. Так, в работе [Кузнецов и др., 2009] обнаружено, что даже простейшие модели клеточных автоматов типа кучи песка помимо самоорганизованно критических свойств обладают другими важнейшими особенностями. В них возникают самоорганизующиеся долгоживущие структуры, существование которых не влияет на степенной характер распределения размеров кластеров в широком диапазоне параметров модели. Нами в численных экспериментах [Макаров, 2008; 2007; Макаров и др., 2005; 2007] были изучены деформационные фронты, а также цуги медленных деформационных фронтов, которые стекаются в формирующийся очаг разрушения и являются диссипативными структурами в критически самоорганизованных системах.

Прогностической моделью, способной описать механизмы формирования очага будущего разрушения, а. главное, предсказать, когда и при каких условиях медленная квазистационарная фаза эволюции сменится на сверхбыстрый катастрофический режим, может быть только модель, учитывающая все главнейшие черты эволюционного процесса нагружаемой нелинейной среды, включая характерные черты самоорганизованной критичности. В ИФПМ СО РАН развивается эволюционный подход к моделированию деструкции твердых тел и сред [Макаров, 2008; 2007; Макаров и др., 2005; 2007; 2009]. Этот подход описывает процессы самоорганизации в нагружаемой геосреде, локализацию в ней неупругих деформаций и повреждений, формирование иерархии блоков, позволяет моделировать как медленные стадии эволюции на любых временах, включая геологические, так и сверхбыстрые катастрофические режимы эволюции так называемые режимы с обострением. Предлагаемая эволюционная концепция описания деформационного отклика на нагружение твердых тел основана на идеях нелинейной динамики и динамических уравнениях механики деформируемого твердого тела [Макаров, 2008]. Этот подход описывает деструкцию твёрдых тел и сред (пластичных и хрупких) как общий совместный процесс нарастания неупругой (пластической) деформации, связанную с ней повреждённость, деградацию прочности среды и, наконец, макроскопическое разрушение, которое наступает при катастрофическом снижении локальной прочности до нуля. Таким образом, численные решения демонстрируют фундаментальное свойство всех эволюционных процессов – наличие двух сталий: 1) – квазистационарной сталии сравнительно медленного накопления изменений в нелинейной системе; 2) – катастрофического сверхбыстрого этапа эволюции, когда события развиваются в режиме с обострением [Курдюмов и др., 2006; Малинецкий, Потапов, 2002].

Таким образом, любое разрушение есть процесс нарастания масштабов повреждений от межатомных масштабов до макроскопического масштаба образца как последовательность катастроф мезоскопических масштабов.

Некоторые результаты численного решения задачи эволюции геосреды

По обсуждаемой модели [Макаров, 2008; Макаров и др., 2007] были выполнены расчеты эволюции напряженно-деформированного состояния горного массива над выработкой в поле сил тяжести. На рис. 1 показаны оттенками серого накоплен-



Рис. 1. Расчёт эволюции НДС в горном массиве над выработкой. (a) – вязкая реология, (δ) – хрупкая, (C) – выработанное пространство

ные средой неупругие деформации и повреждения для вязкой (рис. 1, а) и хрупкой (рис. 1, б) сред. Расчеты выполнены для одной и той же геометрии и одних и тех же условий нагружения. Хорошо видна сформировавшаяся иерархия блоков. При увеличении скорости накопления повреждений эволюция среды меняется от типично вязкой реакции (а) к хрупкому разрушению (б). В случае (а) неупругая деформация более чем на порядок больше, чем в случае (б), для которого наблюдается типичное фрактальное «дерево» ветвящихся трещин. Картина деформации изменилась не только количественно, но сменился сценарий эволюции.

Медленная динамика деформируемых систем

Особое место в ряду деформационных явлений занимают деформационные фронты, разнообразные волны повреждений и разрушения. Наиболее изученными являются фронты Людерса-Чернова в металлах. Подобные деформационные волны, обусловленные динамикой повреждений в геоматериалах, наблюдаются и в земной коре [Гольдин и др., 2002]. Эти специфические деформационные волны в геосредах называют «медленными движениями». Есть все основания считать эти деформационные процессы явлениями самоорганизации в нагружаемых твёрдых телах [Макаров, 2007; Макаров и др., 2005; Пантелеев и др., 2009], которые могут развиваться на различных масштабах, начиная с микроскопических микронных масштабов при формировании фронтов Людерса-Чернова, и вплоть до масштабов во многие сотни и тысячи километров при распространении фронтов повреждений в земной коре. Характерной чертой всех этих деформационных процессов являются очень маленькие скорости их распространения [Гольдин и др., 2002], на многие порядки меньшие скорости звука в этих средах.

Численные решения системы уравнений обсуждаемой эволюционной модели [Макаров, 2008] позволили смоделировать активизацию разлома деформационным фронтом, движущимся вдоль разлома, генерацию разломом медленных фронтов повреждений, скорость фронтов оказалась зависящей от многих факторов: скорости нагружения, свойств геосреды, геометрии разлома, а конфигурация фронта определяется также и распределением напряжений в неоднородной геосреде [Макаров, 2007; Макаров и др., 2005]. Оказалось, что роль таких медленных фронтов велика как в процессах формирования областей локализации в пластичных материалах, так и очагов разрушения в хрупких. На рис. 2 приведен пример формирования шейки в пластичном материале при растяжении образца для нескольких последовательных времен. На верхних картинках (оттенки серого) показана накопленная неупругая деформация ε^{p} , а на нижних – скорость деформации $\dot{\varepsilon}^{p}$, которая локализована, что дает возможность определить координаты фронтов. Первая картинка демонстрирует движущийся от захвата деформационный фронт, затем процессы локализации в полосах, сформировавшихся вблизи захватов, замирают (при $t \ge t_2$, $\dot{\epsilon}^p$ близка к нулю вблизи захватов) и начинает развиваться очаг будущего разрушения в средней части образца. Поле деформаций ($t_3 \div t_4$) выглядит почти однородным и по нему невозможно определить, где формируется очаг, но по локализованным скоростям деформаций можно легко определить область будущего разрушения (шейки), куда стекаются деформационные фронты. Для времен $t_3 + t_4$ крест в центре размазан, это цуги деформационных волн, движущихся к очагу разрушения; видно расслоение затемненной области на отдельные фронты. По картинкам для времен $t_s + t_6$ видно, что этот процесс ускоряется, то есть деформационный процесс выходит на режим с обострением.

На рис. 2 показано только начало процесса обострения. Если его представить через параметр повреждений D, то можно увидеть взрывной характер разрушения в зоне очага в хрупких средах и более плавный выход на обострение для вязких и вязко-хрупких сред. На рис. 3 показан характер роста функции поврежденности D ($0 \le D \le 1$) для магистральной трещины в кровле над выработанным пространством [Макаров и др., 2009] (среда вязко-хрупкая). Видно, как на 28 день медленная квазистационарная фаза эволюции поврежденности D сменилась катастрофическим режимом (рис. 3, а). Следовательно, и скорость деградации прочности также перешла в режим с обострением (прочность $Y = Y_0(1 - D)$, при $D \rightarrow 1$, $Y \rightarrow 0$) и, как результат, происходит обрушение кровли [Малинецкий, Курдюмов, 2007].



Рис. 2. Формирование очага разрушения (шейки) в пластичном материале деформационными фронтами

Фундаментальным свойством эволюции является наличие зон затишья перед катастрофическим событием. Это явление демонстрирует рис. 3, б. При численном решении задачи об обрушении кровли был выполнен мониторинг скорости накоплений повреждений в ближней зоне будущего катастрофического события. Процессы накопления повреждений для формирующихся в этой области сопутствующих трещин замерли (кривые 2, 3, 4 на рис. 3, б), а накопление поврежденности в будущем магистральном разломе резко обострилось (кривая 1 на рис. 3, б) [Макаров и др., 2009].

Таким образом, любое макроскопическое разрушение есть обязательный катастрофический этап эволюции геосреды – режим с обострением на соответствующем масштабе. Физически этот режим означает прорыв разрушения с меньших масштабов на большие. Следовательно, увеличение масштаба деструкции всегда развивается как катастрофа в режиме с обострением, а все процессы накопления повреждений и деградации среды в окрестности подготовки крупномасштабного события замирают.



Рис. 3. Эволюция функции поврежденности для магистральной трещины в кровле над выработкой (*a*), формирование зоны затишья вблизи главного события (*б*)

Заключение

• Разрабатываемая в ИФПМ СО РАН математическая теория эволюции деформируемых твердых тел является наиболее полной прогностической моделью, позволяющей изучать основные качественные черты эволюции нагружаемой среды.

 Анализ экспериментальных и теоретических данных, в том числе результаты численных решений, моделирующих эволюцию деформируемых сред, однозначно свидетельствует, что все твердые тела хрупкие и пластичные, а также и геосреды, являются динамическими нелинейными системами, обладающие свойством самоорганизованной критичности.

• Статистика катастроф разных масштабов, статистика флуктуаций напряжений при прерывистом пластическом течении в том числе, подчиняется степенному закону распределения. Это также доказывает, что деформируемые среды являются системами с самоорганизованной критичностью.

• Фундаментальным свойством таких систем являются длинно-корреляционные взаимодействия в иерархии масштабов.

 Катастрофы в таких системах неизбежны, так как динамическая система в силу внутренних нелинейных свойств и скоррелированности деформационного процесса на широком спектре масштабов стремится к критическому состоянию. В твердых телах разрушение представляет собой последовательность катастроф во всей иерархии масштабов вплоть до макроскопического масштаба образца.

• Одной из главнейших черт динамических систем с самоорганизованной критичностью является то, что в ней нельзя выделить статистически независимые мезоскопические масштабы. Это обстоятельство очень часто приводит к миграции деформационной активности, замиранию процесса локализации деформаций и повреждений в одной области образца и его активизации в другой, например, миграции землетрясений в земной коре.

 Нелинейные системы с самоорганизованной критичностью являются системами с медленной динамикой, выражающейся в пространственно-временной локализации процессов деформации и разрушения в случае деформируемых систем, миграции деформационной активности, формировании деформационных фронтов медленных движений, которые представляют собой диссипативные структуры, то есть являются результатом самоорганизации в этих системах, обусловленной длинно-корреляционными многомасштабными взаимодействиями.

• Автомодельный характер накопления дефектов и повреждений различной физической природы на разных масштабах приводит к автомодельности процессов неупругой деформации и разрушения.

• Масштабная инвариантность процессов деструкции (разрушения), в том числе расчетных, прослеживается в широком диапазоне масштабов.

• Хорошо известные данные анализа сейсмических событий, а также результаты выполненного нами численного эксперимента свидетельствуют о формировании так называемых зон затишья вблизи катастрофического события – замирании деформационного процесса ниже некоторого определенного уровня. Расчеты показывают, что подобное затишье является практически переключением деформационного процесса с достаточно обширной области на более локальный процесс формирования очага будущего катастрофического события. Причем, такое затишье кажущееся, идет сравнительно низкоамплитудный непрерывный квазистационарный процесс наращивания деградации в локальной зоне формирующегося очага разрушения. Возможно, этот процесс можно регистрировать по снижению сейсмической активности в локальной области до некоторого порога, а в деформируемых образцах по соответствующему изменению акустической эмиссии.

• Есть также все основания считать, что в процесс формирования очага будущего разрушения значительный вклад вносят деформационные фронты, которые стекаются в очаг будущего крупного события. Начало интенсивной подпитки локальной области деформационными фронтами можно считать началом режима обострения и переходом разрушения в катастрофическую стадию.

Таким образом, наличие локальных зон затишья и формирование диссипативных структур – цугов медленных деформационных фронтов – можно считать надежными предвестниками активной стадии формирования очага будущего разрушения, что вселяет определенный оптимизм в перспективы прогноза разрушения.

Автор выражает благодарность Е.П. Евтушенко, выполнявшему ряд расчетов.

Работа поддержана грантом РФФИ № 10-05-00509а, интеграционным проектом СО РАН № 114, проектом 16.8 Президиума РАН и проектом VII.64.1.8 фундаментальных исследований СО РАН на 2010–2012 гг.

Литература

Ananthakrishna G., Naronha S.J., Fressengeas C. and Kubin L.P. Crossover from chaotic to self-organized critical dynamic in jerky flow of single crystals // Phys. Rev. E. 1999. V. 60, N. 3. P. 5455–5462.

Bramwell S., Holdsworth P., Pinton J.-F. Universality of rare fluctuations in turbulence and critical phenomena // Nature. 1998. V. 396. P. 552–554.

Гольдин С.В., Юшин В.И., Ружич В.В., Смекалкин О.П. Медленные движения – миф или реальность // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 9-ой междунар. школы-семинара. – Красноярск, 2002. С. 213–220.

Карпинтери А., Почидонья Дж., Пуцци С. Прогноз развития трещин в полномасштабных конструкциях на основе анализа показателя b и статистики Юла // Физ. мезомех. 2008. Т. 11. № 3. С. 75–87.

Кузнецов И.В., Колесникова Н.М., Ломовской И.В., Ротвайн И.М. Обратная задача и прогноз на моделях клеточных автоматов // Синергетика. Исследования и техноло-

гии / Под ред. Г.Г. Малинецкого: Синергетика. От прошлого к будущему. Изд. 2-е. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2009. С. 192–220.

Курдюмов С.П., Куркина Е.С., Потапов А.Б., Самарский А.А. Архитектура многомерных тепловых структур // Режимы с обострением. Эволюция идеи / Под ред. Г.Г. Малинецкого. 2-е изд., испр. и доп. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. С. 136–143.

Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2008. Т. 11. № 3. С. 19–35.

Макаров П.В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 724–746.

Макаров П.В., Карпенко Н.И., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Тунда В.А., Хомяков А.Н. Изучение деформации и разрушения геоматериалов и геосред как иерархически организованных систем // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. спец. вып. С. 17–20.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. – Новосибирск. Академ. изд-во «ГЕО», 2007. 235 с.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Сценарии эволюции горного массива над выработкой // Физ. мезомех. 2009. Т. 12. № 1. С. 75–82.

Малинецкий Г.Г., Курдюмов С.П. Приложение 2. Нелинейная динамика и проблемы прогноза // Структуры и хаос в нелинейных средах. М.:ФИЗМАТЛИТ, 2007. С. 425–451.

Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М.: Эдиториал УРСС, 2002. 360 с.

Пантелеев И.А., Froustey С., Наймарк О.Б. Структурно-скейлинговые переходы и универсальность статистики флуктуаций при пластическом течении металлов // Вычислительная механика сплошных сред. 2009. Т. 2. № 3. С. 70–81.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вычислительная сейсмология. Выпуск 38. М.: ГЕОС, 2007. 242 с.

СПОСОБ СНЯТИЯ УПРУГОЙ ЭНЕРГИИ ДЛЯ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

К.М. Мирзоев, А.В. Николаев, А.А. Лукк, С.Л. Юнга

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Предлагается способ управляемого снятия накопленных напряжений в земной коре для предотвращения сильных землетрясений в зонах их ожидаемого возникновения. Рассматриваются вопросы надежности и безопасности способа, предусматривающего внешние механические воздействия на напряженные среды с помощью вибраций земной коры и нагнетания жидкости в скважины с учетом приливных движений Земли. Приводится комплекс мероприятий, необходимых для внедрения способа.

Введение

В настоящее время решение проблемы краткосрочного прогноза места и времени возникновения сильных землетрясений практически невозможно, так как существует большое число относительно слабых и непредсказуемых триггерных воздействий, и, в том числе, техногенных, которые могут провоцировать возникновение сейсмических катастроф. В связи с этим имеется необходимость создания и реализация новых, более надежных и безопасных способов снижения сейсмического риска.

В 2006 г. Институтом физики Земли РАН, авторами настоящей статьи, разработан способ снятия упругой энергии в напряженных средах для предотвращения сильных землетрясений с помощью вибраций земной коры и нагнетания жидкости в скважины с учетом приливных движений Земли [Мирзоев и др., 2006; 2009].

Снятие упругой энергии в напряженных средах с помощью триггерных воздействий

Впервые влияние вибраций на характер пластических деформаций и высвобождение сейсмической энергии в напряженных средах было обнаружено нами в экспериментах на образцах горных пород и других материалов кристаллической и аморфной структуры [Садовский и др., 1981], а затем в исследованиях возбужденной сейсмичности района водохранилища Нурекской ГЭС в процессе его заполнения [Мирзоев, Негматуллаев, 1983; Николаев, 1999 и др.].

Лабораторные эксперименты

Для проведения лабораторных экспериментов был разработан высокочувствительный (индукционный без трения) прибор регистрации деформаций с увеличениями до 10⁹. Исследования показали, что в реальных условиях существования внешних триггерных механических воздействий на напряженные среды, вся деформация материалов как кристаллической, так и аморфной структуры происходит скачкообразно [Садовский и др., 1981; Мирзоев, Негматуллаев, 1983; 1990; 1992]. На рис. 1 приведен пример хода деформации образца из цемента с туфом под нагрузкой на земной поверхности с включением и выключением вибраций. Аналогичные графики получаются при деформировании материалов как кристаллической, так и аморфной структуры.

До включения вибраций деформация идет резкими скачками. И как показала регистрация колебаний грунта в месте проведения эксперимента с помощью сейсмометра, каждому скачку деформации соответствует своя «пиковая» микросейсма Земли, которая превышает средний фон в 2 и более раз. То есть проявляется триггерный эффект воздействия слабых сигналов на характер деформации материала.



Рис. 1. Ход пластической деформации образца под нагрузкой во времени.

а₁, с₁ и а₂, с₂ - скачки деформации и скорости деформации в момент включения и выключения вибраций соответственно. Расстояние между тонкими стрелками справа - остаточная необратимая деформация после вибраций

88

В момент включения равномерных по амплитуде вибраций происходит большой (плавный) скачок деформации a_1 , после чего скорость увеличивается от значения c_1 до значения c_2 , и она, по виду, становится пластической. Амплитуды равномерных вибраций превышают средний уровень микросейсм Земли в несколько раз, поэтому большие скачки деформаций от «пиковых» микросейсм сглаживаются. И чем больше амплитуды вибраций напряженных материалов, тем большие скорости деформации наблюдаются в экспериментах. Вполне допустимо, что возникающая усиленная деформация в периоды вибраций тоже является скачкообразной, но она состоит уже из большого числа малых скачков, которые соизмеримы по амплитуде с толщиной линии записи.

После отключения вибраций происходит такой же по амплитуде обратный (также плавный) скачок деформации a_2 , который происходит уже в направлении против действующей силы сжатия, несмотря на то, что на образец продолжает действовать нагрузка, которая составляет около 90% от предельной разрушающей. То есть происходит частичный возврат той деформации, которая произошла за счет вибраций. Продолжающаяся после этого обратная пластическая деформация постепенно вновь приобретает свое «правильное» направление в сторону действующей силы сжатия. Первоначальная скорость деформации образца c_1 , соответствующая заданной нагрузке 90% от разрушающей, восстанавливается. С этого момента деформация вновь становится скачкообразной, как и прежде, до вибраций. Но при этом, на графике остается частичная необратимая пластическая деформации, которая развилась от вибровоздействий напряженной среды (две тонкие стрелки справа).

На рис. 2 приведен ход деформации двух кусков пластилина под нагрузкой около 0,12 кг, зарегистрированной двумя разными не связанными между собой приборами. Хорошо видно, что скачки деформации обоих кусков пластилина идут синхронно, что свидетельствует о том, что причинами скачков являются единые внешние триггерные воздействия на напряженные среды, то есть «пиковые» микросейсмы Земли.



Рис. 2. Ход деформации двух кусков пластилина (1,2) под нагрузкой 0,12 кг (площадь сечения каждого S = 3 см² [Садовский и др., 1981]

На рис. 3 приведен ход пластической деформации образца из цемента с туфом при изоляции установки от микросейсм Земли путем подвешивания ее в воздухе на мягких упругих растяжках при равномерных естественных слабых вибрациях (шумах) воздушного пространства [Садовский и др., 1981]. Но и здесь, в случае возникновения внешних триггерных воздействий, например, от бросков легких шариков, или даже от звуковых колебаний в воздушном пространстве (например, хлопок в ладоши), происходит большой резкий скачок деформации в направлении действия сил сжатия напряженного материала. Следовательно, в реальных условиях деформирования напряженных сред как аморфной, так и кристаллической структуры, происходит прерывистая деформация в направлении действующих сил резкими скачками, причинами которых являются триггерные воздействия.



Рис. 3. Ход деформации цементного образца с туфом (фракция 3–5 мм), нагрузка – 4,6 т, площадь сечения S = 49 см². Опыт на подвешенной платформе: 1 – увеличение 8 тыс.; 2 – увеличение 12 тыс. Серии испытаний: I – хлопки; II – броски пластилинового шарика весом 2,7 г, высота 5 см; III – броски резинового шарика весом 2,7 г, высота 5 см; IV – броски стального шарика весом 2,7 г, высота 5 см; V – броски стального шарика весом 2,7 г, высота 5, 10, 15, 20 и 25 см; V – мости 5 см; и 10011

VI – хлопки [Садовский и др., 1981]

Сам факт скачкообразности пластических деформаций, но только в материалах кристаллической структуры, в отдельных экспериментах был известен давно и назывался он эффектом Иоффе-Эренфеста [Классен-Неклюдова, 1927 и др.], что объяснялось «двойникованием» кристаллов, появлением «пачек сдвигов». Но проведенные нами эксперименты показали, что все резкие скачки деформации материалов как кристаллической, так и аморфной структуры, включая пластилин, являются прямым следствием внешних триггерных импульсных воздействий. И наибольшие амплитуды скачков деформации возникают либо от редких по времени больших «пиковых» амплитуд механических воздействий, либо от небольших «пиковых» амплитуд внешних воздействий в случаях длительного отсутствия больших. То есть весь процесс деформирования напряженных материалов происходит под воздействием триггерных эффектов.

В 1983 г. на основе результатов исследований влияния вибраций напряженных сред на характер пластических деформаций материалов, нами разработан способ отливок металлов с изоляцией его от внешних механических воздействий в период кристаллизации, которые порождают в нем будущие плоскости скольжения и трещины [Мирзоев, Негматуллаев, Саломов, 1983]. При этом металл получает повышенную прочность (до 10%), высокую коррозио устойчивость (более 100%) и чистое звучание.

Нурекское водохранилище

Исследования возбужденной сейсмичности в районе водохранилища крупнейшей в мире плотины Нурекской ГЭС показали, что общее число землетрясений с $K \ge 7$ ($M \ge 1,5$) за 17 лет после начала заполнения водохранилища с 1972 по 1989 гг. увеличилось примерно в 2 раза, по сравнению с периодом 17 лет до заполнения с 1955 по 1971 гг. [Мирзоев, Негматуллаев, 1983; 1990; 1992 и др.]. Аналогичный ход сейсмического процесса района водохранилища, в соответствии с каталогами землетрясений, продолжается по настоящее время. Но количество сильных землетрясений и общая суммарная сейсмическая энергия, нормированная к единице времени, после заполнения водохранилища уменьшились. Если за 17 лет до начала заполнения на площади вокруг водохранилища 30 на 60 км² произошло: 1 землетрясение с K = 14 (M = 5,3), 3 землетрясения с K = 13 (M = 5,0) и 6 толчков с K = 12 (M = 4,5), то за 17 лет после его заполнения произошло только 6 землетрясений с K = 12, из которых 3 толчка сразу же в 1972 году, то есть в первый год начала заполнения. После этого, вплоть до настоящего времени (около 40 лет), на всей площади не возникло ни одного землетрясения с K > 12.

В соответствии с нормативной картой сейсмического районирования [Уломов (ред.), 1993; 1995] в районе Нурекского водохранилища возможны максимальные землетрясения с K = 15 (M = 6) с периодом повторяемости около 50 лет, но до сих пор, включая исторический период времени с начала 20 века, такие землетрясения здесь не происходили.

На рис. 4 показаны изменения уровня воды водохранилища Нурекской ГЭС за 1976–1977 гг., энергии сбрасываемой воды через туннели $\Sigma E_{\text{сут}} \times 10^{14}$ Дж, уровня микросейсм от водосброса на сейсмической станции «Лянгар» $A_{\text{мкм}}$, расположенной в 7 км от плотины, суточные значения числа толчков $\Sigma N^{\text{K} \geq 7}$ /сут, а также моменты возникновения наибольших землетрясений с K = 11–12. Данный рисунок является типовым и повторяется ежегодно, начиная с 1972 г. [Мирзоев, Негматуллаев, 1983; 1992]. В 1976 г. уровень водохранилища повысился от 110 до 190 м и возбужденная сейсмичность заметно активизировалась.



Рис. 4. Изменения во времени: суточных значений числа толчков $\sum N^{K \ge 7}_{eyt}$; энергии сброшенной воды через туннели $\sum E_{eyt}, 10^{14}$ Дж; уровня микросейсм на сейсмической станции «Лянгар» $A_{_{MKN}}$; уровня воды в акватории водохранилища Нурекской ГЭС; моментов возникновения землетрясений с $K \ge 11$. Аналогичная картина наблюдается во все годы после 1972 г. [Мирзоев и др., 1990]

На рис. 4 видно, что в периоды водосбросов и повышенных вибраций, когда усиливаются пластические движения, возбужденная сейсмичность с К \geq 7 уменьшается и исчезают сильные землетрясения. После остановки водосброса и прекращения вибраций, начинается период релаксаций земной коры, которая соответствует по времени длительности вибраций. И в этот период возникает большое количество слабых возбужденных землетрясений и отдельные толчки с К \leq 12. Длительность интенсивных вибраций от водосброса в районе водохранилища в течение каждого года связана с летними паводками и продолжается 3–5 месяцев.

На рис. 5 приведен график количества землетрясений в сутки с их энергией, отнесенной к единице площади в 1000 км² на разно удаленных контурах площадей вокруг водосброса в районе водохранилища Нурекской ГЭС, в которых определялся уровень микросейсмических колебаний в разные периоды времени. Измерения на разных сейсмических станциях показали. что в периолы максимальных водосбросов, повышенный фон микросейсм распространяется до 30 км от источника водосброса. В периоды прекращения водосброса, вибрации идут от действующих агрегатов ГЭС, которые распространяются не далее 10 км. На рис. 5 видно, что с повышением уровня вибраций на разных расстояниях от значений с 0,02 мкм (естественный уровень микросейсм) до значений 0,4 мкм, среднесуточная выделяемая сейсмическая энергия, нормированная к площади 1000 км², уменьшается на 3 порядка. В отдельные периоды времени, когда амплитуды техногенных вибраций в прилегающих территориях достигали максимальной величины 0.5 мкм, землетрясения исчезали полностью. Снятие накопленных напряжений в земной коре в таких случаях происходит преимущественно усиленными пластическими движениями. В то же время, за пределами зон повышенных вибраций (далее 30 км) обычный ход сейсмичности не изменялся.



Рис. 5. График среднесуточной выделенной энергии землетрясений, отнесенной к единице площади в 1000 км² в акватории водохранилища Нурекской ГЭС в зависимости от уровня микросейсм на разных расстояниях и в разные периоды времени для постепенно удаляющихся зон в радиусе до 25 км от водосброса [Мирзоев и др., 1990]

Для района водохранилища Нурекской ГЭС проводились исследования спектров местных землетрясений как до его заполнения, так и после [Голубятников и др., 1982]. Было выявлено, что после заполнения водохранилища землетрясения стали более «мягкими» по своему частотному составу (низкочастотными) и зона «мягких» землетрясений с максимумами спектра в области 3 Гц через 5–7 лет постепенно расширилась до 30 км. До начала заполнения максимумы спектров располагались в области 10 Гц и более. Сброс напряжений в очагах высокочастотных землетрясений составлял 1–4 бара, а в низкочастотных для той же энергии землетрясений он соответствовал уже диапазону 0,03–0,4 бара, что также свидетельствует о повышении доли «мягких» движений в очагах землетрясений после заполнения водохранилища [Голубятников и др., 1982; Мирзоев и др., 1983 и др.].

Геодезические измерения в районе водохранилища Ташкентского Предприятия № 12 показали, что до начала заполнения, вертикальные и горизонтальные движения земной коры составляли 3–4 мм в год, а в период и после заполнения они увеличились более, чем на порядок [Корешков и др., 1986 и др.]. Следовательно, после заполнения водохранилища снятие накопленных напряжений в земной коре происходит более плавно за счет мягких крипповых подвижек по разломам и трещинам в связи с постепенным проникновением воды и уменьшением коэффициентов трения на плоскостях скольжения. В этом же процессе участвуют естественные и техногенные вибрации земной коры, которые вызывают импульсное расширение и сжатие трещин земной коры, чем обеспечивают ускоренные движения в направлении действия тектонических сил.

Убедительным подтверждением влияния вибраций земной коры на пластическую деформацию являются измерения наклонов земной поверхности в штольне сейсмической станции «Лянгар», расположенной в 7 км от плотины Нурекской ГЭС [Мирзоев, Негматуллаев, 1992]. На рис. 6 (а, б) приведены типичные случаи изменения величины наклонов в моменты изменений амплитуд вибраций, которые являются быстрыми, но не скачкообразными. Как видно из рисунков, большие из-



Рис. 6. Примеры хода наклонов земной поверхности на станции «Лянгар». Цифрами ±50 м³/сек и так далее и стрелками обозначены объемы сбрасываемой воды и моменты быстрого изменения амплитуд вибраций [Мирзоев и др., 1992]

менения наклонов происходят в периоды изменения объемов падающей воды (на рис. 6, а это до $\pm 50 \text{ м}^3$). На рис. 6, б приведен случай изменения объемов падающей воды до $\pm 900 \text{ м}^3$ в секунду. Естественно ожидать, что в зонах высоких накопленных напряжений возможных сильных землетрясений, движения земной коры от вибраций будут значительно большими.

Добыча полезных ископаемых

Активную возбужденную сейсмичность вызывают процессы добычи нефти и газа, особенно там, где проводится интенсивное нагнетание жидкости в глубокие скважины. Нередко провоцируются возбужденные землетрясения в зонах добычи твердых полезных ископаемых с помощью взрывных и других воздействий.

Исключительно интенсивная закачка воды в скважины в связи с добычей нефти в мировой практике проводилась на территории Ромашкинского месторождения нефти (Республика Татарстан). Злесь, начиная с конца 50-х до середины 80-х годов 20 века, объемы закачки воды на площади 60 на 70 км² превышали 100 млн м³ в год [Мирзоев и др., 2009]. В конце 60-х годов на месторождении начали возникать ощутимые землетрясения с интенсивностью от 3 до 7 баллов (максимальная энергия K = 12, M = 4), количество которых ежегодно доходило до 50. При этом максимальная расчетная магнитуда землетрясений для территории Татарстана, не превышает М = 5 (К = 13) [Уломов (ред.), 1993; 1995; Мирзоев и др., 2009 и др.]. Интенсивная закачка воды в скважины на месторождении не смогла спровоцировать максимально возможного землетрясения для данной области, что характерно как для района Нурекской ГЭС, так и многих других крупных водохранилищ мира. Но если в районе Нурекского водохранилища от вибровоздействий земной коры уменьшается как количество слабых, так и относительно сильных землетрясений, то на Ромашкинском месторождении нефти, где систематические вибровоздействия отсутствуют, количество слабых и средней силы землетрясений увеличилось. Но максимально возможного землетрясения не последовало, что свидетельствует об увеличении возбужденной сейсмичности, и в том числе ощутимых толчков, за счет энергии более сильных.

В целом на Ромашкинском месторождении нефти объемы закачки воды в скважины с 1986 по 2001 гг. были уменьшены в 2,7 раза, что привело к существенному уменьшению сейсмической активности. Если до 1986 г. происходило до 50 инструментально зарегистрированных землетрясений в год с K = 8–11, то к 1996 г. и далее, по настоящее время, количество землетрясений составляет уже не более 10, а энергия максимального из них не превышает K = 8 (M = 2).

Комплекс мероприятий по организации управляемого снятия накопленных напряжений в земной коре

Полученные результаты исследований возбужденной сейсмичности в различных сейсмически активных регионах земного шара позволили разработать способ уменьшения энергии возможных разрушительных землетрясений в зонах их ожидаемого возникновения, который предусматривает проведение вибрационных воздействий и нагнетания воды в скважины с учетом приливных движений Земли [Мирзоев, Николаев, Лукк, Юнга, 2006; 2009]. Для внедрения способа предлагается следующий комплекс мероприятий: 1. Создание сети сейсмических наблюдений в зоне сейсмоактивного разлома с энергетическим уровнем представительной регистрации К ≥ 7 (М = 1,5).

 Определение наиболее вероятных мест ожидаемых сильных землетрясений в пределах крупной сейсмогенерирующей структуры (зон сейсмического затишья);

3. Создание комплекса измерений горизонтальных и вертикальных движений земной поверхности с помощью систем GPS/GLONAS, включая деформометрические измерения в штольнях;

 Создание комплекса регулирования закачки воды в скважины и вибровоздействий в зонах вероятного возникновения сильных землетрясений;

5. Периодическое нагнетание жидкости в скважины в фазах гравитационных лунно-солнечных приливов земной коры, вызывающих расширение напряженных сред;

6. Проведение вибраций земной коры в зонах вероятного возникновения сильных землетрясений с интенсивностью до 0,5 мкр.

Главным критерием оценки величины снятой энергии в очаговой зоне является величина остаточной пластической деформации, определяемая с помощью геодезической сети измерений системами GPS/GLONAS. Эта энергия может быть определена по известным эмпирическим формулам связи между остаточными деформациями после сильных землетрясений и их магнитудой, например [Borman (ed), 2002].

Предельные объемы нагнетаемой жидкости контролируются интенсивностью возбужденной сейсмичности. В случае возникновения относительно сильных землетрясений с К \geq 9 (M \geq 2,5), объемы закачки воды уменьшаются. Расстояния между закачивающими, а также вибрационными скважинами устанавливаются не более 5 км.

Заключение

Представленные в настоящей работе результаты исследований свидетельствуют о том, что возникновение сильных землетрясений в зонах их подготовки носит триггерный характер. И предсказать все внешние триггерные воздействия практически невозможно. Поэтому, постановка масштабного и контролируемого эксперимента по регулируемой разрядке накопленных напряжений в земной коре с помощью вибровоздействий и регулируемой закачки воды в скважины с учетом приливных движений Земли, представляется исключительно важной и своевременной задачей. Имеющиеся результаты исследований свидетельствуют о безопасности контролируемого эксперимента. Способ предотвращения сильных землетрясений решает одновременно две важнейшие проблемы современности: безопасность населения и сохранение инженерно-технических объектов.

Литература

Голубятников В.Л., Павлова А.И. Исследования спектральных характеристик землетрясений Нурекского района // Прогноз землетрясений. № 1. – Душанбе. ДОНИШ. 1982. С. 352–362.

Классен-Неклюдова М.В. О природе пластических деформаций // ЖРФО. 1927. Т. 59. 509 с.

Корешков Н.А., Мантров А.И., Пискулин В.А., Райзман А.П. Геодезические исследования деформаций земной коры в районах Чарвакского, Нурекского и Рогунского гидроэнергетических сооружений // Сейсмогеодинамика области перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите. – Ташкент. ФАН, 1986. С. 121–129.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Влияние механических вибраций на выделение сейсмической энергии // Прогноз землетрясений. № 4. – Душанбе-Москва. ДОНИШ. 1983. С. 365–372.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов Н.Г. Способ получения отливок // Авторское свидетельство на изобретение № 1039087, 1983.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Влияние механических вибраций на сейсмичность // ДАН СССР. 1990. Т. 313, № 1. С. 78–83.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Влияние механических вибраций на сейсмичность и пластические деформации / под ред. Садовского М.А.. – Душанбе. ДОНИШ. 1992. 51 с.

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Способ снятия упругой энергии в напряженных средах для предотвращения землетрясений. Патент РФ на изобретение № 2289151. 10 декабря 2006.

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Изв. АН СССР, Физика Земли. 2009, № 10. С. 49–68.

Николаев А.В. О возможности искусственной разрядки тектонических напряжений с помощью электрических и сейсмических воздействий // Двойные технологии. – М.: АТОМИЗДАТ. 1999. № 2. С. 6–10.

Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов Н.Г. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1981, № 6. С. 32–42.

Уломов В.И. (ред.) Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. – М.: ОИФЗ РАН. Вып.1-3. 1993/1995. 303 с./490 с.

Borman P. (ed.). New Manual of Seismological Observatory Practice, GeoForschungs Zentrum Potsdam. 2002. ISBN 3-9808780-0-7. 1252 p.

МЕХАНИКА ТРИГГЕРНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИ ИСКУССТВЕННОМ ПРОВОЦИРОВАНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

А.Е. Молчанов

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва almol@ifz.ru

На простейшей модели очага землетрясения проанализированы последствия четырёх возможных типов активного воздействия. Очаг находится в субкритическом состоянии, достаточно близком к предельному. Подробно рассмотрен триггерный механизм воздействия, связанный с изменением параметров сил трения между бортами разлома, а также воздействие ударной волной от взрыва.

Введение

Некоторые интуитивные соображения позволяют иногда правильно угадать направление развития достаточно сложно построенных систем. Высшим проявлением правильности догадок является возможность на определённом этапе развития влиять в ту или иную сторону на поведение системы, ускоряя наступление желательного исхода, либо отдаляя и понижая последствия катастрофического развития. Немалую роль в этом играет устранение элемента внезапности наступающего события.

Ниже, на примере модели очага тектонического землетрясения, предпринята попытка объяснения механизма триггерного воздействия на очаг. Результаты исследования позволяют получить не только качественное объяснение, но и определённую количественную оценку разных типов воздействий. Они позволяют правильно понять направление развития системы после воздействия и выявить возможность наступления искусственного землетрясения. Следует отметить, что триггерное воздействие всегда малое, поэтому критическое состояние системы обязательно должно быть близкое к предельному.

Очаг землетрясения представлен в виде трещины продольного сдвига в среде, подверженной действию литостатического давления и тектонических сил горизонтального сжатия и сдвига [Молчанов, 1972; 1993; 2000; 2003]. Анализируется характер влияния разного рода природных, либо антропогенных факторов на управляющие параметры процесса с точки зрения их возможного триггерного эффекта. Такой анализ воздействия легко осуществить, если имеется достаточно реалистичная модель, описывающая исследуемый процесс, а именно, процесс подготовки и сам акт землетрясения.

Постановка и решение задачи о равновесии среды с трещиной

Представим блок земной коры бесконечным однородным и изотропным упругим полупространством с плотностью ρ , модулем сдвига μ и коэффициентом Пуассона ν , находящимся в поле силы тяжести с ускорением *g* (рис. 1). Разлом моделируется разрывом смещения, проникающим на конечную глубину *h* от дневной поверхности, которая свободна от внешних нагрузок.

Рис. 1. Модель разлома со сдвигом по простиранию. Распределение региональных тектонических и гравитационных напряжений



Введём прямоугольную систему координат, начало которой совместим с разрывом. Направим ось x в глубь Земли, ось y – по нормали к плоскости сместителя, а ось z – вдоль линии разрывного нарушения. Напряжённое состояние среды

$$\sigma'_{ij} = \sigma^{\infty}_{ij} + \sigma^{\omega}_{ij}$$

определяется возмущающими напряжениями σ_{ij} , а регулярное состояние $\sigma_{ij}^{\infty} = \sigma_{ij}^{t} + \sigma_{ij}^{g}$ характеризуется действием тектонических и гравитационных сил. Внешние тектонические силы определяются напряжениями сдвига $\tau_{yz}^{t} = \tau_{\infty}$ и сжатия $\sigma_{y}^{t} = -\sigma_{\infty}$, а воздействие поля силы тяжести создает в массиве горных пород состояние гравитационного литостатического сжатия $\sigma_{x}^{g} = -\rho g x$. Учитывается наличие бокового стеснения среды. Напряжение бокового распора определяется соотношением

$$\sigma_v^g = \eta \sigma_x^g$$

где $\eta = v/(1 - v)$, $0 \le \eta \le 1 - коэффициент бокового распора [Молчанов, 1972; 1993; 2000; 2003].$

Тогда компоненты тензора начальных напряжений имеют вид:

$$\sigma_x^{\infty} = -\rho gx, \ \sigma_y^{\infty} = -(\sigma_{\infty} + \eta \rho gx), \ \sigma_z^{\infty} = \nu(\sigma_x^{\infty} + \sigma_y^{\infty}), \ \tau_{yz}^{\infty} = \tau_{\infty}, \ 0 \le x < \infty, \ -\infty < y < \infty.$$
(1)

Для свободной от нагрузок дневной поверхности имеем граничное условие:

$$\tau_{xz} = 0, \, \sigma_x = 0, \, x = 0, \, -\infty < y < \infty.$$

Относительному проскальзыванию поверхностей разрыва препятствуют силы трения. Примем, что контактирующие берега разрыва взаимодействуют по закону сухого трения Кулона со сцеплением

$$\tau_{yz}' = \tau_f = (k_0 - f\sigma_y) \operatorname{sgn} \tau_{\infty}, \, \sigma_y' < 0,$$

где τ_f – напряжение трения на поверхности разрыва, f – коэффициент трения, k_0 – сцепление, а $\sigma'_y = \sigma^{\infty}_y$ – нормальное к поверхности борта боковое давление. Борта разлома остаются всегда плотно сомкнутыми. Возникновение зияющей расщелины при скольжении не допускается. Учёт сил трения весьма важен, поскольку именно эти силы сдерживают неограниченный рост разлома в глубину.

Граничное условие для возмущения напряжения на трещине имеет вид:

$$\tau_{yz} = -\tau_{\infty} + k_0 + f(\sigma_{\infty} + \eta \rho g x), \ 0 < x < h, \ y = 0.$$
(3)

Вне разрыва на его продолжении перемещение равно нулю, поскольку *w* является антисимметричной функцией координаты *y*, и напряжение τ_{xz} также равно нулю:

$$w = 0, \quad \tau_{\tau} = 0, \quad h \le x < \infty, \quad y = 0.$$
 (4)

В возмущённом состоянии вектор аномального смещения имеет только одну отличную от нуля компоненту w(x, y), направленную вдоль оси z, а напряжённое состояние среды характеризуется двумя компонентами тензора напряжения $\tau_{xz} =$ = $\tau_{xz}(x, y)$, $\tau_{yz} = \tau_{yz}(x, y)$, удовлетворяющими уравнениям равновесия, закону Гука

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} = 0, \ \tau_{xz} = \mu \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \tau_{yz} = \mu \frac{\partial w}{\partial y}, \tag{5}$$

и граничным условиям (1)-(4) для возмущённого состояния.

Описанная модель очага землетрясения позволяет сформулировать и решить задачу определения напряжённо-деформированного состояния среды с трещиной [Молчанов, 1972; 1989; 1993; 2000; 2003]. Были найдены поля напряжений и деформаций внутри среды и на поверхности. В частности, для обнажённой квазистатической трещины сдвига распределение напряжения на её продолжении в глубину имеет вид:

$$\tau_{yz}(x,0) = f\eta\rho g|x| - \tau_a + \left(\tau_a - \frac{2f\eta\rho gh}{\pi}\right) \frac{|x|}{\sqrt{x^2 - h^2}} - \frac{2f\eta\rho g}{\pi}|x| \operatorname{arctg} \frac{\sqrt{x^2 - h^2}}{h}, \quad |x| > h,$$

$$\tau_a = \tau_{\infty} - \left(k_0 + f\sigma_{\infty}\right).$$
(6)

Далее аналитическое решение краевой задачи теории упругости анализируется с позиций механики разрушения горных пород.

Устойчивость разрывов

Разрушение упругой идеально хрупкой среды сопровождается процессами деформирования, разломообразования и сейсмического излучения. Очаг разрушения примыкает к корню разлома и прорастает вместе с ним в глубину Земли. Для описания разрушения среды принят критерий критического коэффициента интенсивности напряжения [Костров, Никитин, Флитман, 1969]. Опуская подробности решения, остановимся на результатах тектонофизического моделирования.

Когда запасённая в среде в результате тектонических движений упругая потенциальная энергия оказывается достаточной для поддержания движения разрыва, происходит его распространение. Это означает, что при заданной начальной глубине разрыва h активное напряжение τ_a достигает предельного значения [Молчанов, 1972]:

$$\tau_a = \frac{2f\eta\rho gh}{\pi} + \frac{K_0}{\sqrt{h}},\tag{7}$$

определяемого по теории разрушения. Коэффициент K_0 обозначает константу материала и характеризует сопротивление среды хрупкому разрушению. Этот коэффициент связан с эффективной статической поверхностной энергией γ_0 соотношением

$$\gamma_0 = \pi K_0^2 / 4\mu. \tag{8}$$

Интересующий случай представлен кривой устойчивости 1 ($f \neq 0, K_0 \neq 0$) на рис. 2. Критическая глубина трещины, соответствующая минимуму кривой 1, определяется соотношением

$$h_{cr} = \left(\pi K_0 / 4f\eta \rho g\right)^{2/3}.$$
 (9)

Прежде всего, необходимо выяснить условия равновесия разлома. Здесь важно соотношение начальной глубины трещины и критической. Это соотношение определяет степень сейсмогенности разлома. Обнажённый разрыв, будь то надвиг или сдвиг, имеет два варианта развития процесса активизации: устойчивый тип, при котором землетрясения слабые, и неустойчивый тип, при котором имеется этап катастрофического землетрясения. Поэтому кривая устойчивости имеет две ветви – ниспадающую, характеризующую неустойчивость разрыва, и восходящую ветвь для устойчивых разрывов (кривая 1 на рис. 2). Область изображающих точек, отражающих данное состояние системы, лежащая выше кривой устойчивости, отвечает неустойчивому разломообразованию. При параметрах этого состояния при глубинах $h < h_{cr}$ разрыв распространяется динамически [Молчанов, Никитин, 1972].



Рис. 2. Тригтерное воздействие на очаг землетрясения при закачке флюида. Наведённая сейсмичность при обводнении

Прямая линия 2 соответствует случаю отсутствия хрупкого сопротивления развитию трещины ($K_0 = 0$), когда заранее существующий разлом неограниченно проникает в глубину. В этом случае система всегда устойчива и динамический срыв отсутствует [Молчанов, 1972].

Поскольку процесс землетрясения весьма быстротечен, можно предположить, что за это время внешнее активное напряжение τ_a не успевает измениться существенным образом. Поэтому далее принято, что процесс динамического разломообразования происходит при постоянном значении активного напряжения [Шерман, Молчанов, Адамович, Саньков, 1989]. В результате землетрясения (переход из точки О в точку А кривой 1 на рис. 2) глубина разрыва увеличивается, а изображающая точка попадает на устойчивую ветвь кривой равновесия. Процесс прекратится, когда глубина разрыва примет значение h_A , определяемое из (7) и (9):

$$h_A = h_0 / 4 \left[\sqrt{1 + 8 (h_{cr} / h_0)^{3/2}} - 1 \right]^2.$$
(10)

Возможные типы активных воздействий, провоцирующих землетрясения

Можно представить себе разные способы выведения трещины в неустойчивую область (так называемые активные воздействия на очаг землетрясения). Внешний искусственный толчок, инициирующий развитие трещины, можно осуществить, например, путём перегрузки, либо надрезом края трещины. В обоих случаях результаты воздействий будут одинаковы в том смысле, что изображающая точка переходит в неустойчивую область, следовательно, устойчивость разрыва теряется и происходит динамический процесс трещинообразования и сейсмического излучения – землетрясение. Однако характер и особенности динамики трещины очевидно различны, как различны физические причины подрезки и перегрузки. Как в случае перегрузки трещины, так и при надрезе трещины на характер её движения будет оказывать существенное влияние темп нагружения и резания, а также общая принятая схема воздействия.

Интересно проанализировать на простейшей модели очага механику активного воздействия на разлом и его последствия. Процесс разрушения контролируют: на-

чальная глубина заложения разрыва, трещиностойкость среды, активное напряжение тектонического сдвига и характеристики сил трения. Эти параметры определяют сейсмотектонический портрет процесса и оказывают существенное влияние на активизацию существующего разлома, его оживление, устойчивость и движение [Молчанов, 1972; 1993]. Следовательно, имеются четыре возможных типа воздействия, связанные с этими характеристиками. К ним относятся: изменение параметров сил трения между бортами разлома, воздействие на разлом ударной волной от взрыва, «подрезка» края разрыва, изменение параметров трещиностойкости среды.

Это означает, что существуют, по крайней мере, четыре способа триггерного воздействия на очаг. То, что число типов и способов воздействия будет различным связано с тем, что изменение одного параметра (например, сил трения) можно осуществить несколькими способами. Мы не будем интересоваться возможными способами технического осуществления воздействия на тектонический разлом на практике. Наша задача заключается в изучении результатов возможных воздействий на устойчивость и движение трещины.

Изменение параметров сил трения между бортами разлома

Один из типов активного воздействия связан с изменением параметров взаимодействия берегов разлома, понижающих коэффициент трения. Перечислим кратко некоторые способы воздействий, принадлежащие этому типу, связанному с изменением параметров трения. Прежде всего, отметим принудительное нагнетание флюида в тело разлома, снижающее взаимное трение и сцепление бортов разлома, понижающее пороговое значение критического напряжения и провоцирующее землетрясение. С этим способом тесно связан случай обводнения разломов от искусственных водохранилищ, вызывающий наведённую сейсмичность там, где сейсмичность прежде отсутствовала. Следует отметить также вибрационное воздействие, меняющее степень уплотнения и структуру наполнителя тела разлома (следовательно, коэффициента трения), вызывая эффект флюидизации. Наконец, отметим некоторую роль барических вариаций атмосферного давления, явно в работе не рассматриваемых, но влияющих, наряду с литостатическим давлением, на величину горизонтального сжатия σ_{x}^{∞} и активного тектонического сдвига τ_{a} .

Рассмотрим механику провоцирования землетрясения по типу изменения параметров трения. Понижение коэффициента трения (на всей поверхности или на её части) приводит к тому, что эффективное значение сил трения на всей поверхности уменьшается и, следовательно, меняется кривая предельного равновесия, её уровень понижается, критическое состояние наступает раньше и, значит, раньше происходит землетрясение. В этом случае динамический эффект землетрясения усиливается, поскольку размер разрыва по глубине значительно увеличивается по сравнению с размером разрыва в его естественном развитии (рис. 2).

По сравнению с другими случаями воздействий, не меняющих существенным образом силы землетрясения, рассмотренный случай меняет и, более того, усиливает искусственное землетрясение по сравнению с естественным событием. Это усиление легко установить сравнивая увеличение размеров разрыва при искусственном и естественном землетрясениях. Тогда, для кривых 1 и 1' (при значениях коэффициента трения f > f', соответственно) из формулы (10) следует, что $h_B > h_A$. При триггерном эффекте малые воздействия приводят к катастрофическим результатам. Расчёты показывают, что для случая, соответствующего параметрам данного

разрыва, уменьшение трения на 25% приводит к усилению динамической эффективности разрушения и увеличению размера разрыва по глубине, более чем на 70%.

Другой случай показывает, когда сейсмичность возникает в результате обводнения. Допустим, что разлом с начальной глубиной h_0' находится в недогруженном состоянии в точке O' по отношению к кривой 1 с коэффициентом трения f (рис. 2). Естественным образом сейсмотектонический процесс реализуется роем слабых землетрясений в течение весьма продолжительного временного интервала. Однако при обводнении, когда коэффициент трения понизится f' < f, а кривая устойчивости также понизится и примет вид 1', произойдёт наведённое землетрясение, которое не ожидалось. В этом случае размеры разрыва увеличатся, а изображающая точка переместится из одного состояния в другое (переход $O' \rightarrow A'$).

Выше рассматривалось уменьшение трения, приводящее к искусственному провоцированию землетрясения. Наоборот, закачка, например, какого-нибудь связующего вещества, вызывающего увеличение средней величины силы трения на разрыве, отдаляет наступление сейсмического события. Однако здесь можно переборщить. Тогда вместо ожидаемого слабого землетрясения, произойдёт более сильное запоздалое землетрясение с большей накопленной энергией.

Воздействие сейсмической волны от взрыва

До искусственного воздействия трещина находится в естественном недогруженном устойчивом состоянии – точка O на рис. 3. В течение некоторого длительного промежутка времени естественным образом трещина перейдёт из состояния в точке O в состояние точки A, после чего происходит землетрясение, а изображающая точка переходит в состояние B.

Поясним теперь суть механизма провоцирования взрывом [Molchanov, Nikitin, 1978]. При воздействии ударной волны разрыв перегружается и изображающая точка переходит из недогруженного состояния *O* в перегруженное состояние *B* неустойчивой области, характерное для динамически распространяющихся разрывов (рис. 3). В результате перегрузки трещина становится неустойчивой, начинается ди-



Рис. 3. Триггерное воздействие сейсмической волны от взрыва. Воздействие «подрезкой» края разрыва

намический процесс – землетрясение. Если длительность импульсного воздействия (переход $B \rightarrow D$) оказывается достаточной, то после его окончания (переход $D \rightarrow A$) система приходит в состояние начала землетрясения, изображаемое точкой A, которое было спровоцировано искусственно путём перегрузки разрыва. Если прямой переход $O \rightarrow A$ в естественных условиях занимает десятки, а то и сотни лет, то переход по пути $O \rightarrow B \rightarrow D \rightarrow A$ занимает секунды.

Очевидно, что здесь важны как длительность импульсного воздействия (участок $B \rightarrow D$), так и его интенсивность (участок $O \rightarrow B$). Определённую роль играет также темп перегрузки. В любом случае сдвиговая компонента волны напряжений должна быть достаточной, чтобы провоцирование землетрясения осуществилось. Если одна из этих составляющих будет недостаточна, то триггер не сработает.

Как было показано выше, сейсмическая волна от взрыва вызывает преждевременное землетрясение. Следовательно, можно сделать важное утверждение, что взрывы повышают сейсмическую активность в период их применения. Действительно, за счёт перегрузки очаги землетрясений, которые разрядились бы естественным образом гораздо позже, начинают активизироваться преждевременно. Но здесь должен присутствовать также сопутствующий эффект. А именно, при исследованиях сейсмичности должен отмечаться период автоматического уменьшения сейсмической активности сразу после взрыва, поскольку подготовленные очаги уже разрядились преждевременными землетрясениями.

Из графиков также видно, что для активизации очага землетрясения при более высоком уровне накопленного тектонического напряжения, необходимо более сильное ударное воздействие. Кроме того, более сильное воздействие необходимо, когда система достаточно удалена от критического состояния.

«Подрезка» края разрыва. Изменение параметров трещиностойкости среды

Наконец, следующие два способа воздействия на сегодняшний момент выглядят трудноосуществимыми, но упомянуть об их существовании необходимо. Эти способы связаны с изменением параметров хрупкой прочности в корне разлома, а также с принудительным изменением глубины трещины за счёт «пропиливания» или «подрезки». Поясним смысл термина, именуемого далее как «подрезка». Имеется в виду способ достаточно быстрого искусственного приращения размеров разрыва в глубину. Они могут быть осуществлены с помощью разного рода естественных геохимических или искусственных технологических процессов.

Механику воздействия поясним кратко на примере «подрезки» края трещины. Снова воспользуемся графиком на рис. 3. Очевидно, вместо перехода по пути $O \rightarrow B \rightarrow D \rightarrow A$ можно осуществить прямой переход $O \rightarrow A$ из докритического состояния в критическое. Мы здесь не останавливаемся на степени сложности осуществления такого воздействия. Здесь важна сама идея и принципиальная возможность способа прямого перевода разрыва в неустойчивую область.

Заключение

Выше были рассмотрены основные способы триггерных воздействий на очаг землетрясения. Из них наиболее значимые связаны с активным, силовым воздей-

ствием от искусственного взрыва или естественной тектонической активизации. Взрыв является важным инструментом дистанционного воздействия, когда другие способы «добраться» до очага оказываются либо затратными, либо – малоэффективными. Именно взрывы вызывают кратковременную импульсную перегрузку подготовленного очага, часто достаточную для провоцирования землетрясения в более ранние моменты времени, чем при естественном ходе развития очага и подготовки землетрясения. Показано, что провоцирование «досрочного» землетрясения обуславливает в последующий период некоторое снижение сейсмической активности от среднего стационарного процесса.

Следующим мощнейшим триггерным механизмом является флюидонасыщение разломной зоны. Обводнение разломов от близко расположенных водохранилищ неминуемо приводит к возрастанию сейсмической активности (наведённая сейсмичность). Искусственное, принудительное нагнетание флюида в зону разлома, вибрационные воздействия и другие процессы, меняющие условия взаимодействия структурных элементов наполнителя тела разлома, уменьшающие эффективные величины сил сцепления и трения между бортами разлома, существенно влияет на процесс подготовки.

Наконец, оставляя в стороне вопросы технологии осуществления воздействий, отметим, что достаточно важным триггерным эффектом обладают физикохимические процессы, меняющие параметры хрупкой прочности среды в корне разлома.

Следует ещё раз подчеркнуть, что в любом случае триггерные механизмы не могут быть причиной подготовки землетрясений. Триггерные воздействия являются лишь некоторой малой предельной добавкой, «спусковым крючком» к тектоническому деформированию, определяющему процесс подготовки землетрясения. Поэтому важнейшим назначением искусственного триггера является возможность осознанного выбора момента его использования с целью исключения элемента внезапности катастрофического события.

Литература

Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Механика хрупкого разрушения // Механика твердого тела: Изв. АН СССР. 1969. № 3. С. 112–125.

Молчанов А.Е. Трещина продольного сдвига под свободной поверхностью как модель очага землетрясения / / Физика Земли: Изв. АН СССР. 1972. № 8. С. 26–34.

Молчанов А.Е., Никитин Л.В. Динамика трещины продольного сдвига после потери устойчивости // Механика твёрдого тела: Изв. АН СССР. 1972. № 2. С. 60–68.

Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика, 1989. № 11. С. 3–13.

Молчанов А.Е. Процессы разломообразования и сейсмичность сдвиговых зон // Физика Земли. МАИК. 1993. № 9. С. 12–26.

Молчанов А.Е. Деформационные характеристики зон сдвиговых разломов // Физика Земли. 2000. № 11. С. 40–56.

Молчанов А.Е. Процессы активизации заглубленных тектонических разломов // Физика Земли, 2003. № 9. С. 65–81.

Molchanov A.E., Nikitin L.V. Simple models of earthquake focus and its speculative analysis // In: Proceedings of Conference III Fault Mechanics and it a Relation to Earthquake Prediction / 1-3 December, 1977/ Menlo Park. 1978, p. 681–710.

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕЛЕ РАЗЛОМА, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО МЕТАСТАБИЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ТРИГГЕРНОГО ЭФФЕКТА

Ю.Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва reb@ifz.ru

С тектонофизических позиций путь к решению проблемы сейсмической безопасности, управлению сейсмическим процессом и инициированию сейсмичности (триггерные землетрясения) лежит через создание методов изучения закономерности распределения природных напряжений в сейсмоактвиных участках земной коры [Гзовский, 1975]. Пока результативная часть этих методов (методы Анжелье, Гефарда, Гущенко, Николаева, Юнги, и др.) ограничивалась получением данных об ориентации осей главных напряжений, задача изучения условий формирования очага сильного землетрясения не рассматривалась. Ситуация резко изменилась, когда в нулевых годах метод катакластического анализа механизмов очагов землетрясений [Ребецкий, 1997; 1999; 2001], созданный ранее в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН в развитие метола О.И. Гушенко, был модифицирован до возможности оценки относительных величин шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений, а затем и величин напряжений [Ребецкий, 2003; 2005; 2009]. Именно этот метод позволил установить ряд важнейших закономерностей в распределении напряжений в сейсмоактивных областях, местоположениях землетрясений в поле напряжений, поля напряжений в очагах сильных землетрясений.

Условия, благоприятные для формирования хрупкого разрушения

Результаты реконструкций распределения напряжений, выполненных методом катакластического анализа для ряда сейсмоактивных областей [Ребецкий, 2007] показывают, что наиболее сильные землетрясения в исследованных регионах с размером очага ($M_b < 7$) того же порядка или чуть меньше линейного размера, отвечающего масштабу осреднения напряжений, приурочены к областям, где наблюдается средний уровень напряжений эффективного всестороннего давления (см. рисунки 1, б и 2, б). Поскольку эффективное всестороннее давление p^* (тектоническое минус флюидное) и максимальные касательные напряжения т взаимосвязаны, то в этих областях максимальные касательные напряжения также отвечают среднему уровню значений. Так, в земной коре Южных Курил и Японии землетрясения с $M_b \ge 7,5$ произошли там, где $30 < \tau < 100$ бар. Для сейсмоактивной области Сан-Фернандо землетрясения с $M_b \ge 5,0$ произошли там, где $60 < \tau < 130$ бар. В этих областях флюидное давление составляет более 80% от величины литостатического давления на данной глубине.

Поскольку в областях с высоким уровнем максимальных касательных напряжений существует и высокий уровень эффективного давления p^* (см. рис. 1, а), то это означает, что на образующихся поверхностях разломов в таких областях действуют большие по интенсивности силы трения, обусловленные действием вдоль их бортов больших по величине сжимающих напряжений. Это обстоятельство определяет то, что в областях с высоким уровнем девиаторных напряжений большая часть снимаемой энергии упругих деформаций $|\Delta E_e|$ переходит в тепловую энергию E_H , и меньшая часть в энергию сейсмических волн E_s . В таких областях хрупкое разрушение становится менее эффективным. При определенном уровне эффективного всестороннего давления хрупкое разрушение становится вообще невозможным, хотя уровень максимальных касательных напряжений, действующих в таких областях, выше чем в областях, где хрупкое разрушение возможно [Ребецкий, 2006].



Рис. 1. Диаграммы, определяющие взаимосвязи параметров тензора напряжений в квазиоднородных доменах, выделенных в земной коре Южных Курил и Японии.

a – соотношения между относительными напряжениями p^*/τ_f и τ/τ_f в зависимости от значений μ_{o} ; δ – соотношение p^*/τ при разных значениях τ . Звездочки определяют напряженные состояния доменов, в которых произошли сильные землетрясения



Рис. 2. Диаграммы, определяющие взаимосвязи параметров тензора напряжений и флюидного давления в квазиоднородных доменах, выделенных в земной коре региона Сан-Фернандо. a – диапазоны изменения относительного флюидного давления p_{fl}/p_u на разных глубинах (среднее значение – сплошная линия); δ – зависимость p_{fl}/p_u от девиаторных напряжений τ (в барах) и от отношения тектонического всестороннего давления в твердом каркасе пород к литостатическому давлению (p/p_u). Звездочки определяют напряженные состояния доменов, в которых произошли сильные землетрясения

Эффективность хрупкого разрушения всецело связана с величиной сбрасываемого напряжения $\Delta \tau_n$. Его значения сейсмологи оценивают, используя данные о сейсмическом моменте и размере очага землетрясения. Величину сбрасываемого касательного напряжения, которое реализуется на определенным образом ориентированной плоскости разрыва (в очаге конкретного землетрясения), также можно оценить на основе результатов реконструкции напряжений, используя для этого диаграмму Мора (рис. 3). Для этого используется положение [Осокина, Фридман, 1987; Райс, 1982] о неизменности величин нормальных к разрыву напряжений до и после землетрясения. В соответствии с этим положением в случае, когда направление подвижки на разрыве совпадает с направлением касательных напряжений, действовавших здесь до его возникновения, величине снимаемых напряжений $\Delta \tau_n$ на диаграмме Мора будет отвечать вертикальный отрезок, соединяющий точку со значениями вектора напряжений на плоскости разрыва до его активизации с линией сухого кинематического трения (коэффициент трения $k_k < k_s$). Этому определению соответствует выражение для

$$\Delta \tau_n = |\tau_n| + k_k \sigma_n^*$$
 при $\sigma_{nn}^* \le 0$



Рис. 3. Анализ состояний на диаграмме Мора. Геометрический способ оценки напряжений, снимаемых в очаге землетрясения

Анализ на диаграмме Мора величин сбрасываемых напряжений показывает, что они достигают максимальных значений при среднем уровне напряжений. Именно здесь существует наибольшая разница вдоль вертикали касательных напряжений, действовавших до и после активизации трещины.

Напряжения в областях подготовки сильных землетрясений

Уникальное по мощности и катастрофическим последствиям Суматра-Андаманское землетрясение (САЗ) 2004 г. [Ребецкий, Маринин, 2006] с очаговой областью в 1250 км (область очага, определенная по афтершокам до 18 марта 2005 г.) впервые позволило реконструировать не средние для очага напряжения, а поле напряжений, действовавших здесь до землетрясения. Для этого использовались данные о механизмах очагов землетрясений с магнитудами $4,5 \le M_b < 7$, произошедших с 1974 по октябрь 2004 гг., выставленные на ВЕБ-узле Гарвадрского Университета. Реконструкция осуществлялась в узлах сетки $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ и соответствовала масштабу осреднения рассчитанных параметров напряжений в 50–100 км. По результатам реконструкции установлено, что вдоль разрыва САЗ до его возникновения характер напряженного состояния и, что самое главное, распределение величин напряжений, было существенно неоднородным по типу напряженного состояния. Здесь существовали как области горизонтального сжатия, сдвига, так и растяжения. Указанным выше областям с разным по типом напряженного состояния отвечали и разные величины девиаторных (τ) и изотропных (p^*) напряжений (рис. 4). Наиболее низкий уровень изотропного эффективного давления (менее 150 бар) был в области сдвигового напряженного состояния, расположенной между о. Ниас и Никобарскими островами (300–400 км). С юга эта область граничила с областью высокого уровня всестороннего сжатия (около 500 бар), протяженностью 200–250 км. Начало вспарывания очага землетрясения располагалось вблизи границы областей высокого и низкого уровней напряжений, то есть фактически в зоне повышенного их градиента. Характерно, что распространение очага САЗ пошло не внутрь области больших напряжений (на юг – юго-восток), а в сторону области средних значений максимальных касательных напряжений (север – северо-запад), туда, где действуют и меньшие силы напряжений, обжимающих разрыв, меньшие силы трения.



Рис. 4. Распределение эффективного изотропного давления в земной коре: (а) – западного фланга Зондской субдукционной области (на рисунке показана гистограмма числа квазиоднородных доменов реконструкции напряжений с разными значениям *p*^{*}, звездочка – начало вспарывания САЗ, многоугольник – область, из которой выделилось около 90% сейсмической энергии); (б) – юго-восточного фланга Тихоокеанской плиты (пятиугольник определяет эпицентр землетрясения 27.02.2010, пунктирный прямоугольник – очаг этого землетрясения, пунктирный эллипс – прогнозная область)
Первые 100 км разрыв развивался со скоростью около 2,0 км/сек, излучая в сейсмических волнах мало энергии (на рис. 4, а этому участку отвечает область высокого эффективного всестороннего давления). Затем на отрезке в 350 км, отвечающем области пониженных напряжений (девиаторных и изотропных), произошло увеличение скорости распространения разрыва до 2,5 км/сек. В сумме на начальном 450 км участке очаг САЗ генерировал около 70% от энергии, выделившейся в сейсмических волнах (магнитуда землетрясения этого участка – $M_w = 9,0$ [Ammon et al., 2005]). Заметим, что в пределах выделенного на рис. 6 многоугольником участка очага только около 30% площади имеет данные о напряжениях (15 квазиоднородных доменов), предшествовавших САЗ. В других его частях отсутствовали данные о землетрясениях с магнитудами более $M_b \ge 4,5$.

На рис. 4, б представлены результаты тектонофизической реконструкции природных напряжений для коры участка тихоокеанской сублукционной зоны, расположенного вдоль южно-американского континента (побережья Перу, Боливии и Чили) по данным о механизмах очагов землетрясений, произошедшие до сильного землетрясения с $M_w = 8,827$ февраля 2010 г. на глубине 35 км вблизи чилийского города Консепсьон. Результаты реконструкции показывают, что очаг землетрясения 27.02.2010, протяженностью около 500 км, расположился в области пониженного уровня эффективного давления (пониженные силы кулонового трения), а начало «вспарывания» (эпицентр) землетрясения находилось вблизи места локального повышения эффективного давления, который может рассматриваться как участок задержки сдвигового течения (asperity). Расположенная к северу от реализованного очага область повышенного эффективного давления может рассматриваться как участок коры с повышенными силами кулонового трения, которые остановили продвижение очага в этом направлении. К югу от этого очага также имеется область повышенного эффективного давления, но развитие очага прекратилось за 200 км до этого участка коры в зоне, где отсутствуют данные о напряженном состоянии. Последнее связано с отсутствием достаточного числа землетрясений, что косвенно свидетельствует о докритическом напряженном состоянии. Таким образом, распределение эффективного давления и девиаторных напряжений подобно тому, что имело место для Суматра-Андаманского землетрясения.

Очаг катастрофического землетрясения – область регионального метастабильного состояния

Такая ситуация не случайна, сочетание протяженной области пониженного эффективного давления и участка высокого градиента напряжений определяет возможность развития крупномасштабного хрупкого разрушения. Именно из участка повышенного градиента напряжений начинает развиваться крупно-масштабное разрушение, останавливаясь в области повышенного эффективного давления. Этот стартовый для разрушения градиентный участок может располагаться на краю области низкого эффективного давления, как это имело место для Суматра-Андаманского землетрясения, но может быть и внутри области низкого давления. Размер области пониженного эффективного давления определяет магнитудный уровень землетрясения.

Согласно диаграмме Мора, при развитии разрыва в направлении более низкого уровня девиаторных и изотропных напряжений (по стрелке в правой части рис. 3) происходит нарастание величины высвобождающейся энергии и энергии сейсмических волн. Наоборот, развитие разрыва в направлении более высокого уровня девиа-

торных и изотропных напряжений происходит с уменьшением величины высвобождающейся энергии и энергии сейсмических волн. В теории пластичности существует экстремальный принцип Мизеса [Клюшников, 1979], который в конечном итоге определяет, что из всех вариантов возможного развития пластического процесса реализуется тот, для которого достигается максимальная лиссипация энергии. Полагаем, что при хрупком разрушении действуют аналогичные принципы, то есть, считаем, что в области с неоднородным по интенсивности напряженным состоянием развитие разрыва на начальной стадии происходит в том направлении, где величина снимаемой энергии, накопленной в упругих деформациях, максимальная. Этот принцип максимальности перевода энергии, накопленной в упругих деформациях, в тепловую энергию на разрыве и в сейсмические волны определяет два варианта начального развития разрыва: 1) – в направлении снижения уровня эффективного давления и левиаторных напряжений, когда начало вспарывания разрыва лежит в области высоких напряжений (стрелка вдоль огибающей в правой части рис. 3); 2) – в направлении повышения уровня эффективного давления, когда начало вспарывания разрыва лежит в области низких напряжений (стрелка вдоль огибающей в левой части рис. 3).

Таким образом, участки разломов, вдоль которых наблюдается резкое изменение интенсивности напряжений, следует рассматривать как дефекты мегаскопического уровня [Ребецкий, 2007] (локальные – региональные), как области нестабильности, потенциально опасные для эффективного начала развития разрыва. Набранная на этом участке кинетическая энергии расходуется затем на вскрытие области пониженного эффективного давления. Вопрос в том, когда может реализоваться такая закономерность распределения в виде сильного землетрясения. Вероятно, это связано со зрелостью участка повышенного градиента напряжений с теми физическими и химическими процессами, которые происходя здесь на локальных уровнях масштаба. Будем в дальнейшем именовать установленное сочетание протяженной области пониженного эффективного давления и участка высокого градиента напряжений как область региональной метастабильности.

Разломы – особые участки земной коры

Становится очевидным, что механические напряжения сами не в состоянии создать условия для локализации деформаций и последующего разрушения в том виде, как это мы моделируем в физических экспериментах. Получается, что для локализации деформаций необходимо первоначально каким-либо образом снизить прочность пород коры. В этой связи встают вопросы, с одной стороны, о процессах и явлениях, ответственных за формирование разломов в реликтовых, первично не нарушенных на мегаскопическом масштабном уровне участках коры, а с другой, о явлениях, определяющих прочностные параметры уже существующих разломов. Ответы на эти вопросы можно найти, если изучать не только морфологию разрывной структуры зоны разлома, но вещественные преобразования, которые возникают в породах разломной зоны. Для них установлено [Чиков, 1990] несоответствие: минеральных масс классификациям осадочных, вулканических, интрузивных или РТ-метаморфических пород; распределения типовых породных масс тектонитов стратиграфической упорядоченности «разреза» в регионе; возрастных характеристик формирования тектонитов возрасту региональной стратиграфической шкалы; характера обособления породных тел и типа упорядоченности структуры упорядоченностям обрамления разлома. Область подобных вещественных изменений, резко отличающаяся от обрамления разломов, имеет разную мощность для отдельных

ветвей разрывов разломной зоны от первых метров до десятков метров. Таким образом, внутри того участка коры, который мы называем: зона разлома или область динамического влияния разлома, существуют: области реликтового состояния вещества, где влияние близкого разлома приводит только к изменению напряженного состояния, что отражается в морфологии ранее существовавших и вновь активизирующихся трещин; области относительно повышенной деструкции первичного вещества; участок коры интенсивной деструкции и преобразованного вещественного состава, тяготеющий к осевой зоне разлома. В реальных разломах эти области могут перемежаться между собой, формируя специфическое состояние участка коры и позволяющей осуществлять диссипацию механической энергии сопредельных с ним блоков. Этот участок коры следует именовать телом разлома.

Снижение прочности горных пород, хрупкое разрушение которых обеспечивается, прежде всего, преодолением напряжений сухого трения, до указанных выше значений в сотни бар требует появления в локальных участках земной коры аномально высокого порового давления флюида вплоть до близкого к литостатическому. Это возможно, в частности, при существенной неоднородности трещинной пористости по глубине в сочетании с постоянно действующими гравитационными массовыми силами, например, когда выше лежащая пачка пород имеет меньшую пористость и проницаемость, чем нижележащая. В этом случае возникает эффект локально закрытой пористости, что в поле внешнего всестороннего давления и приводит к повышению флюилного давления до величин больших, чем это определено гидростатическим законом его распределения по глубине. Создание такой повышенной трещиноватости с увеличением порового пространства возможно при локализации сдвиговой деформации и возникающей вследствие этого процесса дилатансии. Рассматривая повышенное близлитостатическое давление флюида, возникающее в результате неоднородности трещинной пористости и проницаемости пород зоны разлома, как фактор, определяющий возможность возникновения разлома в участке ранее не разрушенной коры, нам следует ответить на вопрос: а каким образом может возникнуть подобная структурная неоднородность при изначально низком уровне девиаторных напряжений и, следовательно, при отсутствии посыла для локализации деформаций.

Одним из характерных элементов строения разломов является уменьшение размера зерен пород по мере приближения к ядру – центральной части разлома [Паталаха и др., 1987; Чиков, 1989]. Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов (рис. 5, а), которые являются не результатом механического перетирания, а следствием их рекристаллизации, происходящей в зонах сдвига в условиях повышенного флюидосодержания. Экспериментально установлено, что по мере приближения к оси сдвигания растет скорость рекристаллизации зерен (рис. 5, б), результатом которой и является изменение размера зерен. Подобная неравномерность строения обусловлена разной скоростью рекристаллизации из-за разных условий по флюидонасыщению зоны сдвигания. Процесс рекристаллизации обусловлен снижением в присутствии флюида поверхностной энергии, уменьшающим потенциальный барьер для образования новой внутрикристаллической поверхности и препятствующий выходу дислокации на поверхность кристалла [Pluijm, 1991]. Это явление является одной из форм проявления эффекта Ребиндера – снижение прочности пород в присутствии поверхностно-активных веществ. Процесс рекристаллизации определяет растворение и переосаждение кристаллов, сопровождающийся переходом механической энергии упругих деформаций в другие формы энергии, что





фактически приводит к сохранению новой формы геосреды, появлению остаточных неупругих деформаций. Это явление именуется рекристаллизационной ползучестью. Отмеченная выше зависимость размера зерен породы от зональности в теле разлома находит свое отражение в динамических характеристиках, сопровождающих деформации пород.

Отметим, что уменьшение размеров зерен и увеличение числа дефектов кристаллической решетки может также обуславливаться образованием и разрастанием микротрещин сдвига, истиранием зерен и другими механическими процессами. Диспергация кристаллических сред (уменьшение размеров зерен и кристаллов без рекристаллизации) возможна не только путем простого механического воздействия, осуществляемого в разломных зонах, но за счет автохтонного распадения кристаллической среды на тонкодисперсные кристаллические и полукристаллические частицы – самопроизвольное диспергирование [Ребиндер, Щукин, 1979]. Это явление является другой формой проявления эффекта Ребиндера. По сравнению с рекристаллизацией диспергация кристаллов требует больших по величине снижений поверх-

ностной энергии. Определяющую роль в диспергации играет переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному, сопровождающемуся действием поверхностно-активных жидкостей. Следует отметить, что интеркристаллитное разрушение определяется не только раскрытием внутрикристаллических трещин, выходящих на межзеренные границы, но и формирование трещин внутри зерна, если жидкая фаза достаточно активна [Траскин, 1986]. Диспергация, определяющая уменьшение размера зерен, также сопровождается медленным снятием энергии упругих деформаций через хрупкое разрушение на микроуровне. Поскольку хрупкое разрушение отдельного кристалла и зерна приводит к сбросу энергии малой величины, а сам процесс диспергирования некоторого объема в теле разлома растянут во времени, то, усредняя снимаемые разрывные деформации по пространству и времени, это явление также можно рассматривать как пластическое (ползучее) деформирование. При этом чем на более мелкие отдельности произошло разделение зерен и кристаллов, тем меньшую механическую жесткость будет иметь данный участок тела разлома, что определяет характер взаимосвязи между размером зерен и уровнем напряжений. Отличием диспергированного участка тела разлома от рекристаллизационного заключается в значительно большей связности последнего. Участок диспергированных горных пород будет разрушаться при малейшем прикосновении.

Можно утверждать, что в участках тела разлома, где наблюдается наименьший размер зерен и, следовательно, имели место наиболее интенсивная рекристаллизация и диспергация, происходит наибольший сброс внутренней упругой энергии, накопленной в упругих деформациях и достигается наименьший уровень девиаторных напряжений. Структурное состояние этих областей позволяет их рассматривать как участки квазипластического деформирования, течение которых формируется в большей мере за счет вращения мелких зерен при образовании микросдвигов по их границам. Оба этих процесса вносят существенный вклад в формирование структурных неоднородностей в теле разлома. Говоря о теле разлома, будем под ним понимать, прежде всего, области вблизи механического сдвигания, в которых наблюдается не только повышенная трещиноватость, но и направленное изменение структуры пород от обрамления к оси разлома.

Другим важным следствием структурных изменений пород в теле разлома (милонитизации пород) является их повышенная способность к твердотельным фазовым превращениям [Ребецкий, 2006]. Дело в том, что, начиная с некоторого размера (меньше миллиметра), дисперсные частицы приобретают ряд свойств химических компонентов – резкое возрастание скорости диффузии дисперсных систем, так как высокая дисперсность реагентов, а также наличие флюида способствует более быстрому поступлению вещества к месту роста новых фаз [Поспелов, 1972]. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активированным состояниями, может резко падать. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Но не только степень диспергированности среды и наличие жидкой фазы ускоряет прохождение реакций. Существенную роль играют девиаторные напряжения и скорости деформирования. Повышенное их значение в сочетании с тонкодисперсностью исходных реагентов может привести к тому, что скорости реакции возрастут на несколько порядков. Эксперименты показывают, что при достаточно высоком уровне сдвиговых напряжений в образцах, изготовленных из порошкообразных солей металлов [Ениколопян, 1987], реакция дегидратации осуществляется взрывным образом, со скоростью диффузионного процесса на несколько порядков превышающей скорость диффузии в жидкой фазе. Этот эндотермиче-



Рис. 6. Распределение на диаграмме Мора различных типов поведения горных пород, возникающих при разных уровнях максимального касательного напряжения и всестороннего давления. Серым цветом на диаграмме Мора выделены предполагаемое положение участков, отвечающих телу разлома там, где имеет место милонитизация пород

ский процесс происходит в изотермических условиях. Требуемое для реакции тепло выделяется в момент взрыва и полностью используется в ходе химических превращений. Наблюдения природных объектов вещества [Паталаха и др., 1987] также показывает, что степень вещественного преобразования пород зависит от его структурных изменений, степени деформационных преобразований. Влияние девиаторных напряжений на метаморфические преобразования закреплено в термине «стресс-метаморфизм». Понимание того, что сами по себе девиаторные напряжения не являются решающим фактором рассматриваемого явления, этот термин следует заменить на термин: *метаморфизм диспергированных горных пород* в условиях пластического течения.

В свете изложенных данных следует рассматривать участки разломов с породами милонитового состава как области локального метастабильного состояния, которые достаточно быстро могут изменять свои свойства, приводя либо к локальному пластическому течению, либо локальному хрупкому разрушению.

Заключение

При анализе процессов в теле разлома надо иметь в виду, что в гравитационном поле особые свойства тела разлома, связанные с существенным нарушением внутренних связей в процессе катакластического сдвигания (трещинное течение) и увеличением трещинной пористости, могут приводить к выдавливанию (пониженная эффективная плотность и повышенная деформируемость) геосреды вверх по разрезу. С другой стороны, в результате такого поднятии породного материала происходит перенос вверх по разрезу остаточных сжимающих горизонтальных напряжений [Ребецкий, 2008], созданных в процессе уравновешивания воздействия от веса колонки пород. Эти остаточные напряжения могут привести к горизонтальному раздвиганию бортов разлома и формированию в нем дополнительных деформаций горизонтального растяжения. Оба эти явления могут приводить к импульсным знакопеременным вертикальным движениям непосредственно над разломом, которые никак не будут отражаться в деформациях поверхности бортов разлома. Подобные явления, фиксируемые наземными высоко точными геодезическими измерениями, отмечены в работах Ю.О. Кузьмина [Кузьмин, Жуков, 2006]. Можно предположить, что начальная фаза формирования разлома состоит в проникновении мантийных флюидов в нижнюю и среднюю кору [Летников, 1992], инициации структурно-метаморфических преобразований, снижающих прочность пород и приводящих к интенсивному локальному пластическому и квазипластическому течениям на макроскопическом уровне. Постепенно продвигаясь к поверхности коры, флюиды создают условия к подобным изменениям в локальных зонах верхней коры, для которых эти преобразования становятся инициатором хрупкого разрушения макро- и мегаскопического уровня.

Таким образом, с рассмотренных выше позиций разлом, конечно, нельзя представлять как просто поверхность контакта двух смежных геологических блоков. Разлом сам является трехмерным геологическим телом, существенно отличающимся от консолидированных блоков не только по структурному строению, но и по вещественному. Его упрощенное представление в виде области повышенной разномасштабной деструкции существенно обедняет анализ. Районирование разломных тел по интенсивности структурно-вещественных преобразований может явиться источником к оценке напряжений, ответственных за эти преобразования, а также эффективной прочности самих разломов, выделения признаков хрупкого или пластического поведения разлома.

Сочетание регионального метастабильного состояния крупных участков разломов с появлением участков локального метастабильного состояния в зоне высокого градиента напряжений является критически опасным состоянием, приводящим в конечном итоге к крупномасштабному хрупкому разрушению – сильному, катастрофическому землетрясению.

Работа выполнена при поддержке программой № 6 ОНЗ РАН и РФФИ (гранты №№ 09-05-00687, 09-05-01022, 07-05-00106).

Литература

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Изд. Наука. 1975. 535 с.

Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А. Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // ДАН СССР. 1987. Т. 29, № 3. С. 887–890.

Клюшников В.Д. Математическая теория прочности. М.: Изд-во МГУ, 1979. 206 с.

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Изд. Моск. Гос. гор. унив. 2006. 262. с.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука. 1992. 228 с.

Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. С. 74–119.

Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А. Тектонофации мезозоны. Алма-Ата: Наука Каз. ССР. 1987. 181 с.

Поспелов Г.С. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики литопетро-тектогенеза // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С. 53–73. *Райс Дж.* Механика очага землетрясения: сер. Механика. Новое в зарубежной науке. – М.: Мир. 1982. 217 с.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 1. С. 101–104.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392–395.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП : сер. геол. 2001. Т. 76, вып. 4. С. 28–35.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 2. С. 237–241.

Ребецкий. Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 39–54.

Ребецкий Ю.Л. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюид и геодинамика. М.: Наука. 2006. С. 120–146.

Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 6. С. 92–110.

Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический Журнал. 2009. Т. 31, № 2. С. 93–106.

Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // ДАН РАН. 2009. Т. 428, № 3. С. 397–402.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 431–466.

Ребецкий. Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционнной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 1. С. 106–109.

Ребиндер П.А., Щукин Е.Д. Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения // П.А. Ребиндер. Избранные труды. Т. 2: Физикохимическая механика. М.: Наука. 1979. С. 203–269.

Траскин В.Ю., Бедарев А.С., Скворцова З.Н., Арутюнян Л.Г., Брюханова Л.С., Перцов Н.В. Интеркристаллитное разрушение поликристаллов щелочных галогенидов с жидкими межзеренными прослойками // ДАН УСССР, сер. Б. 1986. № 11. С. 48–51.

Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // Структура линеаментных зон стрессметаморфизма. Новосибирск: Наука СО. 1990. С. 6–32.

Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д. Экспериментальное стресс – преобразование пироксенита // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 75–79.

Ammon C.J., Ji C., Thio H.-K., et al. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake // Science. 2005. Vol. 308. P. 1133–1139.

Pluijm B.A. Marible mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms // J. Struct. Geol. 1991. V. 13, N 10. P. 1125–1135.

МОДЕЛЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА КАК СОВОКУПНОСТИ ЭПИЗОДОВ ЛАВИНООБРАЗНОЙ РЕЛАКСАЦИИ МЕТАСТАБИЛЬНЫХ ПОДСИСТЕМ

М.В. Родкин

Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва rodkin@mitp.ru

Сейсмический режим принято трактовать как пример самоорганизующейся критичности (SOC). Однако механизмы реализации режима SOC не ясны. Предлагается модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации метастабильных подсистем. Модель объясняет ряд эмпирических закономерностей сейсмического режима. Лавинообразный режим релаксации метастабильных состояний предполагает важную роль триггерных воздействий.

Введение

Сейсмический режим принято в настоящее время трактовать в рамках модели самоорганизующейся критичности (SOC-модели). В рамках этой модели [Bak et al., 1988; и др.] предполагается, что разные динамические системы (в том числе сейсмический режим) имеют тенденцию самопроизвольной эволюции к критическому состоянию. Однако физических механизмов реализации такого процесса для случая сейсмического режима предложено не было.

Широко обсуждаются также модель объединения закона повторяемости Гутенберга-Рихтера и Обобщенного закона Омори [Reasenberg, Jones, 1989], а также во многом аналогичная ей эпидемическая модель развития афтершокового процесса Epidemic Type Aftershocks-Sequences, ETAS [Ogata, 1988; 1989]. Эти подходы позволяют в рамках единой формулы описать как закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера, так и закон спадания числа афтершоков Омори. Широко обсуждаются взаимосвязи между различными параметрами этих моделей и их изменчивость для разных афтершоковых последовательностей [Gasperini, Lolli, 2006; Faenza et al., 2009]. Однако эти подходы носят статистический характер, и уточнение значений параметров модели и их взаимной коррелированности не позволяет существенно продвинуться в понимании физики сейсмического процесса. Отметим также модели, предложенные Г.С. Голицыным и С.С. Григоряном [Golytsyn, 2001; Григорян, 1988]. Однако эти подходы также не получили широкого развития, в частности также в связи с проблемой физической интерпретации параметров модели.

Ниже обсуждается модель, описывающая основные статистические закономерности сейсмического режима в терминах, допускающих прозрачную физическую интерпретацию. Сейсмический режим моделируется совокупностью эпизодов лавинообразной релаксации, развивающихся случайным образом на множестве метастабильных подсистем. Развитие каждого эпизода релаксации описывается двумя случайными параметрами, которые могут быть интерпретированы как характеризующие степень метастабильности данной подсистемы и иерархичность геофизической среды, в которой развивается сейсмический процесс. Показывается, что совокупность величин таких лавинообразно развивавшихся случайных событий формирует множество значений, распределенных по степенному закону, аналогичному закону распределения землетрясений Гутенберга-Рихтера. Не сложно подобрать параметры модели таким образом, чтобы получаемые значения наклона графика повторяемости и магнитуды событий (логарифмы величин событий) соответствовали значениям, характерным для сейсмического режима. Модель предсказывает известный в сейсмологии прогнозный признак уменьшения наклона графика повторяемости в области возникновения сильных землетрясений. При этом в модели эта тенденция выполняется статистически, на последовательности независимых событий.

Осложнение модели, путем введения в нее линейно затухающей со временем памяти, позволяет получить аналог закона Омори. При этом, также в статистическом смысле, в модели возникает и слабая предвестниковая активизация. В том случае, если сильное событие реализуется на фоне сейсмического молчания, модель описывает афтершоковую последовательность повышенной (по сравнению с классическим законом Омори) длительности. Подобная аномально длительная афтершоковая активность, наблюдалась после некоторых сильных землетрясений, произошедших в слабосейсмичных регионах. В рамках предлагаемой модели роль триггера играет воздействие, инициирующее начало лавинообразного сброса энергии данного метастабильного состояния.

Модель. Независимые события

Распределение величин сейсмического момента и сейсмической энергии, как известно, подчиняется степенному закону, эквивалентному закону повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера. Степенные законы очень широко распространены в природе, отсюда естественно задаться вопросом о возможных общих схемах реализации такого рода законов. Одним из общих способов возникновения степенного закона распределения является его реализации в результате совокупности эпизодов развития стохастических лавинообразных процессов [Родкин, 2001; Писаренко, Родкин, 2007]. В пошаговом (дискретном) представлении это записывается следующим образом:

$$x_{n+1} = k x_n, \tag{1}$$

где k > 1 - случайная величина, x_n, x_{n+1} - значения величины развивающегося события в последующие моменты времени; при этом предполагается, что лавинообразный процесс (1) на каждом последующем шаге (в единицу времени) с вероятностью*р*может продолжиться или прерваться с вероятностью <math>(1 - p).

Легко показать [Родкин, 2001], что получаемая в результате серии процессов (1) совокупность величин X_i оказывается распределенной по степенному закону с показателем степени распределения

$$\beta = -\ln(p)/\ln(k). \tag{2}$$

Лавинообразный процесс (1) и параметры модели p и k допускают естественную физическую интерпретацию. Применительно к очагу землетрясения, сейсмический процесс можно трактовать как совокупность эпизодов лавинообразной релаксации ранее накопленной упругой энергии (или внутренней энергии горных пород, например, энергии метастабильных минеральных фаз). Характеристики такой модели – интенсивность потока событий в единицу времени N и два параметра – средние значения параметра k и вероятности прекращения лавинообразного процесса на каждом очередном шаге (или в единицу времени) p. Параметры k и pв совокупности определяют наклон графика повторяемости β значений X_i (величин «землетрясений»). Представляется естественным интерпретировать параметр k как характеристику иерархичности среды (аналогичный параметру ее иерархичности по М.А. Садовскому [Дискретные..., 1989]), а параметр p – как характеристику степени метастабильности данной неравновесной подсистемы.

Легко подобрать такие значения параметров k и p, при которых получаемые значения наклона графика повторяемости β и магнитуды m (например, величин lg(X_i)) соответствуют типичным для сейсмического процесса значениям. В частности, если положить начальные значения X_i равными единице, а средние значения p = 0,5 и k = 2, то получим наклон графика повторяемости $\beta = 1$.

Будем задавать некие, отвечающие Пуассоновскому закону распределения, числа N(t) таких лавинообразных процессов за единицу времени и некоторый закон изменения со временем параметров k и p. Тогда описываемая модель дает последовательность значений модельных магнитуд событий $lg(X_i)$, сходную с таковой для магнитуд землетрясений в реальном сейсмическом процессе (но без форшоков и афтершоков).

Путем варьирования значений параметров k и/или b, зададим некоторую, например гармоническую, компоненту изменения наклона графика повторяемости β . Число событий зададим Пуассоновским процессом. Получаемые при этом реализации последовательностей максимальных значений магнитуды $M_{\rm маx}$ и величин наклона графика повторяемости β -value в зависимости от времени отвечают представлениям о возможном поведении реального сейсмического процесса (если отвлечься от заданного периодического характера изменения во времени средних значений наклона графика повторяемости β). Даже такая элементарная модель оказывается небезынтересной. Легко показать [Родкин, 2001], что такая модель продуцирует известный «прогнозный» признак – интервалам времени возникновения сильных землетрясений $M_{\rm маx}$ соответствуют пониженные, в среднем, значения наклона графика повторяемости β . Механизм возникновения такой корреляции вполне ясен: реализации больших значений магнитуд статистически отвечают значения параметров модели p и k, соответствующие одновременно меньшим значения наклона графика повторяемости.

Подчеркнем, что в обсуждаемой модели эффект уменьшения наклона графика повторяемости не прогнозный признак «готовящегося» сильного события (нельзя говорить о подготовке сильного землетрясения применительно к последовательности независимых событий), а параметр корреляционно связанный с увеличением вероятности возникновения сильного события. Аномалия статистически присуща некоторому интервалу времени до, во время, и после момента сильного события.

Модель с памятью

Описанный выше простейший вариант модели отвечает независимости режима сейсмичности от числа событий и выделенной сейсмической энергии за предыдущие моменты времени. Такое предположение является слишком большим упрощением и не согласуется с надежно установленными фактами кластеризации землетрясений и с существованием прямого и обратного (форшокового и афтершокового) каскадов землетрясений [Соболев, Пономарев, 2003; Родкин, 2008; Faenza et al., 2009]. Поэтому рассмотрим вариант модели с памятью.

Будем полагать, что число событий в данный момент времени зависит от отклонений выделенной энергии E в предыдущие интервалы времени от средних по времени значений. Используем наиболее распространенную и простую модель памяти, затухающей со временем Δt как $1/\Delta t$, но при этом ограничим интервал суммирования некоторой величиной T. То есть зададим, что число событий N(t) в некий момент времени t равно:

$$N(t) = No + a \times \Sigma \left\{ E(t - \Delta t) - Eo \right\} / \Delta t,$$
(3)

где No – некая реализация стационарного Пуассоновского процесса, a – коэффициент. Сумма в (3) берется по некоторому интервалу времени T. Отметим, что длительность интервала T не может быть слишком большой, иначе возникают эффекты, связанные с расхождением ряда $1/\Delta t$.

Соотношение типа (3), вообще говоря, приводит к тенденции роста со временем характерных значений сейсмической энергии и числа землетрясений. С целью стабилизации долгосрочных средних значений выделенной сейсмической энергии и числа событий в (3) можно добавить компенсационный член, отвечающий (с обратным знаком) значению избытка энергии за интервал времени, предшествующий интервалу *T*, по которому проводится суммирование в (3).

Введение компенсационного члена обеспечивает реализацию режима, во многом аналогичного модели сейсмического цикла, когда периоды роста и уменьшения сейсмичности следуют друг за другом, но сколь либо правильной периодичности смены режимов не наблюдается.

Аналогичным образом в численной схеме модельного расчета можно учесть эффект памяти по числу землетрясений. Приведем простейший модельный пример. Пусть случайным образом реализовалось особенно сильное событие, тогда именно это событие дает доминирующий вклад в сумму в выражении (3). В этом случае соотношение (3) принимает вид обычного закона Омори с типичным показателем степени равным единице (рис. 1).



Рис. 1. Случай афтершокового процесса от единичного сильного события.
По оси *x* – время после главного события, *Nnorm* – нормированное на максимум число афтершоков

Рассмотрим поведение модели в окрестности сильных событий. На рис. 2 представлены графики, отражающие модельное поведение числа событий в окрестности набора сильных модельных событий. Видно, что кроме афтершоков, модель описывает также и слабую форшоковую активизацию, выражающуюся в относительном росте числа относительно сильных предшествующих событий и в слабом росте общего числа событий в преддверии главного события. Такая предшествующая активизация имеет статистический характер, аналогичный обсуждавшейся выше аномалии уменьшения наклона графика повторяемости.



Рис. 2. Модельные графики изменения числа событий в окрестности сильнейших землетрясений. По оси *x* – время до и после события, *N* – число событий

Обсуждение

Сейсмический режим обычно принято трактовать в рамках концепции самоорганизующейся критичности. Эта концепция предусматривает самопроизвольную эволюцию динамической системы к критическому состоянию. Однако физического механизма такой эволюции (по крайней мере, для случая сейсмичности) предложено не было. Неясно также как трактовать в рамках SOC-концепции различие сейсмоактивных и практически асейсмичных областей.

Широко используется также аналогия между сейсмическим режимом в окрестности сильных событий и фазовыми переходами II-го рода. Данная аналогия, однако, не вполне корректна. Принципиальной особенностью фазовых переходов IIрода является то, что превращение осуществляется без поглощения (выделения) энергии. Процессам же землетрясений отвечает взрывообразное выделение огромной энергии.

Предлагается альтернативная вышеупомянутым трактовкам модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, реализующихся на множестве метастабильных подсистем. В случае сейсмичности такие метастабильные подсистемы могут порождаться локальным ростом напряженного состояния выше своего предельного уровня (как это обычно полагается) и/или локальными падениями прочности вещества в процессе флюидометаморфогенных превращений [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Sornette, 1999; Родкин и др., 2008]. В рамках предлагаемой модели геофизическая среда описывается параметром, отражающим степень пространственной иерархичности среды (параметр k, отождествляемый с параметром иерархичности по М.А. Садовскому [Дискретные..., 1989]), параметром характеризующим степень метастабильности среды (параметр p, вероятность продолжения процесса лавинообразной релаксации), и параметррами описания памяти системы. Такая модель описывает закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера и закон Омори. Лавинообразный режим релаксации метастабильных состояний указывает на важную роль триггерных воздействий.

Специальный интерес представляет режим афтершоков. Закон спадания числа афтершоков хорошо исследован на интервалах времени часы-дни-месяцы после главного события. Как изменяется число отдаленных по времени афтершоков – не ясно. В большинстве случаев эти относительно немногочисленные афтершоки не выделяются среди фоновой сейсмичности, что приводит к тенденции занижения длительности афтершокового процесса. Есть, однако, примеры (землетрясение Mw = 7,7, 26.01.2001, Бхудж, Индия, [Mandal, Rastogi, 2005] и др.), когда аномально длительный шлейф афтершоков ставит вопрос о природе такой активности, и о возможности возникновения повторных сильных толчков. В случае землетрясения Бхудж как в очаговой области, так и в ее окрестности предшествующая основному толчку сейсмичность отсутствовала, поэтому все события полагаются афтершоками. В предложенной выше модели хвост афтершоковой активности оказывается более растянутым, чем это следует из классического закона Омори. На рис. 3 представлены модельные аналоги закона Омори; везде фоновое число событий в единицу времени полагалось распределенным по закону Пуассона со средним значением 600 событий, отсюда заметная на рисунке тенденция слабого выполаживания графиков числа афтершоков со временем, связана не с фоновой сейсмичностью, а с



Рис. 3. Модельные графики изменения числа событий в афтершоковых последовательностях. Можно заметить, что число удаленных по времени модельных афтершоков несколько превышает ожидаемое их число по закону Омори

режимом афтершоков. Аналогичное изменение режима афтершоков описывается в рамках упоминавшейся выше модели ETAS [Ogata, 1988; 1989]. Замедление модельного спадания числа афтершоков со временем в общих чертах согласуется с динамикой постшоковой сейсмической активности области Бхудж (Индия). Отсюда можно предположить, что регистрация аномально длительной афтершоковой последовательности сильных землетрясений, происшедших на фоне низкой фоновой активности, еще не является указанием на опасность повторного сильного толчка.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 09-05-92655-ИНД а).

Литература

Григорян С.С. О механизме генерации землетрясений и смысле эмпирических сейсмических соотношений // ДАН СССР, 1988, т. 299, № 6, с. 1094–1101.

Дискретные свойства геофизической среды. (Садовский М.А., отв. ред). М.: Наука, 1989. 176 с.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физикохимических превращений в твердой среде. – М.: Наука, 1989, 158 с.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф // Вычислительная сейсмология, Вып. 38. – М.: ГЕОС, 2007, 240 с.

Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. – М.: Нац. Геоф. Ком., 1993, 194 с.

Родкин М.В. Кумулятивный и мультипликативный каскады как модели типизации и механизмов развития катастроф // Геоэкология, 2001, № 4, с. 320–328.

Родкин М.В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения. // Вулканология и сейсмология, 2008, № 6, с. 1–12

Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н. Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. – М.: ГЕОС, 2009, 198 с.

Соболев Г.А. Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003, 270 с.

Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organised criticality // Phys. Rev. A., 1988, 38, p. 364–374.

Faenza L., Hainzl S., Scherbaum F. Statistical analysis of the Central-Europe seismicity // Tectonophysics 470 (2009). P. 195–204.

Gasperini, P., Lolli B. (2006), Correlation between the parameters of the aftershock rate equation: Implications for the forecasting of future sequences, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 156, p. 41–58.

Golitsyn G.S. The place of the Gutemberg-Richter law among other statistical laws of nature : в сб.: Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. // Вычислительная сейсмология, выпуск № 32, 2001, р. 138–161.

Mandal, P., Rastogi B.K. (2005), Self-organized fractal seismicity and b-value of aftershocks of 2001 Bhuj earthquake in Kutch (India) // Pure Appl. Geophys., 162, p. 53–72.

Ogata, Y., 1988. Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes // J. Am. Stat. Assoc. 83, p. 9–27.

Ogata, Y., 1998. Space-time point-process models for earthquake occurrence // Ann. Inst. Statis. Math. 50, p. 379–402.

Reasenberg P.A., Jones L.M. 1989. Earthquake hazard after a mainshock in California // Science 243, p. 1173–1176.

Sornette D. Earthquakes: from chemical alteration to mechanical rupture // Phys. Reports-review section of physics Lett., 1999, v. 313, p. 238–291.

АНАЛИЗ ТРИГГЕРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ПОМОЩИ МЕТОДОВ НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ

С.Б. Турунтаев, О.Ю. Мельчаева

Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

В статье на примере трех наборов данных рассматриваются возможности применения методов нелинейной динамики для анализа индуцированной сейсмичности. Используются данные по сейсмичности в районе воздействий мощного источника электромагнитного поля, по изменению микросейсмического фона при вибрационном воздействии, по сейсмичности в районе Ромашкинского месторождения нефти. Показано, что воздействие на геофизическую среду приводит к возрастанию «упорядоченности» сейсмического режима и проявляется в формировании устойчивых состояний, характеризующихся конечным значением фрактальной размерности аттрактора и невысокой размерностью пространства вложения. Предлагается направление построения на основе двучленного закона трения и уравнения движения типа «rate-and-state» физической модели инициирования сейсмических событий воздействием на недра.

Введение

Сложность построения полной геомеханической модели массива, учитывающей взаимодействие механических и флюидодинамических процессов, заставляет обращаться к обобщенным подходам к описанию сложных систем, развиваемым в настоящее время в области нелинейной динамики. Одним из привлекательных и, пожалуй, наиболее широко используемым является метод Грассбергера–Прокаччиа [Grassberger, Procaccia, 1983] определения фрактальной размерности аттрактора, соответствующего устойчивому состоянию анализируемой системы, и минимальной размерности вмещающего этот аттрактор пространства (вложения). Последнее может быть интерпретировано как количество независимых переменных, необходимых для описания поведения рассматриваемой системы в устойчивом состоянии [Малинецкий, Потапов, 2002].

Цели такого рода исследований можно разделить по возрастанию сложности на три группы:

 выявление признаков изменения системы или признаков, отличающих данную систему от других (задача индентификации);

прогнозирование поведения системы в будущем (задача прогноза);

 – построение физических и математических моделей, позволяющих описывать поведение рассматриваемой системы, в том числе решать вышеуказанные задачи (задача моделирования).

В представленной работе на примерах анализа данных по техногенной сейсмичности показаны возможности используемого метода для решения задачи идентификации, а именно определения изменения сейсмического режима в районе интенсивного воздействия на недра. Рассмотрено также направление построения физической модели инициирования сейсмических событий воздействием на недра. Изучение вариаций сейсмического режима проведено путем реконструкции фазовых портретов и расчета их параметров (размерности вмещающего пространства и корреляционной размерности аттрактора, если таковой выявляется). Использовались данные по сейсмичности в районе воздействий мощного источника электромагнитного поля (электроимпульсная установка ЭРГУ-600), по изменению микросейсмического фона при вибрационном воздействии, сейсмичности в районе Ромашкинского месторождения нефти.

В результате проведенных исследований показано, что воздействие на геофизическую среду приводит к возрастанию «упорядоченности» сейсмического режима.

Метод анализа

Известно, что поведение динамической системы можно описать при помощи нелинейных дифференциальных уравнений типа:

$$\dot{\vec{q}} = \vec{f}(\alpha, \vec{q}, \nabla \vec{q}, \vec{x}, t),$$

где \vec{q} – вектор состояния системы, \vec{x} – пространственные координаты, t – время, α – управляющий параметр. Решение уравнения состояния динамической системы может быть представлено в виде траекторий в фазовом пространстве, то есть в таком пространстве, на котором представлено множество всех состояний системы так, что каждому возможному состоянию системы соответствует единственная точка фазового пространства, а эволюция системы определяется перемещением этой точки. Если система находится в устойчивом состоянии, то её фазовая траектория содержит аттрактор. Изменение устойчивого состояния динамической системы проявляется в изменении размерности аттрактора и минимальной размерности пространства, его вмещающего (пространство вложения).

Оценка размерности аттрактора и пространства вложения может быть получена при помощи метода Грассбергера-Прокаччиа. Он основан на построении по исходному одномерному ряду *z*-векторов размерности m ($\vec{z} = (x_i, x_{i+\tau}, x_{i+2\tau}, ..., x_{i+\tau(m-1)}))$ и вычислении корреляционного интеграла:

$$C(\varepsilon) = \frac{1}{N^2} \sum_{\substack{i,j=1\\i\neq j}}^{N} \theta(\varepsilon - \left\| \vec{z}_i - \vec{z}_j \right\|),$$

где τ – временная задержка, N – объём выборки, $\theta(x)$ – функция Хевисайда:

$$\theta(x) = \begin{cases} 1, x \ge 0; \\ 0, x < 0. \end{cases}$$

Величина $C(\varepsilon)$ определяет относительное число пар точек, расстояние между которыми не больше ε . При малых ε корреляционный интеграл $C(\varepsilon) \propto \varepsilon^d$, поэтому размерность аттрактора d может быть оценена по наклону зависимости ln C or ln ε . Если оценка размерности аттрактора зависит от минимальной размерности m пространства, его вмещающего, значит, мы получаем заниженные значения. В случае отклонения зависимости d(m) от прямой (выход на «плато») можно считать, что система обладает устойчивым состоянием. То есть d и m, при которых происходит выход на плато, рассматриваются как оценка фрактальной (корреляционной) размерности аттрактора и минимального количества переменных, необходимых для описания поведения системы в устойчивом состоянии.

При построении корреляционного интеграла встаёт вопрос о выборе временной задержки τ . Согласно изложенным в работе [Малинецкий, Потапов, 2002] рекомендациям, для определения τ строились графики автокорреляции рассматриваемых временных рядов. За искомые τ принимались первый минимум и первый ноль автокорреляционной функции. В качестве параметра, характеризующего состояние сейсмического процесса в рассматриваемом регионе, использовалась сейсмическая активность. Под сейсмической активностью понималась сумма корней кубических из энергий сейсмических событий за некоторый интервал времени (для разных наборов данных интервал бы различен). Расстояние между точками в фазовом пространстве задавалось метрикой пространства и определялось как верхний предел $(\sup_{k=1}^{m}(z_{ik} - z_{jk}))$, коррелированный в соответствии с Эвклидовой метрикой, на размерность пространства:

$$\left(\sqrt{\sum_{k=1}^{m} \frac{\left(z_{ik}-z_{jk}\right)^2}{m}}\right)$$

Для расчета корреляционного интеграла и вычисления автокорреляционной функции использовались как собственные программы, так и программы с открытым кодом TISEAN 2.1 Nonlinear Time Series Analysis, в которых изменялся способ расчёта метрики.

Характеристика используемых данных

Описанный метод оценки наличия и размерности аттракторов по одномерным временным рядам применялся к трем наборам данных: сейсмичность и характеристика добычи и закачки жидкости в районе Ромашкинского месторождения нефти, микросейсмический фон, регистрируемый по технологии активного АНЧАРа, и сейсмичность в районе Бишкекского геофизического полигона (Северный Тянь-Шань, Кыргызстан), зарегистрированная до и во время интенсивного электромагнитного воздействия.

Согласно карте сейсмического районирования, территория Ромашкинского нефтяного месторождения относится к сейсмически спокойным областям. Однако в 1982–1983 гг., после более 30 лет разработки месторождения, в районе были отмечены сейсмические события. Развернутой в 1985 г. и модифицированной в 1996 г. сетью сейсмостанций ежегодно регистрировалось от 100 (в начальный период наблюдений) до 10–20 (в настоящее время) локальных землетрясений с магнитудами от 0,1 до 4 и глубинами гипоцентров 1–6 км. Отмечалась высокая корреляция изменений активности сейсмических событий с вариациями дисбаланса между объемами закачиваемой и добываемой жидкостей. В последние годы на фоне уменьшения объемов добычи и закачки сейсмическая активность существенно снизилась.

В основу технологии АНЧАР положено предположение о том, что микросейсмический фон, регистрируемый над месторождением углеводородов, отличается от фона вне контуров месторождения наличием спектральных максимумов в области низких частот (2–7 Гц). Максимумы могут проявляться как при анализе записей, сделанных без воздействия (пассивный АНЧАР), так и после воздействия вибратора (активный АНЧАР). Можно ожидать определенного возрастания упорядоченности геофизической динамической системы, включающей месторождения углеводородов, по сравнению с областями вне месторождения. Используемый в настоящей работе набор данных содержит записи микросейсмического фона, сделанные до, во время и после работы вибратора в нескольких точках в пределах нефтяной залежи сложной формы с неустановленными границами.

Бишкекский геодинамический полигон (БГП) расположен в зоне глубинного Северо-Тянь-Шаньского разлома, разделяющего Урало-Сибирскую платформу и Тянь-Шаньский ороген, и Каракойынского разлома, ограничивающего с юго-запада Муюнкумо-Наратский срединный массив. В нашей работе рассматривается влияние на сейсмический режим пусков электроразведочной генераторной установки ЭРГУ-600-2. Зондирующий импульс ЭРГУ-600-2 представляет собой серию периодических знакопеременных импульсов тока прямоугольной формы с амплитудой 600–800 A и периодом 10 с. Длительность сеанса около 20 минут. Анализ сейсмической активности проводился на основе данных сети сейсмостанций KNET. Каталог содержит 6623 записи о землетрясениях с энергетическими классами K = 4,7– 14,3, зарегистрированных с 01.06.1994 по 12.30.2008 на площади, ограниченной координатами $\phi = 37,35^{\circ}$ –45,77° N; $\lambda = 68,67^{\circ}$ –82,24° E.

Результаты

Ромашкинское нефтяное месторождение

Рассчитывалась месячная сейсмическая активность, то есть сумма корней кубических из энергии отдельных событий, произошедших в течение месяца. Полученный временной ряд нормировался по отношению к среднему значению за весь рассматриваемый период (рис. 1, а). Фазовое представление сейсмического процесса в районе Ромашкинского месторождения показано на рис. 1, б. Если убрать случайную составляющую месячной сейсмической активности сглаживанием методом скользящего среднего по шести точкам (то есть полугодовым окном со сдвигом за один шаг на месяц), а тренд – линейным преобразованием координат по формулам:

$$A' = A - 1,71 + 0,02t$$
$$\left(\frac{\partial A}{\partial t}\right)' = \frac{\partial A}{\partial t} - 0,25 + 0,005t$$

Таким образом, полученная кривая будет иметь вид, приведенный на рис. 1, г, а итоговый фазовый портрет – на рис. 1, в.

Графики зависимости значений корреляционного интеграла от величины критерия близости z – точек в фазовом пространстве показаны на рис. 2, а для исходных данных по месячной сейсмической активности на Ромашкинском месторождении нефти и на рис. 2, б – для данных, сглаженных 6-месячным скользящим средним, без трендовой составляющей. Временная задержка при построении этих графиков была принята равной 3.



Рис. 1. Изменение сейсмической активности в районе Ромашкинского месторождения нефти. (а) – изменение месячной сейсмической активности (суммы корней кубических из энергии сейсмических событий, произошедших в течение месяца); (б) – изменение месячной сейсмической активности в фазовых координатах; (в) – фазовый портрет после сглаживания и убирания трендов двух фазовых переменных, (г) – регулярная составляющая изменения сейсмической активности



Рис. 2. Зависимость значений корреляционного интеграла от значений критерия близости для исходных (а) и сглаженных (б) данных по месячной сейсмической активности на Ромашкинском месторождении нефти

На рис. 3, а приведены зависимости фрактальных размерностей аттракторов от размерностей пространства вложения для исходных и обработанных данных по сейсмической активности. После обработки временной ряд выглядит принадлежащим системе, обладающей аттрактором фрактальной размерности 2,7, для описания которой необходимо использовать 5 переменных. При использовании коррелированной Эвклидовой метрики результаты выглядят так же, размерность аттрактора может быть оценена равной 2,5.



Рис. 3. Зависимость значений корреляционного интеграла от значений критерия близости. (а) – для данных по сейсмической активности; (б) – для данных по эффективности закачки на Ромашкинском месторождении нефти

Корреляционные интегралы были также рассчитаны для отношений месячных объемов добытой жидкости к объемам закачанной воды в пределах четырех наиболее сейсмически активных площадок Ромашкинского месторождения нефти. Расчеты проводились для двух периодов: до и после первого возрастания сейсмической активности в 1986 г. Данные были сглажены методом скользящего среднего, как описано выше. Результаты показаны на рис. 3, б. Примечательно, что фрактальная размерность аттрактора и размерность вмещающего пространства после 1986 г. возросли. Размерность аттрактора, рассчитанная для первого из рассматриваемых периодов, примерно равна 1,5. К сожалению, длина временного ряда не позволяет надежно оценивать размерности вмещающего пространства, превышающие 5. Можно, однако, предположить, что точка с координатами (6, 2.7) отвечает началу выхода «на плато» кривой, рассчитанной для второго периода. В этом случае, размерность аттрактора для второго из рассматриваемых периодов имеет такую же величину, как и размерность аттрактора, полученная по данным об изменении сейсмической активности, что свидетельствует о принадлежности обоих процессов олной и той же системе.

АНЧАР

Как было описано выше, сопоставлялись записи микросейсмического фона, сделанные в различных точках месторождения нефти при вибрационном воздействии и без воздействия. На каждой записи микросейсмического фона с вибратором выбирался участок, записанный в интервале времени между двумя последовательными периодами работы вибратора.

На каждой записи микросейсмического фона без воздействия выбирался однородный участок длительностью, примерно равной длительности участков, которые выбирались для записей с вибратором. На рис. 4 показаны примеры зависимостей корреляционной размерности от размерности вложения. Характерной особенностью этих графиков является отклонение полученных зависимостей от линейных, начиная с некоторых значений *m*. Для некоторых записей (рис. 4, б) наблюдается стабилизация (выход на плато) корреляционной размерности с ростом размерно-



Рис. 4. Зависимость корреляционной размерности от размерности вложения для записи микросейсмического фона без вибрационного воздействия (а) и для записи, сделанной между двумя включениями вибратора (б)

сти вложения, по этим точкам определялись корреляционная размерность d^* и соответствующая размерность вложения m^* .

Следует отметить, что большие значения соответствующих величин d^* и m^* не позволяют строго утверждать, что эти величины определяют существование аттрактора именно размерности 11–16 в пространстве с размерностью 23–30 ввиду недостаточной длины рядов наблюдений. Вместе с тем анализ устойчивости получаемых результатов по отношению к длине используемой выборки показал, что результаты становятся стабильными уже при длине временного ряда более 800 отсчетов. Так что о выявлении различий в анализируемых записях утверждать можно.

Можно предположить, что если после воздействия вибратора в микросейсмическом фоне появляется некоторая детерминированная составляющая, проявляющаяся в снижении корреляционной размерности, это может рассматриваться как прогностический признак наличия нефтеносной залежи в данной точке. Ведущееся в настоящее время бурение на данном месторождении пока что подтверждает прогноз.

БГП

Проводилось сопоставление сейсмического режима до и во время электромагнитного воздействия. Сейсмическая активность рассчитывалась, как сумма корней кубических из энергий событий, произошедших за неделю. Использовалось перекрытие временных интервалов величиной в три дня. Изменение сейсмической активности представлено на рис. 5, 6.

Исходя из графика автокорреляционной функции, были выбраны значения $\tau = \{5, 10, 45\}$. Для каждой временной задержки по исходным значениям сейсмической активности построены графики зависимости логарифма значений корреляционного интеграла *C* от значений критерия близости ε . По углам наклонов линейных частей графиков были вычислены зависимости фрактальных размерностей аттракторов от размерностей фазового пространства. На графике (рис. 7, 1994–1999 гг. $\tau = 10$) пунктирной линией показаны примеры тех частей кривых, которые считались линейными.



Рис. 7. Зависимости логарифма значений корреляционного интеграла C от значений критерия близости ε

В соответствии с результатами, приведёнными на рис. 8, можно заключить, что во время воздействия электромагнитными импульсами фрактальная размерность аттрактора уменьшается с 7,4–7,8 до 4,7–5,2, а размерность вложенного пространства падает с 14 до 6. Для устранения возможного влияния сильных возмущений на проводимые оценки значительных возрастаний сейсмической активности, связанных, возможно, с естественными вариациями тектонических процессов, аналогичные расчёты были проделаны для одинаковых по длительности интервалов времени без резких пиков в периоды 1994–1999 гг. и 2000–2005 гг.



Рис. 8. Зависимость фрактальной размерности аттрактора от размерности вложенного фазового пространства



Рис. 9. Зависимость фрактальной размерности аттрактора от размерности вложенного фазового пространства, построенная для выборок, свободных от особенностей

Рассчитанные зависимости корреляционной размерности от размерности вложения показаны на рис. 9. В отличие от сейсмического режима до воздействия (система устойчивым состоянием не обладает), во время воздействия на геофизическую среду электромагнитным полем выделяется аттрактор с фрактальной размерностью 5,6–6,0.

Модель

Распространенная модель землетрясения «stick-slip» заключается в том, что существующее на отдельных участках разлома сцепление препятствует взаимному движению его берегов и способствует накоплению сдвиговых напряжений до критического уровня [Brace, Byerlee, 1996], после достижения которого происходит подвижка по разлому и землетрясение. В работах [Dieterich, 1992] показано, что такое движение хорошо описывается моделью «rate and state», в которой коэффициент трения зависит от скорости. Поведение системы и трения в такой модели рассмотрено, например, в работе [Hobbs, 1990]. В ней Хоббс изучал изменение трения как функции смещения (и скорости) при вариации жесткости системы. Сходный подход был реализован в [Erickson, Birnir, Lavallèe, 2008]. В этой работе авторы рассматривали появление хаотических решений в случае однопараметрического закона трения.

В нашей работе рассматриваются возможности построения фазовых портретов и выделения устойчивого состояния в рамках предложенной ниже модели. Основные отличия от работ сходного направления заключаются в том, что, во-первых, рассматривается двухпараметрический закон трения, во-вторых, основным варьирующимся параметром является критическое напряжение сдвига.

Уравнение движения имеет вид:

$$mii = k(vt - u) - \tau s,$$

где k – жёсткость, v – скорость движения на бесконечности, τ – касательное напряжение, возникающее вследствие трения. Касательное напряжение может быть представлено следующим образом:

$$\tau = \tau^* + A \ln(v/v^*) + \theta_1 + \theta_2,$$

где τ^* – критическое напряжение, которое может изменяться посредством внешнего воздействия, и может быть представлено как $\tau^* = C + \mu (\sigma - p)$, где C – сцепление, μ – коэффициент трения, p – поровое давление; θ_i – переменная состояния, значение которой характеризует состояние скользящих поверхностей, и эволюция которой во времени определяется следующим уравнением:

$$\dot{\theta}_i = -\frac{\upsilon}{L_i} [\theta_i + B_i \ln(\upsilon/\upsilon^*)],$$

здесь L_i – характерные размеры шероховатостей скользящих поверхностей. Значения для постоянных величин, приведенные в таблице, взяты из работы [Gu et al., 1984] и являются экспериментальными данными.

Таблица

Значения постоянных величин, использованные в работе

Α	B1	B2	L1	L2	v*
$5 \cdot 10^4$ Pa	1.10 ⁵ Pa	$1 \cdot 10^4$ Pa	$1 \cdot 10^{-2} \text{ m}$	$1 \cdot 10^{-3} \text{ m}$	10^{-1} ms^{-1}

Результаты расчёта численного решения для различных τ^* показаны на рис. 10, где изображена проекция фазовых траекторий на плоскость τ –v. На рис. 11 показаны зависимости касательных напряжений от времени для различных τ^* . На всех графиках время дано в условных единицах.



В результате проведенных расчетов получено, что при увеличении сцепления поведение системы существенно изменяется. Происходит изменение характера колебаний, что проявляется сначала в появлении дополнительной частоты колебаний,

а затем в переходе к квазихаотическому режиму (рис. 11). Оценка размерностей получаемых аттракторов методом Грассбергера-Прокаччиа показывает, что при увеличении значений критических напряжений происходит увеличение корреляционной размерности этих аттракторов: $\tau^* = 5 \text{ МПа} - 1,4$; $\tau^* = 15 \text{ МПа} - 1,8$; $\tau^* = 45 \text{ МПа} - >3$.

Заключение

В результате нелинейного анализа трех наборов данных о сейсмичности различного энергетического уровня показано, что воздействие на геофизическую среду приводит к возрастанию «упорядоченности» сейсмического режима и проявляется в формировании устойчивых состояний, характеризующихся конечным значением фрактальной размерности аттрактора и невысокой размерностью пространства вложения. Наличие устойчивых состояний позволяет ставить задачу прогноза развития техногенной сейсмической активности.

Исследованная с предложенных позиций модель движения в разломных зонах, определяемых двухчленным законом трения, позволяет предположить, что при уменьшении критических напряжений при воздействии за счет, например, роста порового давления или нагрева разломной зоны, следует ожидать возрастания упорядоченности сейсмического процесса.

Деформационные процессы в земной коре, безусловно, не сводятся к скольжению с трением по разломам. Сами разломы, начиная с некоторого масштабного уровня, представляют собой не плоскости раздела между блоками, а зоны разной степени трещиноватости и раздробленности. Однако, абстрагируясь от внутреннего строения и генезиса разломных зон, можно ожидать, что смещение берегов разломов относительно друг друга будет описываться законом трения в том или ином виде, а изменение состояния движения по разломам в результате воздействий будет появляться в росте упорядоченности сейсмического процесса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 10-05-00638a и 09-05-12059-офи-м) и Программы Президиума РАН № 4.

Литература

Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. Современные проблемы нелинейной динамики. М.: Едиториал УРСС, 2002.

Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as mechanism for earthquakes // Science. 1996. V. 153. N. 3739. PP. 62–64, 900–992.

Dieterich J.H. Earthquake nucleation on faults with rate and state-dependet friction // Tectonophysics, 211, p. 115–134, 1992.

Erickson B., Birnir B., Lavallèe D. A model for aperiodicity in earthquakes // Nonlinear Processes in Geophysics, 2008.

Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica. – North-Holland Publishing Company, 1983. V. 9D. P. 189–208.

Hobbs B.E. Chaotic behaviour of frictional shear instabilities // Rockbursts and Seismicity in Mines, Fairhurst (ed.). 1990 Balkema, Rotterdam. P. 87–91.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ОБЛУЧЕНИЯ НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В КОРЕ, РЕЛАКСАЦИЯ НАПРЯЖЕНИЙ, ИХ АКТИВНЫЙ МОНИТОРИНГ

Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова

Институт физики Земли РАН, Москва tarasov@ifz.ru

Изучено изменение скорости сейсмотектонических деформаций двух наиболее сейсмоактивных областей Средней Азии при облучении их коры мощными электромагнитными импульсами. Показано, что облучение вызывает повышение скорости сейсмотектонических деформаций в 10–20 раз и приводит к заметной релаксации упругих напряжений. Изменение скорости зависит от уровня напряжений в коре и может быть использовано как критерий для прогноза землетрясений.

Введение

В работе [Тарасов, 1997] впервые было показано, что облучение коры мощными электромагнитными импульсами (ЭИ) магнитогидродинамического (МГД) генератора, используемого в качестве источника при проведении глубинного электрического зондирования коры Гармского района Таджикистана, вызвало заметную активизацию сейсмичности, которая наиболее ярко проявилась в верхнем пятикилометровом слое. При этом рост числа землетрясений начинался через 5–6 суток после сеансов облучения, а повышение суммарной сейсмической энергии оказалось на пять порядков больше энергии ЭИ, откуда следует, что их воздействие является триггерным и инициирует дополнительное излучение накопленной в коре энергии в виде серии относительно слабых землетрясений.

Эти результаты подтвердились в других геолого-геофизических условиях при изучении влияния пусков расположенного недалеко от Бишкека МГД-генератора на сейсмичность Северного Тянь-Шаня, где были выявлены очень похожие изменения сейсмического режима после облучения коры ЭИ [Тарасов и др., 1999]. Кроме того, здесь было отмечено повышение скорости деформаций Беньоффа через 2 года после начала облучения [Сычев и др., 2008]. Позднее, в 2000–2005 гг. в этой же области была проведена контрольная серия из 53 сеансов обучения коры ЭИ. Этот эксперимент отличался тем, что энергия облучения была выше, а вместо МГД-генератора использовался конденсаторно-тиристорный источник ЭРГУ-600. Также как и в предыдущих работах, при этом была обнаружена статистически значимая активизация слабой сейсмичности после облучения коры ЭИ [Богомолов и др., 2006].

Наличие триггерного воздействия ЭИ подтверждается и тем, что сильные вариации естественного геомагнитного поля тоже могут влиять на сейсмичность. Так, например, в работах [Барсуков, 1991; Соболев, Закаржецкая, 2002] было показано, что магнитные бури с внезапным началом вызывают заметные изменения сейсмичности, и выдвинуто предположение о триггерном механизме этого явления. Инициирующее воздействие ЭИ было изучено также в ряде лабораторных экспериментов [Соболев, Пономарев, 2003; Закупин и др., 2003; Chelidze, Lursmanashvili, 2003]. При этом выявлено значимое повышение уровня акустической эмиссии различных образцов горных пород под нагрузкой после их облучения ЭИ, что можно рассматривать как подтверждение результатов натуральных экспериментов.

При более детальных исследованиях, в обеих упомянутых областях был обнаружен ряд общих закономерностей пространственно-временных и структурных изменений сейсмичности во время облучения, показано, что удельное приращение суммарной сейсмической энергии после пусков МГД-генераторов имеет в них близкие значения [Тарасов, Тарасова, 2004; Tarasov, Tarasova, 2004; Tapacob, 2009]. Тем не менее, вопрос о влиянии ЭИ на деформационные процессы в коре остался практически неизученным. В данной работе рассмотрено изменение сейсмотектонических деформаций во время облучения коры в обоих упомянутых районах (рис. 1).



Рис. 1. Исследуемые области (прямоугольники) в Гармском районе Таджикистана (*a*) и на Северном Тянь-Шане (*б*).

Звездочками показано положение МГД-генераторов, кружком - эпицентр землетрясения 24.01.87 г. с $M_w = 6.3$

Методика

Гармский район Таджикистана – один из наиболее сейсмоактивных в Средней Азии. Расположен он в зоне сочленения структур Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии. Его сейсмичность за 1955–1991 гг. подробно представлена в каталоге КСЭ ИФЗ РАН [Попандопуло, 1991], содержащем данные о 90438 землетрясениях. Для электрического зондирования коры с 1975 по 1978 гг. в Гарме был проведён ряд отладочных и три регулярные серии из 34 пусков МГД-генератора [Сидорин и др., 1983]. Нагрузкой служил электрический диполь с разносом электродов 3 км и сопротивлением 1,5 Ом. При пусках ток в нагрузке достигал 1,5 кА, а длительность ЭИ – 2 с.

Северотяньшаньская сейсмогенерирующая зона также относится к наиболее сейсмоактивным. С 1983 по 1990 гг. на ее западном фланге, недалеко от Бишкека, было проведено 113 пусков МГД-генератора [Трапезников и др., 1989]. Диполь имел сопротивление 0,4 Ом и разнос электродов 4,5 км. Ток достигал 0,28–2,8 кА, длительность ЭИ составляла 1,7–12,1 с. Данные о сейсмичности этой области за 1975–1996 гг. (14115 землетрясений) взяты из каталога Н.Н. Михайловой [Михайлова, 1990]. Отметим, что в 1987 г. здесь произошло относительно сильное землетрясение с $M_w = 6,3$.

Деформация некоторой области коры объемом V, высвобожденная за время $\Delta t = t - t_o$ за счет возникших в ней землетрясений, определялась по данным каталогов с помощью соотношения:

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{2 \cdot \mu \cdot V} \sum_{i=1}^{N} M_o^i, \tag{1}$$

а ее средняя скорость в этом интервале времени оценивалась как $v = \varepsilon(t)/\Delta t$, где t_o – время начала наблюдений, t – текущее время, M_o^i – скалярный сейсмический момент *i*-ого землетрясения, время возникновения которого t_i лежит в интервале $t_o < t_i \le t$, N – число таких землетрясений, μ – модуль сдвига, принятый равным 2,65 \cdot 10¹⁰ н/м² [Костров, 1975]. Для определения M_o^i по энергетическим классам землетрясений использовалось корреляционное соотношение, полученное в работе [Раутиан и др., 1981]. Эффективный объем каждой из рассматриваемых областей оценивался по совокупности землетрясений как $V = 4 \cdot \delta_x \cdot \delta_y \cdot \delta_z$, где δ_x , δ_y и δ_z – среднеквадратичное рассеяние координат гипоцентров по осям X, Y и Z.

Результаты

Зависимость $\varepsilon(t)$, полученная по такой методике для Гармского района, показана на рис. 2, *a*. Видно, что она представляет собой ломаную кривую, на которой периоды плавного роста высвобожденной деформации чередуются с резкими ступеньками, обусловленными возникновением относительно сильных землетрясений. За все 36 лет наблюдений на ней выделяется один единственный интервал, совпадающий по времени с периодом облучения коры ЭИ, в пределах которого значительное приращение деформации достигается за счет большого количества относительно слабых землетрясений.



Рис. 2. Изменение сейсмотектонических деформаций Гармского района Таджикистана (*a*) и его верхнего (0–5 км) слоя (*δ*).

По оси абсцисс – время (годы). Вертикальными линиями отмечены времена пусков МГД-генератора в Гарме Наиболее ярко этот эффект проявляется в верхнем (0–5 км) слое коры (рис. 2, *б*). До и после облучения высвобожденная в нем деформация нарастает сравнительно медленно, тогда как во время облучения наблюдается ее резкий рост, который по своей амплитуде почти в 2 раза больше деформации, высвобожденной за остальные 32 года наблюдений. Скорость деформации возрастает сразу же после начала облучения и сохраняет высокие значения до его окончания. Оценки статистической значимости (с помощью критерия Вилкоксона [Никитин, 1984]) такого повышения по отношению к скорости деформаций до и после облучения дают, соответственно, 0,0003 и 0,0001, что позволяет квалифицировать этот эффект как высокозначимый.

Аналогичная зависимость была получена для области Северного Тянь-Шаня радиусом 130 км вокруг излучающего диполя МГД-генератора в Бишкеке (соизмеримой с Гармским районом Таджикистана). На рис. 3, δ видно, что в период облучения величина высвобожденной в ней деформации возрастает гораздо быстрее, чем до и после него. Однако здесь она на два порядка меньше, чем в Гармском районе, а повышение ее скорости наблюдается только через 1,5 года после начала облучения и совпадает по времени с резким повышением суммарной энергии ЭИ в середине 1985 г. (рис. 3, a).

По-видимому, до этого момента энергии облучения было недостаточно для инициирования более интенсивного высвобождения деформаций. Все это может быть связано с низким уровнем избыточных напряжений в коре данной области, способных реализоваться в виде землетрясений. Поэтому, для сравнения, были изучены деформации еще одной, заведомо напряженной области Северного Тянь-Шаня такого же размера, окружающей эпицентр землетрясения с $M_w = 6,3$, возникшего 24.01.87 г. в 390 км от МГД-генератора.

Рис. 3. Изменение сейсмотектонических деформаций в области МГДгенератора в Бишкеке (δ) и в такой же области вокруг эпицентра землетрясения 24.01.87 г. с $M_w = 6,3$ (ϵ), а также ежемесячной суммарной энергии облучения (a).

По оси абсцисс – время (годы). Вертикальными линиями отмечены моменты пусков МГД-генератора в Бишкеке, стрелкой – время этого землетрясения



На рис. 3, *в* представлена зависимость $\varepsilon(t)$, построенная для этой области без учета главного толчка. Во время облучения коры на ней наблюдается очень быстрый рост сейсмотектонической деформации, который в отличие от области МГД-генератора, начинается сразу же после начала облучения. Наиболее высокая скорость отмечается за полгода до землетрясения 24.01.87 г., что может быть связано с инициированием ЭИ интенсивного форшокового процесса, и рассматриваться как прогностический критерий. Повышение скорости деформаций в период облучения по отношению к их уровню до и после него здесь также статистически значимо (с уровнем 0,002 и 0,027).

Численные оценки (таблица) показывают, что во время облучения коры средние скорости высвобождения деформаций возрастают в напряженных областях в 10–20 раз. Наибольший рост отмечается в пределах сравнительно небольшой области радиусом 20 км, окружающей излучающий диполь в Гарме, что представляется вполне разумным, поскольку интенсивность ЭИ в ней выше из-за малых расстояний до источника. Из таблицы также видно, что после облучения скорости деформаций в этих областях становятся ниже, чем до его начала (с уровнем значимости 0,001–0,018), что свидетельствует об уменьшении напряжений в коре за счет дополнительного высвобождения упругих деформаций во время облучения.

Приращение высвобожденных деформаций, инициированное ЭИ за все время облучения (определяемое как $\Delta \varepsilon = \varepsilon_e - v_b t_e$, где $\varepsilon_e - деформация,$ высвобожденная за время облучения t_e), вполне сопоставимо с деформациями коры, наблюдаемыми во время подготовки сильных землетрясений [Касахара, 1985; Моги, 1988; Нерсесов и др., 1991] и составляет 3–13% от известных значений предельных деформаций горных пород [Касахара, 1985] (таблица). Это является достаточно серьезным вкладом в процесс квазипластического деформирования коры и приводит к дополнительной релаксации упругих напряжений на 0,4–1,7 бар, что составляет порядка 1–17% от сброса напряжений в результате высвобождения упругих деформаций в очагах сильных землетрясений.

Таблица

и во время (v _e) облучени	ія коры Э	И, иници	ированны	ie o	блуче	нием	л прир	эащ	ения
деформаций ($\Delta \varepsilon$), те же в	еличины	в процент	гах от пре	деј	тьной Д	цефа	рмац	ии (∆ <i>ɛ</i> ") и
инициированный сброс напряжений (Δσ) и (Δσ)									
01					1.08		A (-

Средние скорости сейсмотектонических деформаций (10⁻⁸/год) до (v_b), после (v_a)

Область	v _b	<i>v</i> _a	v _e	$\Delta \epsilon \cdot 10^8$	$\Delta \varepsilon_n, \%$	$\Delta \sigma$, бар
Гарм	2,42	2,35	38,81	132,39	2,82	0,351
Гарм, обл. МГД	9,51	1,58	182,77	630,35	13,41	1,670
Бишкек, обл. МГД	0,07	0,11	0,16	0,63	0,01	0,002
Бишкек, обл. з. М _w = 6,3	2,62	0,14	27,22	174,15	3,71	0,461

Исключение составляет область пониженных напряжений, окружающая МГДгенератор в Бишкеке, в пределах которой скорость деформаций возрастает всего в 2,3 раза, а их инициированное приращение на 2,5–3 порядка меньше. Такое отклонение вполне объяснимо, если повышение скорости деформаций во время облучения зависит от уровня напряжений в коре.

В связи с этим интересно рассмотреть пространственное изменение прироста скорости деформаций во время облучения. С этой целью вся область Северного

Тянь-Шаня была разбита на сетку с ячейками площадью 1000 км². Для каждой из ячеек были получены оценки скоростей деформаций до облучения коры $v_b(x, y)$ и за период от начала облучения до землетрясения 24.01.87 г. $v_e(x, y)$, а затем построена карта их отношения $v_e(x, y)/v_b(x, y)$ (рис. 4).



Рис. 4. Отношение скоростей сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня за период от начала облучения коры до землетрясения 24.01.87 г. с $M_w = 6,3$ (v_e) и за все время наблюдений до начала облучения (v_b).

Звездочкой показан МГД-генератор, кружком – эпицентр этого землетрясения, пунктиром – значимая область аномалии. По осям – широта и долгота (градусы)

В юго-восточной части этой карты отчётливо выделяется пространственная аномалия, в пределах которой скорости деформаций возрастают на 2–3 порядка. Эпицентр землетрясения 24.01.87 г. с $M_w = 6,3$ лежит в ее статистически значимой (с уровнем 0,05) области. Приурочен он не к центру, а к ее периферии, что часто наблюдалось и для других предвестников [Соболев, Пономарев, 2003; Гольдин, 2004]. Оценка размеров значимой области этой аномалии по широте и долготе дает, соответственно, L = 136 и W = 92 км, а ее эффективный линейный размер составляет ($L \cdot W$)^{1/2} = 112 км.

Формальная оценка области подготовки этого события была выполнена также с помощью известного соотношения [Добровольский, 1983]:

$$lg(R) = 0,433 \cdot M - 1/3 \cdot lg(\varepsilon) - 2,73,$$
(2)

где R – эффективный линейный размер аномальной области (в км), M – магнитуда землетрясения, ε – амплитуда аномального изменения деформации перед этим событием. В качестве ε в него подставлялась приращение деформации этой области, инициированное ЭИ за период от начала облучения до землетрясения. При этом было получено значение R = 107 км, что хорошо согласуется с предыдущей оценкой. Все это позволяет интерпретировать данную аномалию как область подготовки землетрясения 24.01.87 г. с $M_w = 6,3$.

От энергии землетрясений зависят не только размеры области их подготовки, но и такие параметры как интенсивность предваряющих аномалий и их длитель-

ность. Известен ряд эмпирических соотношений, связывающих их друг с другом. В нашем случае наиболее интересна эмпирическая зависимость [Сидорин, 1991]:

$$\lg(\tau) = \lg(\varepsilon) + 8,33,\tag{3}$$

поскольку она связывает непосредственно время проявления деформационных аномалий перед землетрясениями τ (сутки) с их амплитудой ε . Подставив в него ту же оценку амплитуды деформационной аномалии ε , что и в предыдущее соотношение, получим $\tau = 5,6$ месяца. Как уже отмечалось при анализе рис. 3, в, наиболее высокая скорость сейсмотектонической деформации рассматриваемой области наблюдается за 6 месяцев до землетрясения, что также является очень хорошим совпадением. Таким образом, полученные в данной работе оценки времени проявления деформационной аномалии и ее амплитуды хорошо согласуются с результатами целого ряда исследований, обобщенных в работе [Сидорин, 1991].

Поскольку для построения карты и оценки амплитуды деформационной аномалии, ее длительности и размеров использовались данные о сейсмических событиях, возникших до основного землетрясения, эти данные могли бы быть использованы для локализации области ожидаемого землетрясения и прогноза его магнитуды и времени с помощью соотношений (2) и (3).

Заключение

 Облучение коры мощными электромагнитными импульсами значительно повышает скорость высвобождения упругих деформаций, что приводит к заметной дополнительной релаксации упругих напряжений в коре. Это показывает, что существует принципиальная возможность использовать облучение коры ЭИ для предотвращения катастрофических землетрясений или, во всяком случае, для уменьшения их энергии.

2. Повышение скорости высвобождения деформаций во время облучения зависит от уровня упругих напряжений в коре, что позволяет использовать этот критерий для активного мониторинга напряженного состояния среды с целью прогноза места, времени и магнитуды сильных землетрясений.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований № 7 ОНЗ РАН.

Литература

Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. № 12. С. 93–97.

Богомолов Л.М., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Сычев В.Н. и др. Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга // Геофизика XXI столетия: 2005 год: Сб. тр. 7 геофизических Чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2006. С. 317–325.

Гольдин С.В. Предсказуемо ли землетрясение? // Вестник РАН, 2004. т. 74. № 4. С. 365–362.

Добровольский И.П. Подготовка землетрясения. Деформации и размер зоны проявления предвестников. Экспериментальная сейсмология / Под ред. Садовского М.А. М.: Наука. 1983. С. 17–25. Закупин А.С., Богомолов Л.М., Аладьев А.В. и др. Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных геоматериалов // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / Под ред. Гольдина С.В. и Леонов Ю.Г. Москва-Бишкек. 2003. С. 304–319.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 263 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.

Михайлова Н.Н. Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Алма-Ата: Наука. 1990. ч. 2. 227 с.

Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир. 1988. 382 с.

Нерсесов И.Л., Галаганов О.Н. Передирин В.П., Боконенко Л.И. Долговременные вариации поля деформаций Гармского района и их связь с землетрясениями // Комплексные исследования по прогнозу землетрясений / Под ред. Садовского М.А. М.: Наука. 1991. С. 166–180.

Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. М.: Недра. 1986. 342 с.

Попандопуло Г.А. Определение координат гипоцентров местных землетрясений на Гармском геофизическом полигоне // Землетрясения и процессы их подготовки / Под ред. Страхова В.Н. М.: Наука. 1991. С. 5–23.

Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.

Сидорин А.Я., Журавлев В.И., Осташевский М.Г. Комплексные электрометрические исследования геодинамических процессов // Экспериментальная сейсмология / Под ред. Садовского М.А. М.: Наука. 1983. С.149–162.

Сидорин А.Я. Анализ деформаций земной коры в связи с землетрясениями // Комплексные исследования по прогнозу землетрясений / Под ред. Садовского М.А. М.: Наука. 1991. С. 29–35.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А. О возможности влияния магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Сычева Н.А. К вопросу о возможности влиянии пусков МГД генераторов на вариации слабой сейсмичности Северного Тянь-Шаня. Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке / Под ред. д.ф.-м.н. Манжикова Б.Ц. Москва-Бишкек.: Кантская типография, 2008. В. 3. С.172–186.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Доклады РАН. 1997. Том 353. № 4. С. 542–545.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 152–160.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Закономерности изменения сейсмичности при электромагнитных воздействиях на сейсмоактивные зоны // Исследования в области геофизики (К 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта) / под ред. А.О. Глико. Москва: ОИФЗ РАН. 2004. С. 54–66.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмического процесса при облучении коры мощными электромагнитными импульсами // Современные методы обработки, анализа и интерпретации электромагнитных данных / Под ред. д.ф.-м.н. В.В. Спичака. М.: УРСС. 2009. С. 177–195.

Трапезников Ю.А., Волыхин А.М., Щелочков Г.Г. и др. Основные результаты электромагнитных исследований по прогнозу землетрясений на полигонах ИВТАН // Прогноз землетрясений / Под ред. Садовского М.А. Душанбе-Москва: Дониш. 1989. № 11. С. 264–274.

Chelidze T., Lursmanashvili O. Electromagnetic and mechanical control of slip: laboratory experiments with slider system // Nonlinear Processes in Geophysics. 2003. № 10. P. 557–564.

Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and their change under effect of high energy electromagnetic pulses // Anals of Geophysics. 2004. vol 47. № 1. P. 199–212.

СЕЙСМИЧНОСТЬ В ЗОНАХ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ И ЕЕ ТРИГГЕРНЫЕ МЕХАНИЗМЫ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск ssherman@crust.irk.ru

В статье рассмотрены закономерности сейсмического процесса в областях динамического влияния разломов. В их границах выполняется основной закон сейсмичности Гутенберга-Рихтера и в первом приближении сейсмический процесс в сейсмической зоне можно рассматривать как суммарную совокупность сейсмических событий в областях динамического влияния активных в реальное время разломов. При этом существенно уменьшается количество анализируемых данных, что позволяет изучить временную последовательность локализации очагов в зоне динамического влияния разлома – единого концентратора очагов землетрясений за заланный интервал времени. Деформационные волны как триггеры воздействуют на разломы, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возбуждение очага землетрясения. Установлены корреляции «время-место землетрясений» в областях динамического влияния дизъюнктивов. Подобный подход существенно сокращает площадь исследований сейсмического процесса, количество сейсмических событий, вариации других менее существенных признаков, характерных для сейсмической зоны, но расширяет возможности по изучению закономерностей пространственно-временных локализаций очагов землетрясений в границах областей динамического влияния разломов.

Введение

В сейсмологии существует понятие сейсмический режим, под которым понимается совокупность землетрясений какой-либо области, рассматриваемая в пространстве и во времени [Ризниченко, 1985, с. 34]. Сейсмический режим характеризуется рядом величин: сейсмической энергией, сейсмической активностью, плотностью и повторяемостью землетрясений, плотностью сейсмической энергии очагов землетрясений и др. Выполняется анализ хода сейсмического режима во времени и его флуктуации. В современной геодинамике чаще используется понятие сейсмический процесс, под которым понимается пространственно-временное изменение эпицентрального поля в сейсмической зоне с дополнительной, при не-
обходимости, характеристикой гипоцентров и отдельных событий с максимальной энергией. В приведенном представлении сейсмический процесс – суть комплекс сейсмических событий в определенном объеме пространства в интервалах обусловленного времени.

Исследования последних лет, базирующиеся на широком использовании компьютерной техники и специальных программных обеспечений, разрешающие работать с тысячными массивами данных, дали толчок к широким обобщениям и реконструкциям пространственно-временных вариаций сейсмичности Земли [German, 2006; Console et al., 2006; Соболев, 2002; Ребецкий, 2007; Чипизубов, 2008; и мн. др.]. При синтезе сейсмического процесса и его прогнозе очень часто исследователи опираются на статистический анализ расположения крупных очаговых зон и эпицентров. Их детальное геолого-структурное исследование приводит к однозначному заключению о приуроченности очагов землетрясений к деструктивным зонам и разломам. С точки зрения физики разрушения землетрясение – локальное проявление нарушения метастабильного состояния ограниченного объема исходной разломно-блоковой среды. В наиболее распространенных моделях подготовки землетрясений или постфактум таких событий доминирует схема разрушения твердого, хрупкого, упруго-хрупкого или вязкоупругого тела с различными вариантами образования трещин, а при их исходном наличии – разрастания трещин, их слияния или подвижки по исходному разрыву. Независимо от иерархического ранга разрывов они являются бесспорными структурами локализации сейсмических событий. На этом представлении базируются практически все известные модели очагов землетрясений. Рассмотрим некоторые закономерности пространственно-временного расположения очагов землетрясений в конкретных разломах. Иными словами, закономерности сейсмического процесса попытаемся изучить на небольших площадях, определяемых областями динамического влияния конкретных разломов [Шерман, Борняков, Буддо, 1983] и распределением в них эпицентров землетрясений. При таком подходе площадь сейсмической зоны может рассматриваться как сумма площадей динамического влияния сейсмоактивных разломов, а сейсмический процесс - как пространственно-временные вариации сейсмических событий, происходящие в областях динамического влияния активных разломов.

Активизация разломов в реальном времени

Для геодинамически активных регионов сопоставление разрывных структур и эпицентрального поля землетрясений, отражающих пространственно-временную характеристику сейсмического процесса, не представляется простым. Сложность заключается в сочетании интенсивной разломно-блоковой раздробленности земной коры и высокой плотности эпицентрального поля землетрясений. Трудности анализа повышаются из-за несопоставимости времен развития и принятой классификации активизации разломов и зафиксированных в каталогах временных периодов записей землетрясений. Формирование разломно-блоковой структуры литосферы представляет собой прерывистый процесс общей продолжительностью в десятки тысяч и миллионы лет. Инструментальные данные о распределении эпицентров землетрясений известны за десятки или сотню лет. Прямое пространственновременное сопоставление разломной тектоники и сейсмичности требует привлечения дополнительных приемов анализа.

Фиксируемая инструментальными наблюдениями сейсмичность отражает процесс современного разломообразования (деструкции) верхней, упругой части литосферы, и, следовательно, не всегда может корреспондировать с относительно консервативной ранее заложенной сеткой разломов и системой блоков различных иерархических уровней, геологических этапов заложения и активизаций. Можно использовать сейсмические события для решения «обратной» задачи – выделения активных разломов в реальном времени, соответствующем последним десятилетиям, в крайнем случае, столетию. В этом плане в согласии с [Несмеянов и др., 1992; Несмеянов, 2004] активными должны считаться разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально геофизическими или геодезическими методами, а также на основе исторических источников и т.п. Уточняя это определение в свете излагаемого материала, активными разломами следует считать разрывы, геолого-геофизические процессы, в областях динамического влияния которых происходят в настоящее время или происходили не более чем в столетний предшествовавший период времени [Шерман, 2009]. Для выяснения закономерностей достаточно сложной и во многом не ясной избирательной современной активизации разноранговых и разновозрастных разломов разработан метод их классификации по количественному индексу сейсмической активности [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005].

Под количественным индексом сейсмической активности $\xi_n(\kappa m^{-1})$ (КИСА) разлома понимается число сейсмических событий *n* определенных энергетических классов *K*, приходящихся на единицу длины разлома *L* (км) при принятой ширине области его динамического влияния *M* (км) за заданный промежуток времени *t* (годы). Количественный индекс оценивается по выражению: $\xi_n = n/L$, где *n* – величина, зависящая от *K*, *M* и *t*. В преобразованном для расчётов виде уравнение может быть представлено в следующей формуле:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L, \tag{1}$$

где n – количество сейсмических событий энергетических классов K за промежуток времени t, зарегистрированных для разломов длины L при ширине области их динамического влияния M (км). Ширина зоны M оценивается по уравнению

$$M = bL, (2)$$

где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0,02 до 0,09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. При этом принято во внимание известное положение о том, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния отстает от роста длины [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. КИСА характеризует сравнительную активность конкретных разломов и даёт основание для анализа доли участия в различные интервалы времени разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. В определенной мере КИСА отражает кинематическую характеристику разломов, поскольку между энергетическим классом землетрясений и подвижками в очагах существует связь [Ризниченко, 1985], особенно значимая для событий с $K \ge 12-13$ энергетических классов, при которых смещение в среде превышает сантиметры. Вариации КИСА отражают частоту активизаций конкретных разрывов, но не характеризуют при этом их энергетические потенциалы.

Введение нового количественного параметра оценки сейсмической активности разломов, базирующегося на данных мониторинга сейсмических событий в областях динамического влияния разломов, позволяет исследовать сейсмический процесс на локальных участках сейсмической зоны. Это открывает новые возможности для исследований закономерностей процессов селективной активизации многочисленных ансамблей разноранговых разломов в реальном времени.

Селективная активизация разломов в интервалах реального времени в сейсмической зоне и новые возможности изучения сейсмического процесса

Тестирование новых возможностей изучения закономерностей активизации многочисленных ансамблей разноранговых разломов в реальном времени проведено на примере Байкальской сейсмической зоны (БСЗ). Она является одним из наиболее сейсмически активных и в то же время социально значимых регионов России, геодинамическое развитие которого с начала кайнозоя предопределяется континентальным рифтогенезом – Байкальской рифтовой системой (БРС). БРС протягивается более чем на 2000 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии. Ее фундаментом служит гетерогенный и гетерохронный складчатый пояс, завершивший свое развитие в раннем палеозое. Орогенный комплекс территории здесь формировался, начиная с конца раннего палеозоя, до кайнозоя включительно. Большая по протяженности часть БРС контролируется структурным литосферным швом между Сибирским и Забайкальским (Амурским) мегаблоками Евроазиатской плиты, начало формирования которого относится к раннему протерозою и который на протяжении всей фанерозойской истории региона разделял блоки литосферы существенно разного строения и развития. На этот хорошо подготовленный фундамент наложился кайнозойский рифтогенез. Начавшись в БРС около 65 Ма и уверенно датированный с 36 Ма [Логачев, 2003] он привел к селективной во времени активизации практически всех разломов фундамента, попавших в границы рифтовой системы. Их суммарным эффектом за миллионы лет явилось формирование в литосфере центральной части БРС зоны современной деструкции литосферы [Шерман, Демьянович, Лысак, 2004; Sherman, Dem'yanovich, Lysak, 2004], определив нестабильное состояние территории в региональном поле напряжений и ее высокую сейсмическую активность (рис. 1, см. цв. вкл.).

В суммарной пространственной и временной результативности локализация сейсмических событий в сейсмической зоне характеризуется квазихаотичностью распределения эпицентрального поля землетрясений. Оно затушевывает анализ геолого-геофизической закономерности о структурных и временных факторах, определяющих локализацию событий в активизирующихся разломах. Необходимо отдельно проанализировать структурные и временные факторы, контролирующие локализацию очагов (эпицентров) землетрясений в зонах разломов, а затем снова суммировать результаты. Таким способом можно будет вычленить землетрясения, связанные с триггерными механизмами и оценить их.

По составленным цифровым базам данных в соответствии с уравнением 1 оценены КИСА¹ разломов за 50-летний период в целом (рис. 2, см. цв. вкл.) и более

¹ В Байкальском регионе для пересчета магнитуд M в значения энергетических классов K используются формулы K = 4 + 1,8 M (при $K \le 14$) и K = 8,1 + 1,16 M (при K > 14).

короткопериодные, ежегодные, вариации КИСА, один из примеров которых показан на рис. 3 (см. цв. вкл.). Детальный анализ сейсмической активности разломов только за последний более чем пятидесятилетний период инструментальных методов регистраций землетрясений показывает их относительно разную степень активности, как суммарную за весь период наблюдений, так и изменяющуюся из года в год. Области динамического влияния для всех участвующих в выборке разломов оценены как функция их длины по уравнению 2. Вариации значений количественного индекса сейсмичности позволяют распределить разломы на несколько групп (см. рис. 2, 3, цв. вкл.).

Намечаются две очевидные закономерности: (1) – чем выше количественный индекс сейсмической активности, тем ближе к стержневой структуре зоны современной деструкции литосферы БРС располагаются разломы по принятому показателю; (2) – поперечные к стержневой структуре разломы не характеризуются высокими количественными индексами сейсмичности.

Изложенное подтверждается исследованиями Д.В. Рундквиста, П.О. Соболева и В.М. Ряховского [1999], которые применили компьютерную технологию географических информационных систем для совместного пространственного анализа сейсмической активности важнейших разломов БРС. При оценке сейсмической активности использовался сейсмический момент M_0 , рассчитанный по формуле $M_0 = 1.5$ М + 9,14. Вокруг разломов строились буферные зоны (аналогия областям активного динамического влияния разломов) шириной 20 км в каждую сторону от сместителей и все землетрясения в границах буферных зон считались приуроченными к соответствующим разломам. Для разломов был рассчитан суммарный сейсмический момент, который нормировался на их длину (удельный сейсмический момент). Проведенный анализ результатов [Рундквист, Соболев, Ряховский, 1999] показывает, что наибольшие удельные сейсмические моменты характерны для разломов, находящихся на осевой линии зоны современной деструкции литосферы или близко расположенных к ней разломов. При удалении от оси зоны удельный сейсмический момент уменьшается на один и более порядков. В первую очередь, это свидетельствует об уменьшении энергетического потенциала сейсмичности и снижении интенсивности деструктивного процесса от осевой линии зоны современной деструкции литосферы к ее латеральным ограничениям. Во вторую очередь, это является аргументом в пользу правомерности рассмотрения активных разломов и областей их динамического влияния как квазиобособленных локальных сейсмических территорий со свойственным им сейсмическим процессом. Можно говорить о некотором сходстве сейсмического процесса в сейсмической зоне и областях динамического влияния разломов.

Приведенный график вариаций КИСА (рис. 4, см. цв. вкл.) демонстрирует изменение сейсмической активности разломов по годам. При обзоре всех графиков хорошо видна квазипериодичность изменения интенсивности сейсмического процесса в областях динамического влияния разных по иерархическому уровню активных разломов. Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая характеристики никоим образом не могут существенно измениться за принятые короткие интервалы времени. Изменения сейсмической активности разломов, показанные на графиках, отражают вариации изменения динамического состояния среды в областях динамического влияния разломов. В целом сложный квазипериодический процесс активизации разломов различных иерархических уровней последовательно затрагивает разные ансамбли разломов в пределах БРС, определяя пространственно-временную характеристику сейсмичности. Визуально хорошо выделяются отдельные, активные в разное время, разломы как по группам слабых, так и по группам сильных событий. Корреляции между сильными и слабыми событиями в одних и тех же разломах сильно варьируют в зависимости от положения разлома по отношению к зоне современной деструкции литосферы. Наиболее высокие значения коэффициентов корреляции характерны для разрывов, параллельных простиранию оси зоны современной деструкции.

На примере ЮЗ сегмента БСЗ, где проведены наиболее детальные исследования и составлены карты активизаций разноранговых разломов, отчетливо проявляется зональная структура эпицентрального поля землетрясений (рис. 5, см. цв. вкл.). Разломы и области их динамического влияния «исчерпывают» практически все зафиксированные землетрясения с К ≥ 7. Основными критериями зональности служат: площади распространения эпицентров землетрясений в зависимости от их интенсивности и энергетических классов. Выполняется основной закон сейсмичности Гутенберга-Рихтера, определяющий связь между количеством землетрясений и их энергией. На карте оба этих параметра дополнительно выражаются зависимостью «класс землетрясений – расстояние от оси зоны современной деструкции литосферы». Основной закон сейсмичности находит свою тектоническую интерпретацию, в том числе и в других параметрах обработки данных [Некрасова, Кособоков, 2006].

Таким образом, как показывает анализ, сейсмические события в своем преобладающем большинстве случаев контролируются отдельными активными разломами, происходят в областях их динамического влияния и характеризуются квазипериодичностью пока неясной природы. Каждый активный разлом представляет собой условно обособленную сейсмоактивную территорию. В первом приближении сейсмический процесс в сейсмической зоне можно рассматривать как суммарную совокупность сейсмических событий в областях динамического влияния активных в реальное время разломов. При этом существенно уменьшается количество анализируемых данных, но (!) не нарушается основной закон сейсмического процесса, что позволяет изучить временную последовательность локализации очагов в зоне динамического влияния одного разлома – одного концентратора очагов землетрясений за заданный интервал времени. Подобный подход существенно сокращает площадь исследований сейсмического процесса, количество сейсмических событий, вариации других менее существенных признаков, характерных для сейсмической зоны, но расширяет возможности по изучению закономерностей пространственновременных локализаций очагов землетрясений в границах областей динамического влияния разломов.

Закономерности пространственно-временной локализации сейсмических событий в областях динамического влияния разломов

Опубликованные в последние годы работы дали богатый фактический материал по повторной активизации разрывов. Они выявили тенденцию в прорастании разрывов в одном из направлений, в последовательности расположения максимальных смещений по их простиранию и, что наиболее существенно, определенной последовательности в расположении очагов землетрясений [Kasahara, 1979; Anderson et al., 1996; Kim, Choi, 2007; Шерман, Горбунова, 2007]. При повторных активизациях разрывов выявляются преимущественные векторы движений фронта активизации разрывов, их прорастания и возбуждения очагов землетрясений, что свидетельствуют об однонаправленном движении некоторого триггерного волнового источника возбуждения метастабильного состояния разломной зоны. При этом частота сейсмических событий в области динамического влияния разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость и вектор движений триггерного источника активизаций. В зоне разлома происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже существующей перколяционной сети более мелких трещин и скорость дискретного развития (активизации) трещины по простиранию может быть исключительно низкой, исчисляемой годами, столетиями или более продолжительным временем.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам БРС были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время этих событий [Sherman, Gorbunova, 2008]. По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разломов: наклон его линии воспроизводит вектор пространственно-временного движения очагов землетрясений вдоль разрыва (с левого фланга разлома на правый или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – средние векторные скорости пространственного распространения волны возмущения, стимулирующей возбуждение очагов землетрясений [Шерман, Горбунова, 2007].

По предложенной методике изучена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по основным сегментам БСЗ и избранным активным разломам (рис. 6, см. цв. вкл.).

Создана ГИС Digital faults и разработаны алгоритмы для работы с базами данных по разломной тектонике и эпицентральным полям землетрясений. Они позволили получить новую характеристику активных разломов - векторную скорость активизации и вычислить математические зависимости пространственно временной последовательности локализации мест сейсмических событий в областях динамического влияния разломов. На графике (рис. 7, см. цв. вкл.) показано время и место локализации эпицентров в ЮЗ сегменте зоны современной деструкции. Выборка содержит 51 наблюдение, которые сгруппированы в три скопления, характеризующиеся достаточно высокими коэффициентами детерминации. Линии регрессии, кроме тесноты связи между событиями, характеризуют два дополнительных параметра: наклон линий воспроизводит вектор пространственно-временной последовательности «движения» очагов землетрясений вдоль сегмента с запада на восток, а тангенс угла наклона линий к оси ординат – характеризует среднюю скорость изменения мест локализации, миграции, очагов. Она соответствует фазовой скорости деформационной плоской волны, в качестве триггерного механизма возбуждающей активизацию разрывов в сегменте и вне него и последовательное возникновение очагов землетрясений. Линии регрессии отражают три периода деформационных волн. Их средняя фазовая скорость 29 км/год, длина ~640 км, средний период ~22 года.

Аналогичным образом проанализированы два других сегмента БСЗ (см. рис. 6, цв. вкл.). Результативная картина приведена на графиках (рис. 8, см. цв. вкл.). На них отчетливо выделяются линии регрессии, отражающие волновые периоды прохождения деформационных волн и устойчивую корреляционную связь в координатах «время-место событий». Она позволяет для каждого из сегментов БСЗ, прямоугольные контуры которых ограничены полосой шириной в 15 км, с двух сторон обрамляющих осевые линии сегментов, осуществлять среднесрочный прогноз сейсмических событий с К ≥ 12. Показательно, что векторы деформационных волн в первых двух сегментах совпадают и направлены в целом с западного направления на восточное, а в третьем – они противоположны. Территориальная граница раздела векторной направленности деформационных волн совпадает с центральной меридиональной частью Байкальской рифтовой зоны, соответствует современной развивающейся границе между Сибирской и Забайкальской (Амурской) континентальными плитами [Шерман, Леви, 1978].

Для уточнения выводов о направленности деформационных волн отдельно проанализированы временные тенденции локализации землетрясений в некоторых разломах, территориально расположенных в различных частях БСЗ. В анализ включены более слабые землетрясения с $K \ge 11$. Результаты подтверждают тенденцию во временной последовательности расположения очагов землетрясений с запада на восток или, наоборот, в соответствующих местах БРС и дополняют аргументацию о волновых триггерных механизмах, способствующих активизации разрывов и временной последовательности по их простиранию возбуждения очагов землетрясений.

Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части БРС. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, Рамазанов, 1986; Невский, 1999; и др.]. Раннее, к близким выводам о волновом процессе, пространственно определяющем возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел В.И. Уломов [1993]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

Введение и использование новых параметров для характеристики активных разломов – фазовых скоростей и векторов деформационных волн как триггерных механизмов активизации метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы – позволяет выявить дополнительные геодинамические свойства разломов как объемных геологических тел, а также вероятные источники и механизмы их современной активизации.

О метастабильном состоянии разломно-блоковой среды литосферы и других триггерных механизмах землетрясений

Метастабильное состояние разломно-блоковой среды хрупкой части литосферы БРС неоднородно по площади. Наиболее неустойчивое динамическое состояние и пониженная прочность характерны для зоны современной деструкции литосферы. Исследования Г.Г. Кочаряна и А.А. Спивака [2003], позволяющие находить «слабые» разломные звенья в общей блоковой структуре литосферы, дают дополнительное физическое обоснование для приоритетной активизации более протяженных из всего ансамбля разноранговых разрывов. Проведенные ими исследования позволили определить деформационные характеристики (значения нормальной жесткости) межблоковых границ в широком диапазоне их длины. Авторами показано, что величина нормальной жесткости межблоковых границ (разломов как геологических

тел и пограничных структур – С.Ш.) снижается примерно пропорционально увеличению длины разрывов. Следовательно, в БРС наиболее ослабленной будет ее центральная часть – зона современной деструкции литосферы, а в областях динамического влияния разломов – основной разлом. Его оперяющие структуры способствуют локализации слабых сейсмических событий и, тем самым, участвуют в организации зонального строения эпицентрального поля землетрясений в сейсмической зоне [Шерман, 2009].

Особую роль в локализации сейсмических событий играют разломные узлы. Пересечения и сочленения разломов необходимо рассматривать как один из важнейших структурных факторов, увеличивающих раздробленность субстрата, влияющих на изменения локального поля напряжений и предопределяющих локализацию очагов землетрясений [Шерман, Адамович, Мирошниченко, 1986]. В таких случаях могут фиксироваться отклонения от устанавливаемых зависимостей «время-место события». Из рассмотренных нами случаев отклонения оценки «время-место» возможны для зоны сочленения ЮЗ и Центрального сегментов БСЗ, а также для его СВ окончания (см. рис. 6, цв. вкл.). В редких случаях разломные пересечения сочетаются таким образом, что блокируют возможность перемещения одного из приразломных блоков и видоизменяют активный в реальное время разлом в пассивный. Часто подобные разломы в англоязычной литературе называют lock faults – запертые разломы.

Анализ сейсмичности в разных по площадям областях динамического влияния разломов БСЗ показывает, что число событий, не согласовывающихся с деформационными волнами, существенно разнится. При этом, чем ниже классы землетрясений, тем менее теснота связи между ними и обсуждаемыми параметрами деформационных волн. Имеются, как минимум, еще две группы сейсмических событий, возбуждение которых связано с другими триггерными механизмами или иными причинами [Шерман, 2009].

Выделяется группа слабых, как правило, по энергетическому потенциалу событий с характерным возвратно-поступательным (маятниковым) миграционным процессом [Шерман, Демьянович, Лысак, 2004]. Он свидетельствует о постепенном неравномерном разрастании разрывов по простиранию благодаря длительному воздействию постоянного регионального поля напряжений [Шерман и др., 1989]. Триггерным механизмом возбуждения того или иного сейсмического события могут быть сейсмические волны, распространяющиеся от близких землетрясений сопредельной территории БСЗ. Подобные землетрясения, соответствующие наведенной сейсмичности, требуют разработки дополнительных программ для их возможного прогноза. Не исключено, что роль одних групп землетрясений, как факторов наведенной сейсмичности для других групп, завышена. Показано, что воздействие сильных землетрясений на инициирование других, в том числе и более слабых событий, весьма незначительно [Кондратьев, Люкэ, 2007].

Другая группа сейсмических событий может быть инициирована в разломных зонах суперинтенсивными деформациями [Кузьмин, 2004]. Под ними понимаются индуцированные тектонические деформации геологической среды в разломных зонах, которые могут быть вызваны движениями блоков, обусловленных вариациями поля напряжений, либо индуцированием аномальных деформаций благодаря механизму параметрического возбуждения [Кузьмин, Жуков, 2004]. Принимая во внимание, что активизация разломов в реальном времени короткопериодична, наиболее вероятен параметрический механизм ее индуцирования.

Работы Мотодзи Икея [Ikeya et al., 1997; 2000; Ikeya, 2004; Икея, 2008] в части, касающейся разработки электромагнитной модели тектонического разлома, пока-

зали, что и на стадии образования микротрещин, и во время активизации тектонического разлома и возбуждения землетрясений возникают электромагнитные волны – механическое напряжение генерирует высокие электрические потенциалы в земной коре и литосфере.

Экспериментальные работы по возникновению электрических сигналов в различных по прочностным константам средах при распространении продольной волны сжатия проведены А.Н. Бесединой с коллегами [2009]. В экспериментах исследовался электрический эффект при распространении продольных волн сжатия в прочных пористых материалах при изменении периодов и амплитуд волн. Установлено, что возникающий электрический сигнал пропорционален ускорению частиц или скорости деформации. И, что очень вероятно, наоборот: высокие электрические потенциалы могут индуцировать нарушение метастабильного состояния разломной зоны, генерировать импульсные подвижки крыльев разломов и сейсмические события. В работах [Тарасов и др., 1999; Гохберг, Колосницын, 2009;], серии публикаций в сборнике «Геоэлектрические исследования…» [1989] и некоторых других [Велихов и др., 2000] в широком лабораторном экспериментальном и природном аспектах обсуждены проблемы электромагнитного воздействия на хрупкую литосферу, особенно земную кору, для возбуждения упругих волн источниками тока различных мощностей и частот.

Существенную роль в ослаблении прочностных свойств разломно-блоковой среды литосферы играют флюиды, а непосредственно в верхней коре – вода [Киссин, 2006; и мн. др.]. Фиксируется и воздействие изменений атмосферного давления на активизацию сейсмического процесса. Эти и некоторые другие, не перечисляемые здесь причины, не всегда регистрируются как постоянные признаки и не связаны высокими корреляционными отношениями с параметрами сейсмического процесса. Рассматривать их как триггерный источник возбуждения сейсмичности можно только в отдельных конкретных случаях.

Наиболее аргументированными триггерными механизмами нарушения динамического равновесия разломно-блоковой среды литосферы, активизации разломов и возбуждения землетрясений являются деформационные волны, наведенная сейсмичность и суперинтенсивные деформации. Их общей корневой природой является эволюция разломов как межблоковых структур, при которой значительные по амплитуде движения плит или крупных блоков служат генератором деформационных волн. Распространяющиеся по зонам разломов волны воздействуют на внутриразломные структуры, ослабляют их прочностные свойства, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возникновение очага землетрясения. Механизм воздействия наведенной сейсмичности аналогичен, но широко не распространен. Природа суперинтенсивных деформаций наиболее тесно связана с синергетикой процесса тектонического развития разломной зоны.

Таким образом, все три определяющих фактора активизации сейсмического процесса и возбуждения очагов землетрясений отражают различные формы воздействия тектонических триггерных механизмов на пространственно-временную локализацию сейсмических событий как минимум выше 12 энергетического класса.

Заключение

Сохранение свойств основного закона сейсмичности в областях динамического влияния разломов – автомодельность сейсмического процесса – открывает возможности изучить пространственно временную последовательность локализации сейсмических событий на малых площадях. При подобном подходе существенно сокращаются: площадь исследований сейсмического процесса, количество анализируемых сейсмических событий, вариации их положения, другие менее существенные признаки, характерные для сейсмической зоны, но расширяются возможности изучения закономерностей миграций эпицентров (очагов) землетрясений по отношению к оси зоны современной деструкции литосферы или конкретного изучаемого разлома. Деформационные волны как триггеры воздействуют на разломы, провоцируя смещения крыльев, активизацию разрыва и возбуждение очага землетрясения. Установлены корреляции «время-место землетрясений» в областях динамического влияния дизъюнктивов. Открываются возможности краткосрочного прогноза землетрясений в областях динамического влияния активных разломов, а также целенаправленного выбора места для организации комплексных геологогеофизических режимных наблюдений за вариациями различных геофизических и других полей и способов воздействия на них.

Исследования выполнены по гранту РФФИ (09-05-12023-офи_м), Госконтракту 02.740.11.0446, Интеграционному проекту СО РАН № 61, проекту ОНЗ РАН 16.8.

Литература

Беседина А.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Соловьев С.П. Лабораторное моделирование электромагнитных эффектов при распространении сейсмических волн // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. 182–193 с.

Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. 1176–1190 с.

Велихов Е.П. и др. Импульсная МГД-установка «Сахалин» электрической мощностью 500 МВт на твердом пороховом топливе // ДАН, 2000, т. 370, № 5. с. 617–622.

Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите. Ред. Е.П. Велихов // М.: Наука, 1989. 280 с.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.

Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. с. 5–22.

Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Электромагнитное воздействие на среду // Проблемы взаимодействующих геосфер: сб. научных трудов ИДГ РАН. – М.: ГЕОС, 2009. с. 202–208.

Киссин И. Г. «Чувствительные зоны» земной коры как проявления динамики межблоковых взаимодействий // ДАН, том 407, № 3, 2006. с. 394–399.

Икея М. Землетрясения и животные: от народных примет к науке. М.: Научный мир, 2008. 320 с.

Кондратьев О.К., Люкэ Е.И. Наведенная сейсмичность. Реалии и мифы // Физика Земли, № 9, 2007. с. 31–47.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород // М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли, 2004. № 10. с. 95–111.

Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во Московского госуд. горного университета. 2004. 262 с.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. т. 44, № 5. С. 391–406.

Невский М.В. Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 124–139.

Некрасова А. К., Кособоков В. Г. Общий закон подобия для землетрясений: Прибайкалье // ДАН, том 407, № 5, 2006. с. 679–681.

Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир. 2004. 216 с.

Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инж. Геология, 1992, № 2. с. 17–32.

Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. – М.: ИЦК «Академкнига», 2007. 406 с.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды.. М.: Наука, 1985. 408 с.

Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М. Отражение различных типов разломов в сейсмичности Байкальской рифтовой зоны // Докл. Академии Наук, 1999, т. 366, № 6, с. 823–825.

Соболев Г.А. Динамика разрывообразования и сейсмичность // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. с. 67–78.

Тарасов Н.Т., Тарасова М. В., Авадимов А.А., Зейгарник В.А. и др. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999, № 4–5. С. 152–160.

Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43–53.

Чипизубов А.В. Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. 240 с.

Шерман С.И. А.В. Пейве – основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника. № 2, 2009. С. 20–36.

Шерман С.И. Тектонофизическая модель сейсмической зоны: опыт разработки на примере Байкальской рифтовой системы // Физика Земли, № 11, 2009. С. 8–21.

Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И. Условия активизации зон сочленения разломов // Геология и геофизика, 1986, № 3. С. 10–18.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) Новосибирск, «Наука» СО АН СССР, 1983, 110 с.

Шерман С.И., Горбунова Е.А. Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: Издательство ИЗК СО РАН. 2007. с. 195–203.

Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Доклады Академии наук, 2002, том 387, № 4, с. 533–536.

Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.

Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 3–13.

Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН, 2005, т. 401, № 3. С. 395–398. Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W. Earthquake Size as a Function of Fault Slip Rate. // Bull. Seism. Soc. America. 1996. vol. 86, N 3. P. 683–690.

German V.I. Unified scaling theory for distributions of temporal and spatial characteristics in seismology // Tectonophysics, 2006, V. 424. p. 167–175.

Ikeya M. Earthquakes and enimals: from Folk Legends to Science // Wordl Scientific Publishing Co Pte. Ltd. 2004. 301 p.

Ikeya M., Matsumoto H., Huang Q., Takaki S. Theoretical scaling laws for fault length, seismic electromagnetic signals (SEMS) and maximum appearance area //J. Earthquake prediction research. 2000, V. 8. P. 351–360.

Ikeya M., Takaki S., Matsumoto H., Tani A., Komatsu T. Pulsed charge model of a fault behavior producing seismic electric signal (SES) // Circuits, Systems and Computers. 1997. V. 7. P. 153–164.

Kasahara K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics, 1979, v. 52, p. 329–341. *Kim Y.-S., Choi J.-H.* Fault propagation, displacement and damage zones // Conference

Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia. 2007. p. 81–86. *Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* Active faults, seismicity and fracturing in

the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics, v. 380, N 3–4, 2004. p. 261–272. Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth science frontiers, 2008. v. 15, N 3. p. 337– 347.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ОПЫТЫ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

ДИНАМИКА ИНИЦИИРОВАННОГО ПРОЦЕССА ДЕФОРМИРОВАНИЯ И ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ЭНЕРГОВОЗДЕЙСТВИИ НА МОДЕЛЬНЫЕ ОБРАЗЦЫ

А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник, В.И. Окунев Объединенный институт высоких температур РАН, Москва avagimov@ihed.ras.ru

Установлены пороговые уровни инициирующего энерговоздействия – K_{u} , которые соответствуют фоновому уровню релаксации при развитии механической неустойчивости модельных образцов. После окончания интервала нагружения на этапах квазистатического режима определены величины энергии, высвобождаемой в процессе релаксации. По изменениям акустоэмиссионного отклика, вызванным упругим нагружением и воздействием электромагнитным полем, вычислен коэффициент электромеханического преобразования. Предложена модель активизации процесса релаксации воздействием физических полей, ведущим к разрядке локальных структурных напряжений в сейсмоактивном регионе и в пространстве влияния техногенного воздействия.

Введение

Задача понижения уровня избыточных напряжений с целью уменьшения риска макроразрушения востребована в приложении не только к сейсмоактивному региону, но и к влиянию техногенных воздействий в тех зонах, где значителен уровень вызванной сейсмичности. Энерговоздействие, в том числе и электромагнитным (ЭМ) полем, играет роль дополнительной составляющей энергообмена при деформировании неоднородной среды, изменении процесса релаксации, что обосновывает возможность применения его в качестве регулирующего фактора уровня локальных, структурных напряжений. Пути решения задачи в сейсмоактивном регионе и зонах техногенного воздействия имеют не только общие подходы, но и общие цели. Необходимо: выделить локальные зоны с высоким уровнем сейсмичности и структурных напряжений; установить на каком этапе развития механической неустойчивости возможно активизировать процесс релаксации; определить какова должна быть величина энергии воздействия, чтобы способствовать разрядке локальных, структурных напряжений, то есть снять или отодвинуть во времени риск макроразрушения.

Изучение инициированного отклика при воздействии ЭМ полем связано в основном с проведением лабораторных экспериментов [Sobolev et al., 2000; Авагимов и др., 2003; Авагимов и др., 2006; Закупин и др., 2006]. В подобных опытах информативность получаемых данных предопределена свойствами системы нагружения. В этой связи приведены сведения об особенностях используемой в данной работе системы. Изучение процессов релаксации и разрядки структурных напряжений, сопровождающих процесс разрушения, является развитием ранее проведенных исследований [Авагимов и др., 2006; Авагимов, Зейгарник, 2008]. В этой связи изучение влияния изменений параметров энерговоздействия на этапах развития механической неустойчивости (в зависимости от уровня текущей осевой нагрузки по отношению к разрушающей – k_p) позволит получить информацию о динамике режима деформирования и возможном управлении им, включая разрядку локальных структурных напряжений.

Методика эксперимента

Представим данные об особенностях системы нагружения, основным элементом которой является пресс с рычажным приводом и управляемой скоростью нагружения, что достигается выбором скорости опускания штока гидроподъемника, на который опирается свободный конец рычага с весовой нагрузкой (рис. 1). Установка не генерирует технологических помех. Осуществляется непрерывная регистрация циклами с последовательным чередованием в каждом цикле интервалов упругого нагружения при опускании штока и этапов квазистатического режима (КСР), когда шток остановлен. В таком положении рычаг фактически зафиксирован как балка в двух точках – под образцом и на штоке за счет весовой нагрузки. При этом изменения состояния и свойств модельного образца в КСР каждого цикла определяются только уровнем накопленной упругой энергии и энергией воздействия комбинированным ЭМ полем. Оно включает совместное воздействие двух импульсных полей: непрерывных прямоугольных импульсов длительностью полмиллисекунды, скважностью 2, с амплитудой 60 В (жесткие электроды установлены на торцах по всей их плоскости); прямоугольных импульсов амплитудой 420– 500 В, длительностью в 1, 2 или 4 с интервалом в 10 с (электроды установлены на узких гранях). Эксперименты проведены при одноосном сжатии на влагонасыщенных образцах, не обладающих пьезоэлектрическими свойствами, изготовленных из смеси корунда, двуокиси циркония на цементе, и на керамических образцах из двуокиси циркония. По данным одного из экспериментов на рис. 2 приведены распределения напряжения, продольной и поперечной деформаций, их взаимосвязи в течение всего опыта, которые отражают непрерывный процесс деформирования.



Рис. 1. Схема системы нагружения



Рис. 2. Распределения параметров. (а) – распределения σ , ε_p , ε_s ; (б) – диаграмма $\sigma - \varepsilon_s / \varepsilon_p$

Оценка интенсивности инициирующего энерговоздействия

Анализ динамики аномального отклика, отображенного в АЭ по интервалам нагружения и воздействия ЭМ полем по циклам позволили вычислить коэффициент электромеханического преобразования $K_{\text{эмп}}$. Энергии упругого нагружения и ЭМ воздействия отнесены к соответствующим уровням интенсивности АЭ*k (k – единый коэффициент согласования), и нормированы на длительность измеренной АЭ в сек. Полученные величины определяют уровни энергии, необходимые для генерации единичной интенсивности АЭ, а их отношение – $K_{\text{эмп}}$. На рис. 3, а, б приведены примеры распределения АЭ в течение цикла и изменения $K_{\text{эмп}}$ в зависимости от k_p . Детальные изменения силы ΔF и продольной деформации от момента завершения нагружения до воздействия ЭМ полем позволяют вычислить энергию релаксации в квазистатическом режиме. Нас интересовали величины потери энергию после окончания интервала нагружения, которую будем обозначать как энергию релаксации.



Рис. 3. Коэффициент электромеханического преобразования. (а) – пример распределения АЭ по интервалам в цикле; (б) – распределение *К*_{эмп}

Для этого вычислены изменения осевой деформации ε_p и силы ΔF за 1, 3 и 5 мин после завершения упругого нагружения в каждом цикле, когда активно протекает процесс трещинообразования (рис. 4). Расчеты энергии релаксации проведены для каждого временного отрезка отдельно и внутри всех циклов [Аки, Ричардс, 1983]. Полученные результаты отвечают уровню энергопотерь в процессе развития неустойчивости и максимальны перед разрушением. Разброс значений обусловлен различными свойствами образцов (рис. 5, а). В то же время нормировка величины энергии релаксации *i*-го цикла к сумме вычисленных значений энергии релаксации по всем циклам до *i*-го цикла приводит к распределению, которое возможно использовать при решении конкретных задач (рис. 5, б). В частности, на их основе уточнены ранее полученные оценки энергии инициирующего энерговоздействия в зависимости от k_p [Авагимов, Зейгарник, 2008].



Рис. 4. К расчету энергии релаксации. (а) – детальное распределение ε_n и ΔF на этапе КСР; (б) – пример определения ΔF



Рис. 5. Распределение энергии релаксации. (a) – абсолютные значения ΔE_i за 1, 3, и 5 мин; (б) – относительные значения $\Delta E_i E_i$

Рассмотрим свойства инициирующего энерговоздействия с учетом полученных данных. По дискретным нагружениям в течение всего процесса, включая последний цикл, ведущий к разрушению, были определены минимальные уровни энергии АЭ для каждого цикла e_i [Авагимов и др., 2006]. При этом уровень минимальной энергия АЭ в «последнем» цикле e_n есть тот уровень энергии воздействия, который, соответственно, при максимально накопленной потенциальной энергии P_n инициирует разрушение. Величина e_n будет разная для отличающихся модельных образцов, но она закономерно связана с уровнем накопленной потенциальной энергии P_n , которая определяет энергетику их разрушения. В этой связи рассматривается соотношение энергий равное $K_t = e_n/P_n$, которое для отличающихся образцов представлено на рис. 6, а. Действительно, для последнего «*n*» цикла при воздействии энергией выше уровня $K_{tr} = e_n/P_n$ инициируется релаксационный процесс, ведущий к разрушению, и наоборот. Следовательно, значение K_{tr} *n*-цикла определяет пороговый уровень энерговоздействия относительно текущего процесса релаксации.



Рис. 6. Распределения К_{tr} и АЭ

По аналогии с определением $K_{\rm tr}$ для последнего цикла нагружения правомерно вычисление уровня инициирующего воздействия для всех циклов нагружений и построение кривой $K_{\rm tr}$ в зависимости от $k_{\rm p}$ (в данном случае учтены полученные выше данные по потери энергии в циклах). Таким образом, $K_{\rm tr}$ отражает пороговые свойства текущего процесса релаксации по отношению к инициирующему энерговоздействию и является характеристическим параметром процесса развития неустойчивости.

Свойства инициирующего энерговоздействия и модель снижения уровня структурных напряжений

Сопоставим распределения инициированной АЭ при воздействии ЭМ полем с данными по K_{tr} – рис. 6, а, б. Наблюдаются в общем распределении K_{tr} два характерных участка. В интервале нагрузок до $k_p = 0,7-0,9$ величина K_{tr} уменьшается практически линейно. Далее наблюдается нелинейное уменьшение K_{tr} . В течение опыта уровень энергии ЭМ воздействия практически одинаков. Выделим 3 уровня интенсивности АЭ, соответствующие линейному участку кривой K_{tr} и один нелинейному. Первый (2 первых цикла): очевидно, уровень приложенного ЭМ воздействия значительно ниже уровня энерговоздействия K_{tr} в полосе $k_p = 0,4-0,7$. Второй (3 и 4 циклы): уровень ЭМ воздействия максимально близок к уровню энерговоздействия K_{tr} в полосе $k_p = 0,7-0,9$ и приводит к увеличению интенсивности АЭ и энергетики образца. Третий (5 цикл): уровень ЭМ воздействия соответствует уровню энерговоздействия А.

На шестом цикле следует остановиться подробно. Предполагалось, что это последний интервал упругого нагружения перед разрушением для исследуемого образца. Однако после завершения интервала упругого нагружения наблюдалось понижение активности АЭ (очевидно, завершался процесс релаксации, подобный 5 циклу). После включения ЭМ воздействия отмечается в начале понижение, а затем постепенное повышение АЭ активности. При этом воздействие ЭМ полем было продолжено до 600 с, что в итоге привело к разрушению образца.

Таким образом, сопоставление данных по циклам с данными K_{tr} подтверждает, что распределение K_{tr} соответствует пороговым уровням инициирующего энерговоздействия по отношению к текущим уровням релаксации и отражает развитие механической неустойчивости. На линейном участке K_{tr} при воздействии с энергией ниже порогового уровня, активизация процесса релаксации приводит к разрядке локальных структурных напряжений. При дискретных импульсных воздействиях, по крайней мере, для всего нелинейного участка изменение скорости и активизация процессов релаксации приводит к сокращению временного интервала до момента макроразрушения. Это означает, что на завершающем этапе развития механической неустойчивости при малых величинах пороговых энергий и нелинейности процесса взаимодействия, внешнее воздействие необратимо ведёт к макроразрушению.

Важно отметить, и это отчетливо видно по рис. 6, б, что на этапе КСР кинетика АЭ, связанная с упругим нагружением, и кинетика АЭ в интервале ЭМ воздействия практически тождественны. Данный факт свидетельствует о том, что упругое поле, индуцированное ЭМ воздействием, вносит вклад в энергообмен при активизации процесса релаксации и деформировании неоднородной среды.

В обоснование наблюдаемого характера распределения $K_{\rm tr}$ привлечем ряд представлений о развитии механической неустойчивости. Приведем один из результатов лабораторных опытов трения в гранулированных материалах. Установлено, «что вибрация оказывает влияние, поддающееся измерению, только тогда, когда система находится в критическом состоянии, близком к разрушению» [Johnson et al., 2008]. Это означает, что только при достижении уровня энерговоздействия, достигшего порога релаксации $K_{\rm tr}$, активизация процесса неизбежна. В работе [Адушкин, Спивак, 2006] сделан вывод о роли микросейсмических колебаний в формировании режима релаксационных процессов. «Не исключено, что микросейсмические колебания способствуют не только накоплению упругой энергии на неоднородностях земной коры, но и являются также триггером для ее высвобождения». Оба эти утверждения согласуются с рассмотренными выше пограничными свойствами воздействия и кинетикой процесса деформирования в 5-м цикле при соответствующем уровне K_{tr}.

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. [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная, 1994; Соболев, Пономарев, 2003; Johnson et al., 2008]. Отметим, что в цитируемых работах не предпринимались попытки построения схем управления скоростью релаксационных процессов перед землетрясением. Это означает, что в условиях постоянно действующих эндо- и экзогенных факторов проведение управляемого энерговоздействия на нелинейном этапе процесса как способа снижения рисков макроразрушения, очевидно, практически трудно выполнимо.

Предлагается модель активизации процессов релаксации при воздействии упругим и ЭМ полями, ведущим к понижению уровня локальных структурных напряжений. Она включает определение локальных участков с повышенным уровнем сейсмической активности или вызванной сейсмичности в пространстве влияния техногенного воздействия и проведение заранее рассчитанного инициирующего воздействия ЭМ полем на локальных участках. Рассчитаем уровень энергии ЭМ воздействия для локальной зоны, в пространстве которой ожидается сейсмическое событие К8. Если принять сейсмический коэффициент равным $10^{-3}-10^{-4}$ [Виноградов, 2005], то уровень механической энергии будет равен $10^{11}-10^{12}$ Дж. При $K_{tr} = 10^{-7}$ уровень энергии воздействия по упругому полю будет равен 10^4-10^5 Дж, а при $K_{3MI} = 2 \cdot 10^{-3}$ уровень требуемой энергии воздействия ЭМ полем будет равен $5 \cdot 10^6-10^7$.

Техногенное энерговоздействие формирует фоновый режим вызванной сейсмичности, который непосредственно накладывается на пространственное распределение естественной фоновой сейсмичности [Адушкин, Турунтаев, 2005; Наведенная, 1994; Пономарёв, 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 и установить локальные аномальные зоны, где активно проявляется техногенное воздействие.

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. В этой связи обоснован подход формирования в выделенных зонах плотных систем сейсмического и электромагнитного мониторинга, привлечение его результатов при оценке динамики свойств и состояния среды [Авагимов, 1991]. Результаты обеспечат выделение локальных зон с высоким уровнем структурных напряжений и применение контролируемого внешнего энерговоздействия ЭМ полем как дополнительной составляющей энергообмена, ведущей к уменьшению риска макроразрушения.

Заключение

Результаты исследований на неоднородных, влагонасыщенных модельных образцах свидетельствуют о возможности изучения природы энергообмена при воздействии упругим и ЭМ полем в квазистатическом режиме, выявить критерии управляемого изменения скорости подготовки разрушения.

По итогам исследования:

 установлен временной интервал в развитии механической неустойчивости, когда следует проводить энерговоздействие;

 определен уровень энергии внешнего воздействия для снижения структурных напряжений;

 предложено на основе сейсмического и электромагнитного мониторинга в установленных зонах ожидаемых землетрясений выявлять локальные зоны с высоким уровнем структурных напряжений, где будет проведено ЭМ воздействие.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-01072 и 09-05-12059 офи-м).

Литература

Авагимов А.А. Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе // Автореф. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: 1991. 52 с.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. Методические аспекты исследования структуры вызванной сейсмичности, индуцированной МГД-импульсами // Научные труды ИТЭС ОИВТ РАН. Выпуск 5-2003. С. 175–182.

Авагимов А. А., Зейгарник В. А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при 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.

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 519 с.

Виноградов С.Д., Луцкий В.А., Терентьев В.А. Регистрация и обработка данных напряжений, смещений берегов разрыва и акустических сигналов // Тезисы докладов VII международной школы-семинара. Борок, 17–21 октября 2005, с. 15–16.

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., 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.

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. № 7174. 2008, p. 57–60.

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Avagimov A.A., Zeigarnik V.A. Initiating acoustic emission with electric action // Proc. 27-th General Assembly of the European Seismological (ESC). Lissabon, Portugal, September 10–15, 2000. P. 17.

ВЛИЯНИЕ СТЕСНЕННЫХ УСЛОВИЙ НА ХАРАКТЕР ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГЕОСРЕДЫ В ЗОНАХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ НА НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЯХ АКТИВИЗАЦИИ

С.В. Астафуров Е.В. Шилько, А.С. Григорьев, С.Г. Псахье Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск astaf@ispms.tsc.ru

В работе проведено теоретическое исследование влияния степени неравноосности сжатия модельных фрагментов сдвиговых разломных зон на основные параметры механического отклика фрагментов сдвиговых разломных зон. Показано, что величина бокового стеснения определяет доминирующий деформационный механизм и существенно влияет на дилатансионные параметры механического отклика блочных геологических сред при сдвиговом деформировании.

Введение

Хорошо известно, что при деформировании фрагменты земной коры находятся в различном напряженно-деформированном состоянии. При этом образуются подобласти с относительно высокими и низкими уровнями напряжений. Это означает, что даже на достаточно большой глубине, где средние напряжения велики, распределение напряжений является крайне неоднородным [Адушкин, Цветков, 1996; Кочарян, Спивак, 2003]. При этом данная неоднородность проявляется на всех масштабных уровнях. Одной из важнейших характеристик напряженно-деформированного состояния горного массива является то, что происходящие в нем деформационные процессы происходят в стесненных условиях, которые во многом определяют механизмы деформирования и режим разрушения среды [Гольдин, 2005; Николаевский, 2006]. Зачастую фрагменты массивов горных пород наряду со сжатием испытывают значительные сдвиговые деформации. Условия нагружения, в которых пребывают эти области земной коры, могут быть охарактеризованы схемой «сдвиг+сжатие». Таким образом, деформирование сдвиговых зон в толще горного массива осуществляется в условиях неравноосного сжатия. При этом важным является исследование влияния отношения нормального и бокового давлений на основные параметры механического отклика фрагмента горной породы [Ребецкий, 1987; Астафуров, Шилько, 2009]. В частности, одним из важнейших параметров, определяющих поведение геосреды, является дилатансия, то есть изменение объема среды при сдвиговом деформировании в результате переупаковки отдельных ее фрагментов и образования новых или закрытия существующих трещин. Дилатансия играет особую роль в деформационных процессах, происходящих в земной коре и, в частности, при землетрясениях. С ней связаны процессы разупрочнения и упрочнения горных пород, она способствует распространению флюидов в земной коре и т.д. [Nur, 1975; Гольдин, 2005]. Поэтому, влияние степени стеснения на дилатансионные процессы является актуальной задачей геомеханики. Настоящая работа посвящена теоретическому изучению влияния степени стеснения среды на дилатансионные эффекты при сдвиговом деформировании. Исследование проводилось путем компьютерного моделирования методом подвижных клеточных автоматов [Фомин, 2008].

Постановка задачи компьютерного эксперимента

В настоящей работе закономерности отклика блочных сред при сдвиговом деформировании исследовались на примере системы с блоками одного размера, разделенных границами (рис. 1, а) [Астафуров, Шилько, 2009]. Межблочные границы представляли собой зоны с пониженными прочностными и деформационными характеристиками. Это способствует локализации и накоплению на них необратимых деформаций. Отметим, что в случае реальной геологической среды данные особенности интерфейсных зон определяются более высокой (в сравнении с блоками) степенью их поврежденности и пористости, либо другим фазовым составом (цемент, связующий зерна минералов).



Рис. 1. (а) – структура моделируемого образца и схема нагружения; (б) – функции отклика автоматов блоков (1), а также межблочных границ во внутренней области образца (2) и в «приповерхностных» слоях (3).

Волнистой линией на рисунке (а) схематично обозначена условная линия разрыва

Данная структурная модель блочной среды была реализована в рамках двумерной версии метода подвижных клеточных автоматов [Астафуров, Шилько, 2009]. Задача решалась в приближении, аналогичном приближению плоскодеформированного состояния. Для автоматов, моделирующих блоки, задавалась линейная функция отклика, отвечающая высокопрочному материалу, деформирующемуся упруго (кривая 1 на рис. 1, б). Функции отклика автоматов, моделирующих интерфейсные области, характеризовались наличием продолжительного участка, отвечающего накоплению необратимых деформаций (кривые 2 и 3 на рис. 1, б). Данный участок имитирует интегральное влияние дефектов и повреждений более низких масштабных уровней, существующих изначально и образующихся в процессе деформирования, на снижение локального сопротивления границы раздела сдвигу. В соответствии со сказанным участок накопления необратимых деформаций (кривые 2 и 3 на рис. 1, б) отвечает так называемым процессам «деструктивной деградации» материала интерфейса (далее будем называть их просто «деградацией»). Механические характеристики блоков и интерфейсных областей (рис. 1, б) качественно соответствовали граниту и брекчированным породам (в частности, так называемой глинке трения). Хорошо известно, что в центральных частях зон, испытывающих значительные сдвиговые деформации (ядро разлома), степень деградации структуры и механических свойств материала является более высокой [Шерман, 2005]. Эта особенность моделировалась заданием пониженных прочностных характеристик межблочных интерфейсов в центральной зоне (кривая 2 на рис. 1, б) в сравнении границами раздела в слоях вблизи верхней и нижней поверхностей образца (кривая 3 на рис. 1, б).

Как отмечалось в [Астафуров, Шилько, 2009], в рассматриваемой структуре образца можно выделить по меньшей мере три характерных пространственноструктурных масштаба, которые можно условно определить как микро-, мезо- и макромасштабы. Данная классификация распространяется на механизмы деформирования и, следовательно, на дефекты и повреждения в моделируемой среде. Отметим, что данная классификация повреждений представляется корректной для среды с одноранговой блочной структурой и соответствует концепции структурных уровней деформации и разрушения твердых тел [Панин, 2004]. В частности, под «мезоповреждениями» в настоящей работе понимаются повреждения, размер которых соизмерим с шириной интерфейсной зоны. Наличие в исходной структуре границ раздела таких повреждений учитывалось заданием несвязанных пар автоматов [Фомин, 2008]. Образование новых «мезоповреждений» в процессе деформирования образцов задавалось разрывом межавтоматных связей в соответствии с критерием разрушения, аналогичным критерию Губера-Мизеса.

Соотношение линейных размеров моделируемой области (рис. 1, а) в проводимых расчетах составляло L/H = 5, где L - длина (размер в горизонтальном направлении), Н – ширина образца (размер в вертикальном направлении). Исходное напряженное состояние образца задавалось путем неравноосного сжатия силами F_x и F_{v} (рис. 1, а). Величина F_{v} во всех расчетах была одинаковой и ее удельное значение (σ_v) составляло 40% от величины предела упругости (σ_{vield}) функции отклика материала межблочных границ (кривая 2 на рис. 1, б). Стесненный образец подвергался сдвиговому деформированию с малой постоянной скоростью V_x (рис. 1, а). Для учета инерционных и диссипативных свойств окружения моделируемого фрагмента блочной среды на боковые поверхности образца помимо сжимающих сил F_x действовали вязкие силы $F_{\text{visc}} = -\alpha V_x$, где V_x – компонента X скорости соответствующего автомата боковой поверхности. Степень неравноосности сжатия образца характеризовалась безразмерным параметром C_{σ} , который определяется как отношение удельного значения обжимающей в горизонтальном направлении силы F_x к удельному значению вертикальной сжимающей силы $F_v: C_\sigma = \sigma_x / \sigma_v$ [Астафуров, Шилько, 2009]. Параметр С_о характеризует относительную величину обжатия системы в направлении сдвига. В представленных в работе расчетах величина C_{σ} варьировалась в диапазоне от 0 до 1, то есть в предельном случае величина напряжений в горизонтальном направлении σ_x равна величине действующих нормальных напряжений σ_y .

Обсуждение результатов

Хорошо известно, что дилатансия среды зависит от целого ряда факторов: напряженного состояния, физико-механических характеристик структурных элементов, режима деформирования и т.д. Согласно [Nur, 1975] зависимость дилатансионной деформации ΔV от сдвиговых напряжений т можно выразить степенным законом $\Delta V \approx \delta \tau^n$, где δ – коэффициент пропорциональности, n – показатель степени, непосредственно определяющий действующий механизм дилатансии. При n < 1 реализуется дилатансионный механизм, связанный с вращением отдельных конгломератов частиц друг относительно друга, их относительным перемещением и переупаковкой. При n > 1 дилатансия развивается в результате облегченного проскальзывания по поверхностям существующих или образующихся новых трещин/ пор. Следуя терминологии, принятой в данной работе, данный механизм связан с поведением мезоповреждений на границах раздела структурных элементов. «Пограничное» значение n = 1 отвечает механизму, при котором сдвиговое деформирование приводит к относительному перемещению отдельных фрагментов среды по ослабленным границам или крупным трещинам.

В рассматриваемом случае изменение объема моделируемого образца при сдвиге обусловлено двумя основными механизмами: поведением межблочных границ и «мезоскопических» несплошностей («мезоповреждений» и прорастающих трещин). Упругопластическое деформирование межблочных границ может приводить к изменению их ширины («смятию», либо расширению), а также к локализованному сдвигу блоков. Используемая в расчетах модель отклика подвижных клеточных автоматов предполагает, что их формоизменение не сопровождается необратимым изменением объема. Поэтому влияние первого фактора может обеспечивать как увеличение объема модельной сдвиговой зоны, так и его некоторое снижение. Второй механизм является классическим для хрупких сред и обеспечивает расширение сдвиговой зоны в результате действия двух факторов (в дальнейшем будем также называть их механизмами): раскрытия несплошностей (увеличения «пористости») и облегченного проскальзывания поверхностей повреждений на межблочных границах.

Анализ зависимостей $\Delta V(\tau)$, соответствующих различным степеням неравноосности сжатия образца (различным значениям σ_x), показал их двухстадийный характер (рис. 2, а). Так, при $\tau < 0.75$ кривые $\Delta V(\tau)$ имеют практически линейный вид (стадия I на рис. 2, а). По мере дальнейшего увеличения сдвигового напряжения τ характер изменения ΔV становится существенно нелинейным (стадия II на рис. 2, а). Данные особенности поведения системы при сдвиговом деформировании отражают последовательное вовлечение различных деформационных (и дилатансионных) механизмов. При малом уровне действующих в системе сдвиговых напряжений эволюция стесненной среды происходит преимущественно путем относительного перемещения конгломератов блоков по некоторым ослабленным границам раздела. Это сопровождается небольшим (порядка 0,01%) линейным увеличением объема образца (стадия I на рис. 2, а). При этом небольшие отклонения характера представленных зависимостей на первой стадии от линейного вида, по-видимому, свяРис. 2. Графики зависимостей относительного изменения объема образца ΔV от удельной силы сопротивления сдвиговому деформированию моделируемой системы τ.

 $1 - C_{\sigma} = 0; 2 - C_{\sigma} = 0,5; 3 - C_{\sigma} = 1$ (а), а также график зависимости относительного изменения объема образца ΔV^{c} к моменту достижения «предельного» состояния от степени неравноосности сжатия (C_{σ})

0.25 I Π 0.20 % 0.15 . ∕√ 0,10 0.05 0,00 2 0.2 0,6 0.4 1.0 0,0 0,8 τ б 0,4 0,3 0,2 0,1 0.0 0,0 0,2 0,8 1,0 0,4 0,6 C_{σ}

заны с частичной переупаковкой фрагментов среды. Таким образом, на начальном этапе нагружения доминирующим является сдвиг локализованных блоков. Вовлечение данного механизма уже на ранних стадиях деформирования связано с тем, что образец является предварительно нагруженным, и состояние ряда межблочных границ раздела близко к пределу текучести уже к началу приложения сдвигового усилия. Дальнейшее увеличение уровня сдвиговых напряжений ($\tau > 0.75 \div 0.8$) приводит к увеличению объемной доли границ раздела, напряженное состояние которых превышает предел упругости и, как следствие, к интенсификации процесса локализации необратимых деформаций на наиболее напряженных участках межблочных границ. В результате в образце начинают накапливаться мезоповреждения, которые становятся дополнительным источником дилатансии, вклад которого возрастает по мере увеличения их количества N. Таким образом, при $\tau \sim 0.75 \div 0.8$ происходит смена доминирующего дилатансионного механизма от локализованного сдвига к механизму, связанному с функционированием мезоповреждений. Из рис. 2, а также видно, что основной вклад в общее изменение объема моделируемой системы вносят именно повреждения.

Как видно из рис. 2, а максимальная величина изменения объема (изменение объема в момент достижения предельного состояния системы) моделируемой цен-

тральной части сдвиговой разломной зоны определяется степенью неравноосности сжатия. Так на рис. 2, б представлен график зависимости относительного изменения объема образца ΔV^c к моменту достижения максимума силы сопротивления сдвиговому деформированию от степени неравноосности сжатия. Из рисунка видно, что кривая $\Delta V^c(C_{\sigma})$ имеет ярко выраженный нелинейных пороговый характер. Так, при $C_{\sigma} < 0,4$ величина предельного изменения объема возрастает (с максимумом при 0,4). Далее, с ростом степени неравноосности сжатия параметр ΔV^c начинает монотонно убывать.

Для выявления причин описанного поведения зависимости $\Delta V^{c}(C_{\sigma})$ проведем сравнительный анализ кривых, приведенных на рис. 3. На графиках по левой оси представлены зависимости полного изменения объема ΔV (кривая 1) и изменения свободного объема V^{free} (кривая 2) от удельной силы сопротивления сдвиговому деформированию моделируемой системы т. По правой оси показана кривая накопления повреждений на границах раздела структурных элементов (кривая 3). В проведенных расчетах величина свободного объема оценивалась через объем «пор», ограниченных несвязанными и невзаимодействующими клеточными автоматами. На основе анализа представленных зависимостей можно сделать ряд выводов о вкладе в полную дилатансию каждого из механизмов связанных с образованием мезоповреждений. Так, рост количества образующихся в системе мезоповреждений



Рис. 3. Графики зависимостей изменения объема (ΔV), свободного объема (V^{free}) и количества повреждений (N) от удельной силы сопротивления сдвиговому деформированию моделируемой системы τ .

(a) $-C_{\sigma} = 0$; (6) $-C_{\sigma} = 1$

сопровождается ростом свободного объема. Однако при относительно малых степенях неравноосности сжатия начиная с определенного момента (точка D на графиках) скорость накопления повреждений начинает превышать скорость увеличения свободного объема (сравнение наклона кривых 2 и 3 на рис. 3, а). Кроме того. максимальное изменение объема и полная величина свободного объема в момент достижения предельного состояния системы не совпадают. Это означает, что, начиная с некоторого уровня сдвиговых напряжений (точка D), вклад в дилатансию среды вносят как раскрытие повреждений пор, так и проскальзывание по поверхностям образующихся мезоповреждений. Формально это напряжение можно охарактеризовать как напряжение активизации механизма сдвигового проскальзывания. При этом разность между полным изменением объема и максимальным свободным объемом определяет вклад в дилатансию от проскальзывания. С ростом степени неравноосности сжатия происхолит смешение точки D в сторону больших сдвиговых напряжений, а разность между полным изменением объема и максимальным свободным объемом уменьшается и в предельном случае (при больших значениях C_{σ}) все три рассматриваемые кривые ведут себя согласованно (то есть невозможно выделить момент активизации сдвигового проскальзывания), а предельные значения величин ΔV и V^{free} совпадают (рис. 3, б). Таким образом, с ростом степени неравноосности сжатия происходит смена доминирующего дилатансионного механизма, связанного с функционированием мезоповреждений. Детальный анализ результатов моделирования показывает, что с ростом степени неравноосности сжатия (величины напряжений в направлении сдвига) момент активизации механизма проскальзывания по поверхностям существующих и образующихся несплошностей смещается в сторону больших сдвиговых напряжений. Следовательно, для активизации данного дилатансионного механизма требуется более высокий уровень напряжений. При этом, при малых значениях степени неравноосности сжатия (при $C_{\sigma} < 0,4$) происходит возрастание вклада от проскальзывания в общее изменение объема. Далее, с увеличением действующих боковых напряжений ($C_{a} > 0.4$) вклад от проскальзывания в общую дилатансию начинает снижаться и при больших степенях неравноосности сжатия изменение объема моделируемой системы обеспечивается, главным образом, за счет раскрытия существующих и вновь образующихся мезоповреждений. Таким образом, рост предельного изменения объема при $C_{\sigma} < 0,4$ обеспечивается в первую очередь возрастанием роли проскальзывания по поверхностям существующих и образующихся мезоповреждений. С ростом уровня напряжений в направлении сдвига реализация данного механизма затрудняется и на первый план выходит процесс расширения пор. Однако действие данного механизма не обеспечивает большого изменения объема, что, в конечном счете приводит к убыванию зависимости $\Delta V(C_{\sigma})$.

Заключение

Результаты теоретического изучения общих закономерностей многоуровневого поведения блочных геологических сред в условиях сдвигового деформирования показали, что важным фактором, определяющим относительный вклад различных деформационных и дилатансионных механизмов в интегральный отклик блочной системы, является степень неравноосности сжатия образца. Так, увеличение сжимающих напряжений в направлении приложения сдвигового усилия приводит к снижению вклада деформационных механизмов низких структурных уровней, при-

водящих к накоплению необратимых деформаций в межблочных интерфейсных областях. Причиной этого является увеличение степени деградации среды в исходном напряженно-деформированном состоянии, приводящее к быстрому формированию несплошностей на наиболее ослабленных границах раздела блоков в процессе слвигового деформирования. При больших степенях стеснения формирование таких «мезоскопических» несплошностей и их объединение в межблочные трешины становится доминирующим деформационным механизмом в блочной среде. Смена доминирующего механизма деформации проявляется в виде изменения тренда дилатансионных параметров блочной среды. Это связано с тем, что смена доминирующего деформационного механизма сопровождается сменой действующих механизмов дилатансии. Так, при малых степенях неравноосности сжатия доминирующим является дилатансионный механизм, связанный с проскальзыванием по поверхностям сушествующих и образующихся мезоповреждений. С увеличением бокового обжатия реализация данного механизма затрудняется и на первый план выходит процесс расширения пор. Это, в конечном счете, приводит к изменению зависимостей дилатансионных характеристик среды при сдвиговом деформировании.

Работа выполнена в рамках проекта VII.64.1.8 Программы фундаментальных исследований СО РАН, при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00968-а), проекта программы Президиума РАН 11.2 и гранта Президента РФ МК-130.2010.5.

Литература

Адушкин В.В., Цветков В.М. Напряженное состояние и его связь со структурой горного массива // Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях. М.: Изд-во РАН, 1996. С. 111–116.

Астафуров С.В., Шилько Е.В., Псахье С.Г. Влияние стесненных условий на характер деформирования и разрушения блочных сред при сдвиговом нагружении // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 6. С. 23–32.

Гольдин С.В. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физическая мезомеханика. 2005. Т.8. № 1. С. 5–14.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.

Николаевский В.Н. Трещиноватость земной коры как ее генетический признак // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 646–656.

Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Псахье С.Г. Физическая мезомеханика: достижения за два десятилетия развития, проблемы и перспективы // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. Спец. Выпуск Ч 1. С. I-25–I-40.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. С. 41–57.

Механика – от дискретного к сплошному / Под ред. В.М. Фомина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 344 с.

Шерман С.И. Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 20–38.

Nur A. A note on the constitutive law for dilatancy // Pure and Applied Geophysics. 1975. V. 113. P. 197–206.

НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ СЫПУЧИХ СРЕД ПРИ СТАТИЧЕСКИХ НАГРУЗКАХ И СЛАБЫХ СОТРЯСЕНИЯХ

А.П. Бобряков, В.П. Косых, А.В. Лубягин

Институт горного дела СО РАН, Новосибирск v-kosykh@yandex.ru

Исследовалось неустойчивое пластическое течение сыпучих материалов при срезе в зависимости от жесткости нагружения. Получены ступенчатые диаграммы деформирования. Величина скачков смещений и сбросов нагрузки зависит от жесткости нагружающего устройства и степени упаковки материала. Установлено степенное распределение числа ступенек на диаграммах среза от затраченной на их образование работы деформирования. Микросейсмические воздействия приводят к ступенчатому процессу релаксации сдвигающей силы.

Введение

Для твердых тел разной природы характерна неоднородность пластического деформирования как при действии постоянных нагрузок, так и при вибрационных воздействиях. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры схода снежных лавин, обвалов, оползней, землетрясений, а также специальные исследования неустойчивости пластического течения, как при статических нагрузках, так и вибрационных [Николаев, Шпейзман, 1997; Куксенко и др., 2003]. В настоящее время установлено, что характерные особенности сложного макроскопического поведения пластической неустойчивости определяются коллективными процессами, которые и приводят к динамическим эффектам мезоскопического масштаба.

Поведение различных сыпучих сред очень разнообразно и зависит от условий нагружения. Они могут течь, оставаться в покое подобно твердому телу, принимать хаотическое движение при высокой интенсивности воздействия подобно газу. Сложность поведения пластически деформируемых сыпучих материалов связана с тем, что ансамбль взаимодействующих частиц представляет собой нелинейную диссипативную систему. Самоорганизация в этой системе обусловливает такие эффекты коллективного поведения частиц, как формирование блочных структур, локализацию скольжения, скачкообразную неустойчивую деформацию [Ревуженко, 2003].

В отличие от твердых тел эффект скачкообразного скольжения сыпучих материалов исследован недостаточно полно. Существуют вопросы, связанные с влиянием условий нагружения, динамических воздействий и свойств материала на закономерности возникновения и распределения скачков.

В настоящей работе исследовалось влияние жесткости нагружения на прерывистое скольжение сыпучих материалов на стенде одноплоскостного прямого среза и на стенде прямого среза по цилиндрической поверхности в условиях постоянной скорости нагружения, а также при статической нагрузке с наложением слабых импульсных возмущений.

Методика экспериментов

Схема прибора одноплоскостного прямого среза показана на рис. 1, *a*. Контейнер для сыпучего материала состоит из двух цилиндрических обойм 1, 2, расположенных друг над другом. Смещение *S* верхней обоймы относительно неподвижной нижней осуществлялось сдвигающей нагрузкой *T* при постоянной нормальной пригрузке *P*. Сдвигающие усилия создавались винтом через набор сменных пружин, имеющих различную жесткость *k* по схеме: микрометрический винт – упругий элемент-образец. В экспериментах проводилась запись диаграмм деформирования материала в координатах усилие *T* – смещение *S*.

Скорость поступательного движения винта поддерживалась постоянной и составляла ≈0,05 мм/с. Исходные упаковки образцов (плотность) для испытаний создавались предварительным деформированием материала знакопеременными сдвигами на ограниченных амплитудах. Вид диаграмм среза зависел от исходной пористости образцов.

Эксперименты по исследованию процесса среза сыпучих материалов по цилиндрической поверхности проводились по схеме, показанной на рис. 1, δ . Срезыватель представлял собой цилиндрический стержень с проточкой, который устанавливался в камере 2 с возможностью скольжения в отверстии дна 4. Сыпучий материал 3 помещался в камеру. Нагружение осуществлялось весом емкости, установленной на верхнем торце срезывателя, которая заполнялась равномерной струей стеклянных шариков. Смещение h измерялось с помощью трех датчиков перемещений, установленных под углом 120° друг к другу на верхнем торце камеры. Сигналы с датчиков отсчитывались с частотой 10 Гц и записывались в виде зависимостей силы и перемещения.



Рис. 1. Экспериментальные стенды. (*a*) – прибор одноплоскостного прямого среза; (δ) – прибор среза по цилиндрической поверхности

Диаметр камеры составлял 70 мм, высота – 110 мм, диаметр срезывателя – 32 мм, высота проточки – 30 мм. Скорость нагружения во всех опытах поддерживалась постоянной и составляла 0,02 H/c. В качестве материала для исследований использовали калиброванные стеклянные шарики диаметром 0,8 мм и кварцевый песок разной крупности. Перед опытом срезыватель фиксировался, в камеру засыпался исследуемый материал, который уплотнялся слабыми ударами по боковой

поверхности в течение 1 минуты. После этого освобожденный срезыватель нагружался и производилась запись сигналов с датчиков. По достижению смещения величины h = 5 мм опыт прекращался, стержень разгружался, возвращался в исходное положение и снова фиксировался. Далее образец опять уплотнялся ударами в течение 1 минуты и проводился второй опыт, затем, в такой же последовательности – третий, четвертый и т.д.

Результаты и их обсуждение

На рис. 2, *а-в* приведены результаты опытов на кварцевом песке с удельным весом 2,55 г/см³, со средним размером частиц ~0,3 мм для трех его состояний: а) плотной упаковки с диаграммой среза, имеющей выраженную пиковую прочность; б) рыхлой – с монотонно возрастающим сопротивлением срезу и выходом его на постоянный уровень; в) упаковки, имеющей на всем участке смещений практически линейно возрастающую диаграмму деформирования. Гладкие кривые 1 получены сдвигом с помощью жесткой подачи винта; скачкообразные 2 – при введении в нагружающее устройство пружины. Графики получены в разных опытах, но при сопоставлении их друг с другом оказалось, что кривые 1 в достаточной степени соответствуют огибающим кривых 2. Диаграммы 1 отражают предельное состояние материала, при достижении значений которого возникает скачок смещений. Как видно, при деформировании среды через упругий элемент устройства нагружения происходит аккумулирование энергии и динамическое ее высвобождение. По результатам этих исследований можно сделать вывод, что режим прерывистого скольжения сохраняется на всех участках диаграммы, то есть при любой пористости материала, значение которой за счет дилатансии в процессе нагружения может как увеличиваться, так и уменьшаться [Бобряков, Ревуженко, 1982]. Это приводит к разупрочнению либо упрочнению материала, оказывая влияние на динамику процесса и величину ΔS . Длина конкретной подвижки зависит от крутизны диаграммы в том месте, где произошло это событие. Наибольшая динамика наблюдается при деформациях, которые соответствуют преодолению точки пиковой прочности грунта на сдвиг (рис. 2, a). Тангенс угла наклона полученных исходных диаграмм 1 к оси абсцисс характеризует жесткость деформируемого материала при срезе [Бобряков, Лубягин, 2006]. Для диаграммы рис. 2, в, где крутизна имеет приблизительно постоянное значение, величина скачков смещений также близка к неизменной величине.



Рис. 2. Диаграммы деформирования песчаного образца жестким винтом *l* и пружиной *2* жесткостью k = 1,24 кH/м.

(a) – плотная упаковка;
 (δ) – рыхлая засыпка; (s) – стационар
ная упаковка

На диаграмме рис. 2, *а* видно, что наибольшие скачки реализуются в интервале усилий от пиковой до остаточной прочности. Если догружение совпадает с пиковым значением прочности на сдвиг, то в системе аккумулируется максимум упругой энергии, а удельный расход ее на единицу длины смещений во время скольжения на падающем участке диаграммы уменьшается. В результате динамические эффекты, сопровождающие процесс неустойчивого скольжения, усиливаются за счет увеличения длины скачков смещения, их скорости и ускорения.

Таким образом, в этом процессе видны два основных параметра, характеризующих в одном случае способность устройства нагружения запасать упругую энергию, в другом – диссипировать ее при относительном проскальзывании трущихся поверхностей материала. Отметим еще одну особенность прерывистого скольжения в сыпучем материале. Как видно из диаграмм, при мягком нагружении реализуются три вида скачков. Диаграммы рис. 2, *a*, *б* на начальной стадии деформирования, а также рис. 2, *в* отражают случай, когда развитие скачков смещений осуществляется при постоянных касательных усилиях *T* (без сброса напряжений). При переходе на более пологий участок процесс сопровождается частичным сбросом напряжений, а при выходе на постоянный уровень сброс напряжений максимален и равен величине догружения (конец диаграммы рис. 2, *б*).

Рассмотрим вопрос о влиянии жесткости нагружающего устройства на параметры скольжения сыпучих материалов при сохранении всех прочих условий неизменными. Для исключения воздействия на процесс изменяющейся крутизны диаграмм деформирования в экспериментах исследовалась одна и та же упаковка с приблизительно постоянной жесткостью материала. На рис. 3 приведены диаграм-



Рис. 3. Диаграммы деформирования песчаного образца срезом при разной жесткости устройства нагружения k, кН/м: (a) – 1,04; (b) – 3,1; (b) – 4; (c) – 52,3

мы неустойчивого скольжения сыпучего материала при разной жесткости пружин, из которых видно, что длина скачков смещений с увеличением жесткости нагружающего устройства уменьшается. Их среднее значение на приведенных диаграммах изменилось: $\Delta S = 20-444$ мкм. Диаграмма рис. 3, *а* относится к типу, когда скачки смещений развиваются при постоянном усилии *T* (без сброса усилий); на остальных рисунках процесс сопровождается частичным сбросом усилий (не равным догружению), величина которого возрастает с повышением жесткости пружины (рис. 3, *г*). Число скачков на этой диаграмме равно 196. Таким образом, при мягком нагружении главным параметром, характеризующим динамику процесса, являются скачки смещений, с ростом жесткости – сброс усилий.

В настоящем исследовании установлено, что при мягком нагружении необходимым и достаточным условием возникновения скачка смещения является достижение сдвигающими напряжениями предельных значений, при этом трение внутри среды с началом движения уменьшается от статического до кинетического. Если же напряжения при догружении довести до значений, меньших предельных, а динамику процесса в виде скачка смещений вызвать слабым сотрясением, как в [Бобряков, Лубягин, 2006], то она усиливается за счет упругой энергии пружины. В естественных условиях упругую энергию накапливает горный массив [Курленя и др., 1987] во время длительного нарастания деформаций. Динамическую подвижку обеспечивает упругая энергия, которая высвобождается из широкой зоны, состоящей из геоблоков, расположенной по обе стороны от разлома.

Приведем результаты экспериментов по исследованию среза сыпучих материалов при повторных нагружениях на стенде (рис. 1, δ). Исходная высота образцов *H* составляла 60 мм, высота $h_0 - 5$ мм.

На рис. 4 приведены диаграммы деформирования образца из стеклянных шариков. Номера кривых соответствуют номерам опытов. Видно, что диаграммы имеют ступенчатый характер. По мере увеличения номера опыта происходит сжатие диаграмм по горизонтали, за счет уменьшения длины ступенек, и растяжение по вертикали, за счет увеличения их числа. Характерно, что высота ступенек от опыта к опыту меняется незначительно. Отметим, что диаграммы уже после двух, трех нагружений практически не меняются, то есть процесс циклического деформирования переходит в стационарную стадию.

Диаграммы, показанные на рис. 4, имеют довольно регулярный характер. Однако во многих опытах такая регулярность наблюдалась не совсем отчетливо. На рис. 5 приведены одна из таких диаграмм (кривая 1), а также производная ее верхней огибающей (кривая 2). По графику производной можно выделить три стадии процес-

Рис. 4. Диаграммы среза образца из стеклянных шариков при повторных нагружениях





са деформирования, которые показаны римскими цифрами. Аналогичные результаты были получены при растяжении некоторых металлов и установлена связь с изменением механизмов пластического течения [Полетика и др., 2002]. Вероятно, что в сыпучих материалах этот факт также имеет место.

На рис. 6 показаны точечные отображения координат скачков на диаграммах, то есть графики функций $P_{i+1} = f(P_i)$ и $h_{i+1} = f(h_i)$. Видно, что они хорошо аппроксимируются линейными зависимостями для каждой стадии процесса. Уравнения регрессий

$$P_i = k_p \cdot P_{i-1} + b \tag{1}$$

И

$$h_i = k_h h_{i-1} + d \tag{2}$$

приведены на рисунках снизу вверх, в порядке возрастания номеров стадий. Линейная связь между координатами вершин соседних ступенек может быть представлена в виде числовых последовательностей с общими членами:

$$P_i = A + Bk_n^{i-1},\tag{3}$$

где *i* – номер ступеньки, *A* и *B* – константы, которые можно определить аппроксимацией по известным членам числовой последовательности согласно выражению (3).



Рис. 6. Точечные отображения координат вершин ступенек. (a) – перемещение; (δ) – нагрузка
Аналогичным образом, из линейной зависимости (2) следует:

$$h_i = C + Dk_h^{i-1}.\tag{4}$$

Анализ остатков (разностей между экспериментальными значениями координат и вычисленными по (2) и (3)) показал, что их распределение не противоречит нормальному. Поэтому координаты вершин ступенек на каждой стадии процесса могут быть представлены детерминированной составляющей в виде геометрической прогрессии, на которую накладывается случайный процесс.

Для процессов, в которых состояние системы на шаге i зависит от состояния на шаге i - 1 и от общей обстановки на этом шаге характерны степенные законы распределения вероятностей, то есть статистические характеристики происходящих событий имеют плотность вероятности вида:

$$p(x) \sim x^{-(1+\alpha)},\tag{5}$$

где а обычно лежит в диапазоне от нуля до единицы [Владимиров и др., 2000].

Классическим примером такого распределения является закон Рихтера–Гуттенберга – зависимость числа землетрясений от их энергии.

Исследуемый процесс также имеет степенное распределение числа ступенек от затраченной на их образование работы. Это следует из рис. 7, на котором представлена кумулятивная гистограмма распределения ступенек на диаграмме от затраченной на их образование работы деформирования. Как видно на рисунке большая часть точек гистограммы группируется вблизи прямой с параметром $\alpha = 0,43$. В области больших значений работ наблюдается отклонение от степенного закона, что также типично для многих известных процессов, например, для графика повторяемости землетрясений в области сильнейших событий.



траченная работа на образование которых, была не менее данного значения W



Приведем теперь результаты экспериментов по исследованию процесса среза кварцевого песка под воздействием постоянной сдвигающей силы и многократно повторяющихся слабых ударов по камере. В этих опытах срезыватель находился под постоянной вертикальной нагрузкой $P < P_{\rm cr}$ ($P_{\rm cr}$ – статическая прочность сыпучего материала), а по камере наносились слабые удары фиксированной энергии.

При малой энергии ударов, типичный процесс деформирования происходит как показано на рис. 8, $a (P = 24 \text{ H}, E = 0,15 \cdot 10^{-3} \text{ Дж})$. В течение длительного времени в материале происходит накапливание необратимых внутренних изменений. Си-

стема постепенно эволюционирует к критическому состоянию. Когда число ударов становится критическим, происходит скачкообразное увеличение деформаций. Эксперименты показали, что критическое число ударов может существенно изменяться от опыта к опыту при одинаковых условиях их проведения. Это связано с принципиальной невозможностью создания идентичных упаковок материала в повторных опытах.

Для исследования влияния ударов на релаксацию сдвигающего усилия нагружение осуществлялось через пружину определенной податливости. При включении генератора сейсмоимпульсов происходило ступенчатое падение нагрузки. Типичная диаграмма процесса приведена на рис. 8, δ . Она получена на пружине с жесткостью k = 14,3 кН/м и энергии ударов $E = 24 \cdot 10^{-3}$ Дж.



Рис. 8. Зависимость смещения срезывателя (*a*) при постоянной нагрузке и релаксация усилия (б) от числа ударов

Как видно из рисунка, релаксация нагрузки осуществляется последовательными скачками. На диаграмме отчетливо выделяются два участка скачкообразного деформирования, с границей соответствующей примерно 30 тыс. ударов. В зависимости от условий опыта, например, при увеличении податливости пружины таких участков может быть несколько.

При увеличении энергии ударов процесс релаксации становиться плавным, а при уменьшении – возрастает период между скачками.

Выводы

 Проведенные наблюдения за поведением сыпучих материалов проявили их важное свойство – прерывистость скольжения при срезе в виде динамических подвижек.

2. Установлено, что скачки смещений зависят от жесткости нагружающего устройства и жесткости сыпучего материала при срезе на том участке диаграммы предельного состояния, где произошла подвижка.

3. На диаграммах среза сыпучих материалов можно выделить несколько стадий. На каждой стадии координаты вершин ступенек могут быть представлены детерминированной составляющей в виде геометрической прогрессии, на которую накладывается случайный гауссовский процесс. Зависимость числа ступенек на диаграммах среза от затраченной на их образование работы деформирования подчиняется степенному распределению.

5. Под влиянием слабых ударов релаксация сдвигающей нагрузки происходит скачкообразно.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00406) и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 69.

Литература

Бобряков А.П., Лубягин А.В. Закономерности циклического деформирования песчаного грунта на приборе одноплоскостного прямого среза // ФТПРПИ. 2006. № 5.

Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф. Однородный сдвиг сыпучего материала. Дилатансия // ФТПРПИ. 1982. № 5.

Владимиров В.А., Воробьев Ю.Л., Салов С.С. и др. Управление риском. М.: Наука, 2000. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Тилегенов К., Шатемиров Ж.К., Эмильбеков Б.Э.

Триггерный эффект слабых вибраций в твердых телах (горных породах) // Физика твердого тела. 2003. Т. 45. Вып. 12.

Курленя М.В., Опарин В.Н., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. О некоторых особенностях реакции горных пород на взрывные воздействия в ближней зоне // ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 1.

Николаев В.И., Шпейзман В.В. Неустойчивость деформации и разрушение при температуре жидкого гелия // Физика твердого тела. 1997, т. 39. Вып. 4.

Ревуженко А.Ф. Механика сыпучей среды. Новосибирск: ЗАО ИПП «Офсет», 2003.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА НАКОПЛЕНИЯ МЕЖБЛОКОВЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

А.М. Будков

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Рассмотрена численная реализация расчетной модели воздействия сейсмических колебаний на напряженный контакт блоков горной породы. Проведенные численные эксперименты продемонстрировали, что нелинейность соотношений напряжение–деформация и значительная асимметрия нагружения и разгрузки приводят к возможности накопления остаточных перемещений на межблоковом контакте даже при весьма малых по сравнению с прочностью геоматериала амплитудах динамического воздействия. При этом важную роль играет возвратное движение при разгрузке, вызванное упругопластическим взаимодействием локальных контактных пятен.

Введение

Исследование динамических процессов деформирования блоковых сред требует развития новых теоретических представлений и разработки на их основе соот-

ветствующих численных моделей. Сложность адекватного описания наблюдаемых в природе и модельных экспериментах эффектов локализации деформаций состоит, прежде всего, в слабой инструментальной изученности границ между блоками земной коры разных масштабных уровней от крупных разломных зон до трещин, рассекающих лабораторные образцы. Разрешения тралиционных геофизических методов оказывается во многих случаях недостаточно даже для оценки такого параметра, как толщина разломов на большой глубине, не говоря уже об их механических свойствах [Кочарян, Спивак, 2003]. Любопытно, что на первом месте среди сформулированных в докладе рабочей группы американских сейсмологов Национальному научному фонду США десяти основных задач сейсмологии на ближайшие 10–20 лет стоит «большой вызов № 1: как скользят разломы?» [Lay et al., ed. 2009]. Более того, не до конца изучены многие детали даже столь, казалось бы. привычного эффекта, как трение между телами. Механика, впервые обнаруженного свыше 200 лет назад, перехода от статического к динамическому трению, до сих пор не вполне понята [Rubinstein et al., 2007]. Между тем, именно участок начала фрикционного движения наиболее важен во многих геомеханических задачах. включая проблемы возникновения динамической неустойчивости.

В настоящее время разработано множество компьютерных моделей для исследования различных, в том числе динамических, процессов деформирования дискретных сред. К ним относятся, например коды 3DEC [Jing and Hudson, 2002], DDA [Shi, 2001], метод клеточных автоматов [Псахье и др., 2000] и т.д. При этом все расчеты для дискретной среды демонстрируют исключительную важность правильного описания закономерностей деформирования области контакта между блоками.

Понятно, что соотношения, пригодные для описания деформационных характеристик межблоковых контактов, могут быть получены лишь из эксперимента. Выполненные лабораторные опыты позволили в деталях исследовать закономерности динамического деформирования трещин различных типов [Костюченко и др., 2002], оценить влияние скорости деформирования [Кочарян и др., 2008] и значимость процессов восстановления прочности [Кочарян и др., 2007]. Проведение экспериментов со взрывами разного масштаба дало возможность определить характеристики разломов и трещин в условиях естественного залегания и сопоставить закономерности деформирования натурных объектов с образцами лабораторного масштаба [Кочарян, Спивак, 2003].

Одним из важных эффектов, обнаруженных в последнее время, является эффект неупругой реакции межблоковых промежутков на низкоамплитудные динамические воздействия, который обусловлен нелинейностью деформационных и структурных характеристик разломных зон. Известным индикатором такой реакции является так называемая триггерная сейсмичность, то есть кратковременное изменение сейсмического режима, связанное с прохождением сейсмических волн от удаленного события. В последние два десятилетия стали доступны качественные данные наблюдений, получаемые с развернутых цифровых сетей широкополосных сейсмических наблюдений, позволяющие вести перманентный мониторинг процессов в разломных зонах. Использование этих данных, а также результатов лабораторных опытов и полевых экспериментов, позволило построить феноменологическую модель воздействия сейсмических колебаний на напряженный горный массив [Кочарян и др., 2006].

В настоящей работе мы предлагаем численную реализацию расчетной модели пригодную, по нашему мнению, для исследования закономерностей динамического деформирования блоковой среды.

Данные экспериментов

В ИДГ РАН в течение ряда лет сейсмическими методами проводились инструментальные исследования характеристик межблоковых границ разных иерархических уровней – от мелких трещин до региональных разломов. Результаты измерений деформационных свойств нарушений сплошности приведены, например, в работах [Кочарян, Спивак, 2003; Кочарян и др., 2006]. Там же детально изложена и методика наблюдений. Из полученных данных следует, что отличительной особенностью реологических зависимостей нарушений сплошности массива горных пород является нелинейность связи между действующим напряжением и деформацией разлома или трещины. Так, результаты лабораторных исследований [Кочарян, Спивак, 2003] показывают, что по мере роста деформации сдвиговая жесткость трещины $k_s = \frac{d\tau}{du}$ постепенно снижается. В этом соотношении τ – касательное напряжение, и – относительное перемещение бортов трещины. Заметим, что в области малых деформаций ход различных диаграмм полностью совпадает, что свидетельствует о достоверности полученных результатов. Ниспадающие участки диаграмм (ветви разгрузки) имеют один и тот же наклон, соответствующий величине сдвиговой жесткости контакта при малых деформациях. Подчеркнем, что жесткость динамической разгрузки контакта остается неизменной при разном уровне возлействия на контакт.

В ряде случаев бывает удобно использовать понятие «средней» жесткости, линеаризуя ветвь нагружения:

$$\overline{k} = \tau(t_m) / u(t_m), \qquad (1)$$

где *t_m* – момент времени, в который напряжение достигает максимума.

Как показывают результаты измерений [Кочарян, Спивак, 2003; Костюченко и др., 2002; Кочарян и др., 2004], величина как нормальной, так и сдвиговой средней жесткости снижается с ростом максимальной деформации γ_{max} в соответствии с эмпирическим соотношением:

$$\overline{k} = \frac{\overline{k}_0}{1 + \left(\gamma_{\max} / \gamma_*\right)^m} \,. \tag{2}$$

При этом величина k_0 соответствует жесткости разгрузки, а параметр γ_* изменяется в диапазоне $10^{-9} \div 10^{-6}$ в зависимости от напряженного состояния и типа нарушения сплошности [Кочарян, Спивак, 2003; Костюченко и др., 2002]. При сдвиговом деформировании зависимость более сильная (показатель степени в соотношении (2) $m \sim 0.6 \div 0.8$), чем при нормальном ($m \sim 0.2 \div 0.3$).

Вполне определенной является и зависимость средней жесткости от масштаба нарушения сплошности. Если исключить из рассмотрения мелкие трещины длиной менее 100 м, то данные измерений с коэффициентом корреляции R = 0,98 описываются регрессионной зависимостью:

$$k = 837 \cdot L^{-0.4} , \qquad (3)$$

где жесткость k измеряется в МПа/м, а длина разлома L в километрах [Кочарян, 2009].

Типичная реологическая зависимость «сдвиговое напряжение–перемещение» схематично показана на рис. 1 сплошной линией. Характерными точками этой диаграммы являются пиковое перемещение u_p – точка достижения предельной прочности на сдвиг τ_p , а также смещение u_r , при котором прочность выходит на остаточное значение τ_r . Эти параметры, как и отношение τ_p/τ_r , изменяются в довольно широких пределах и зависят от таких факторов, как шероховатость контакта, прочность поверхности, свойства материала-заполнителя, P-T условия и т.д. При этом величина u_p составляет $10^{-2} \div 10^{-3}$ от характерного размера сдвигаемого блока, а выход на остаточное значение прочности происходит при очень больших сдвиговых смещениях $u_r \sim 100u_p$.



Рис. 1. Типичная реологическая зависимость для сдвигового деформирования контакта между блоками горной породы и схема к построению расчетной модели

Характеристики контакта не остаются неизменными в процессе деформирования. При этом может наблюдаться как увеличение, так и снижение жесткости межблокового контакта, а, следовательно, и скорости накопления межблокового перемещения. Известно, что и сила сопротивления сдвигу, и жесткость контакта зависят от скорости относительного перемещения берегов трещины, времени стационарного контакта и амплитуды перемещения [Dieterich, 1978]. Увеличение жесткости обусловлено двумя факторами. Первый – последовательное увеличение жесткости контакта при многократных циклических нагружениях, известен для квазистатического циклического нагружения [Кочарян и др., 2004]. При динамическом нагружении трещин этот эффект выражен слабее, однако также довольно существенен. Многочисленные эксперименты [Костюченко и др., 2002; Кочарян и др., 2006; 2007; 2008], в которых исследовалась динамика деформирования межблоковых контактов, показали, что величина k_s при многократном воздействии постепенно возрастает, приближаясь к значению жесткости разгрузки. Если деформация контакта происходит со скоростью ниже некоторого критического значения, то жесткость увеличивается пропорционально логарифму времени [Кочарян и др., 2008]. При слишком больших скоростях деформации, упрочнения нарушения сплошности не происходит, а, следовательно, маловероятно и возникновение динамической неустойчивости,

В трибологии считается, что переход от трения покоя к трению скольжения происходит на перемещении примерно равном среднему диаметру точечного контакта [Scholz, 1990]. Результаты проведенных нами экспериментов показывают, что при перемещениях более чем u_p , сдвиговая жесткость контакта начинает снижаться пропорционально снижению текущей прочности контакта. После того, как напряженно-деформированное состояние контакта достигнет спадающей ветви реологической зависимости, наступает режим скоростного разупрочнения [Кочарян, Павлов, 2007].

Расчетная модель

Полученные в эксперименте результаты позволяют предложить феноменологическое описание воздействия сейсмической волны на напряженный контакт между блоками горной породы.

• Взаимодействие динамического импульса с нарушением сплошности в напряженной среде может привести к возникновению остаточного межблокового перемещения из-за нелинейности соотношений «напряжение–деформация» для нарушений сплошности. Необратимые деформации накапливаются при циклическом воздействии.

• Основным макроскопическим критерием возникновения неустойчивости является достижение напряженно-деформированным состоянием контакта спадающей ветви реологической зависимости.

• Последовательное увеличение жесткости контакта при многократном воздействии приводит к «привыканию» среды к уровню динамической нагрузки.

• Из-за существенного вклада постдинамического движения в напряженной среде может наблюдаться задержка проявления динамических событий по отношению к времени воздействия.

Для построения расчетной модели зависимость жесткости от перемещения на восходящей ветви зависимости «напряжение–деформация» зададим в виде (2):

$$k_{s} = k_{s0} \cdot (1 - \frac{u}{u_{p}})^{\alpha}, \, u < u_{p}.$$
⁽⁴⁾

В этом случае восходящая ветвь кривой описывается соотношением:

$$\tau = k_{s0} \int_{0}^{u} (1 - \frac{u}{u_{p}})^{\alpha} du = k_{s0} \cdot u_{p} \int_{0}^{u/u_{p}} (1 - x)^{\alpha} dx = \frac{k_{s0} \cdot u_{p}}{\alpha + 1} \left[1 - (1 - \frac{u}{u_{p}})^{\alpha + 1} \right].$$
(5)

Для учета эффекта увеличения жесткости при повторных воздействиях, в выражении для жесткости (4) показатель степени α зависит от количества циклов N.

Аналитическое описание запредельного участка зависимости $\tau(u)$ существенно зависит от типа контакта и P-T условий. Для определенности, далее будем использовать соотношение:

$$\tau = \frac{1}{2}\tau_p \left(1 + \exp\left(\frac{2}{3}\left(1 - \frac{u}{u_p}\right)\right) \right). \tag{6}$$

При этом, если текущее состояние контакта (u_0, τ_0) не соответствует зависимости (5), то есть кумулятивное перемещение в силу истории процесса деформирования выше значения, определяемого (6), то жесткость нагружения определяется зависимостью (4) с соответствующей заменой u_0 на $(u_0 - \Delta u)$ (см. рис. 1). Если кумулятивное перемещение превышает значение u_p , то жесткость нагружения снижается, по сравнению с (4) в соответствии с изменением отношения τ_{p1}/τ_p , где τ_p – прочность контакта, а τ_{p1} – текущее значение прочности. Значение жесткости разгрузки k_{s0} постоянно в ходе всего процесса деформирования.

Для проведения численных расчетов использовался двумерный вычислительный код [Архипов и др., 2002], разработанный на основе лагранжева численного метода «Тензор» [Майнчен, Сак, 1967]. Программа дает возможность проводить расчеты в двумерной осесимметричной или плоской постановке. Особенностью лагранжевых численных методов является введение системы координат, связанной с фиксированной системой материальных точек. При этом лагранжева разностная сетка строится таким образом, что каждый ее узел движется с локальной скоростью среды. Основным достоинством лагранжева метода является возможность контроля за состоянием отдельных частиц среды, что создает определенные удобства, особенно при решении задач с контактными границами, разделяющими области веществ с различными свойствами, а также при использовании моделей среды, учитывающих предысторию нагружения частиц грунта.

Уравнения, описывающие движение и напряженное состояние твердого деформируемого материала в декартовой системе координат, имеют вид:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \operatorname{div} \mathbf{v} = 0, \quad v_x = \frac{dx}{dt}, \quad v_y = \frac{dy}{dt}, \\
\rho \frac{dv_x}{dt} - \frac{\partial s_{xx}}{\partial x} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial x} = 0, \\
\rho \frac{dv_y}{dt} - \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} - \frac{\partial s_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} = g, \\
\rho \frac{d\varepsilon}{dt} - s_{xx}\dot{e}_{xx} - s_{yy}\dot{e}_{yy} - s_{zz}\dot{e}_{zz} - 2s_{xy}\dot{e}_{xy} - \frac{P}{\rho}\frac{d\rho}{dt} = 0,$$
(7)

где *t* – время; *x*, *y*, *z* – координаты (оси *x* и *y* лежат в плоскости симметрии задачи, ось *z* – перпендикулярна этой плоскости); ρ – плотность; $v_{x,}v_{y}$ – компоненты вектора скорости **v**; *g* – ускорение свободного падения; *P* – давление; s_{ij} – девиатор тензора напряжений; \dot{e}_{ij} – девиатор тензора скоростей деформаций; ε – удельная внутренняя энергия; d/dt – лагранжева производная по времени:

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + (\mathbf{v}, \nabla) f.$$

Система уравнений движения замыкается соотношениями, определяющими связь между напряжениями и деформациями материала. Для решения поставленных в данной работе задач учет прочностных характеристик геоматериалов не существен. Поэтому при проведении расчетов для описания процесса деформирования материала блоков использовались соотношения идеальной упругости.

В рамках лагранжева подхода исследования процесса сдвигового деформирования нарушений сплошности реализованы с помощью задания на контакте блоков специального граничного условия – контактной границы с проскальзыванием. При этом тангенциальные компоненты тензора напряжений на контактной границе определяются с помощью выбранной для проведения расчета модели сдвигового деформирования межблокового контакта. В настоящей работе использовалась изложенная выше модель, учитывающая нелинейность реологических характеристик нарушений сплошности.

Результаты расчетов и обсуждение

В численных экспериментах рассматривалась система из двух блоков по конфигурации близкая к проведенным ранее лабораторным опытам [Кочарян, Спивак, 2003; Кочарян и др., 2004]. Подвижный блок высотой h = 3,2 см и длиной L = 8 см расположен на стержне длиной 1 м. Межблоковый контакт характеризуется следующими основными константами модели $\tau_p = 0,04$ МПа, $\tau_r = 0,02$ МПа, $u_p = 0,01$ см, $k_{s0} = 800$ МПа/м. В начальный момент времени на левой боковой грани подвижного блока задавалось сдвигающее усилие в виде граничного давления P_L . Для того, чтобы избежать больших пиковых ускорений при включении сдвигающей нагрузки функция $P_L(t)$ задавалась в виде:

$$P_{L} = \begin{cases} P_{0} \cdot t/t_{0} & \text{при } t < t_{0}, \\ P_{0} & \text{при } t \ge t_{0}. \end{cases}$$
(8)

Амплитуда нагрузки $P_0 = 0,06$ МПа, время нарастания $t_0 = 1$ мс. Поскольку отношение длины блока к высоте L/h = 2,5, то для равновесия необходимо, чтобы на контакте блоков «мобилизованная» величина напряжения сопротивления сдвигу составляла значение $\tau_* = 0,024$ МПа, что значительно меньше заданной в расчетах величины максимального сцепления τ_p , однако больше остаточной прочности контакта τ_p .

После затухания переходных процессов (в момент времени t = 20 мс) к левому торцу стержня прикладывается имитирующая удар импульсная нагрузка $P_k(t)$ с амплитудой 0,5 МПа и длительностью 0,1 мс.

На рис. 2 приведены полученные в расчете временные эпюры скорости и перемещения середины нижней грани подвижного блока относительно основания. На расчетных эпюрах отчетливо видны колебания, сопровождающие процесс установления равновесия после приложения сдвигающей нагрузки P_L. Эти колебания обусловлены наличием упругой составляющей сдвиговой деформации межблокового контакта, которая играет важную роль в исследуемом процессе. На рис. 3 приведена зависимость «напряжение-межблоковое перемещение», рассчитанная для всего процесса деформирования. В соответствии с используемой моделью в результате асимметрии цикла нагрузка-разгрузка при наличии сдвигающего усилия образуется незамкнутая гистерезисная петля, то есть возникает остаточное межблоковое перемещение. При многократном динамическом воздействии, которое в расчете смоделировано упругими колебаниями, возбуждаемыми ударом по торцу, точка, соответствующая напряженно-деформированному состоянию контакта в текущий момент времени, перемещается вправо вдоль оси абсцисс (рис. 3). На рис. 2 этому процессу соответствует постепенное нарастание величины перемешения.



Рис. 2. Эпюры горизонтальных составляющих скорости относительного движения и относительного перемещения середины основания блока

После того, как напряженно-деформированное состояние контакта достигнет спадающей ветви реологической зависимости значение сопротивление сдвигу τ_f начинает снижаться с ростом перемещения и скорости блока. Таким образом, наблюдается эффект скоростного разупрочнения контакта, который приводит к резкому увеличению скорости и перемещения, или, иными словами, к динамическому срыву. Величина же сопротивления сдвигу при этом стремится к значению остаточной прочности (рис. 3).



Рис. 3. Траектория изменения напряженно-деформированного состояния межблокового контакта. Сплошная линия – результаты расчета. Пунктир – реологическая зависимость, определяемая соотношениями (5), (6)

Заключение

Выполненные расчеты показали, что учет нюансов контактного взаимодействия на стадии формирования фрикционного сопротивления сдвигу, играет важную роль при моделировании деформационных процессов в блочном горном массиве. Описанная в статье численная модель разработана на основе развитой нами ранее феноменологической модели эффекта накопления малых возмущений в напряженной дискретной среде. Проведенные расчеты показали, что специфическая реология нарушений сплошности, а именно нелинейность соотношений напряжение–деформация, значительная асимметрия нагружения и разгрузки, а также вызванное упругопластическим взаимодействием локальных контактных пятен возвратное движение при разгрузке приводят к возникновению остаточных перемещений берегов даже при весьма малых по сравнению с прочностью геоматериала амплитудах воздействия.

Разработанный математический аппарат и программное обеспечение могут быть эффективно использованы для численного моделирования процессов динамического деформирования блочного горного массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-12023 ОФИ м и 09-05-00968-а).

Литература

Архипов В.Н., Борисов В.А., Будков А.М. и др. Механическое действие ядерного взрыва. М.: Физматлит, 2002. С. 50–58.

Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 23–42.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Павлов Д.В. Роль нелинейных эффектов в механике накопления малых возмущений // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 5–14.

Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 5–18.

Кочарян Г.Г. Павлов Д.В. Макроскопический критерий возникновения фрикционной неустойчивости на контакте между блоками горной породы // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер: сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007. С. 93–104.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. О критической скорости деформации разломных зон // Доклады РАН, 2008. Т. 418, № 3. С. 383–386.

Кочарян Г.Г. Физический смысл отклонения некоторых параметров сейсмического процесса от закона подобия // ДАН, 2009, т. 429, № 6. С. 821–824.

Майнчен Дж., Сак Е. Метод расчета «ТЕНЗОР» // Сб. Вычислительные методы в гидродинамике. М.: Мир, 1967. С. 185–211.

Псахье С.Г., Дмитриев А.И., Шилько Е.В. и др. Метод подвижных клеточных автоматов как новое направление дискретной вычислительной механики. 1. Теоретическое описание // Физ. мезомех. 2000. Т. 3. № 2. С. 5–15.

Dieterich J. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip // Pure Appl.Geophys. 1978. 116: p. 790–805

Jing L. and J.A. Hudson (2002) «Numerical Methods in Rock Mechanics» // Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 39, p. 409–427.

Lay T., ed. 2009. Seismological Grand Challenges in Understanding Earth's Dynamic Systems // Report to the National Science Foundation, IRIS Consortium, 76 pp.

Rubinstein S.M., Cohen G., Fineberg J. Dynamics of precursors to frictional sliding // Physical review letters V. 98, 226103 (2007.)

Scholz C.H. (1990) «The Mechanics of Earthquakes and Faulting»/Cambridge Univ Press, New York. 439 p.

Shi G.H. «Three-Dimensional Discontinuous Deformation Analysis», Proceedings of the 4th International Conference on Discontinuous Deformation Analysis (ICADD-4), Glasgow, June 6–8, 2001, pp. 1–22.

ПОНДЕРОМОТОРНОЕ ДЕЙСТВИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА СРЕДУ

М.Б. Гохберг, Н.И. Колосницын

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Рассчитывается электромагнитное воздействие на среду, возникающее в электрическом контуре, образованном источником тока (конденсаторными накопителями ЭСМА), электрическими проводами, заключенными в двух скважинах, глубиной до 1000 м, на расстоянии 10 м и замыкающимися на проводящую среду. Развиваемое силовое усилие может достигать 80 т. Рассчитан спектральный состав пондеромоторного действия.

Постановка задачи

Пондеромоторное действие электромагнитного поля на среду является одной из разновидностей механического действия, производимого, например, механическими вибраторами, используемыми для поиска нефти, оконтуривания рудных тел, изучения свойств и состава земных недр, исследования очагов землетрясений и т.д. В отличие от механического действия на поверхности Земли электромагнитное воздействие можно осуществлять на больших глубинах, что повышает эффективность геофизических исследований и поиска полезных ископаемых.

Величина силового эффекта электромагнитного поля определяется параметрами электрического контура согласно известной формуле [Ландау, Лифшиц, 1982]:

$$F = (1/2)(\partial L/\partial l)I^2, \tag{1}$$

в которой L – индуктивность контура, l – длина контура вдоль которой действует сила, I – величина тока. Схема воздействия на проводящую среду с основными управляющими элементами, обеспечивающими апериодическое и периодическое (с затуханием) воздействие на среду, представлена на рис. 1.

Эффективность электрического воздействия зависит от проводимости среды. Здесь следует упомянуть МГД эксперимент в Прикаспийской низменности с двумя артезианскими скважинами глубиной 200 м, разнесенными на 15 км, через которые пропускался электрический ток [Велихов, Жамалетдинов, 2006]. Полное сопротивление нагрузки составило 0,17 Ом. В пересчете на 10 м сопротивление среды составляет 0,1 мОм. Высокая электрическая проводимость среды, необходимая для экспериментов по силовому электрическому воздействию, по-видимому, не является редкостью.



Рис. 1. Схема электрического воздействия на среду посредством двух скважин (*a*) и эквивалентная электрическая цепь (*b*), в которой r_1 – внутреннее сопротивление источника тока и электрическое сопротивление проводов, r_2 – сопротивление нагрузки (среды)

В качестве источников тока предполагается использовать накопительные конденсаторы фирмы ЭСМА, которые способны создавать токи до 100 и 500 кА, сопоставимые с токами, получаемыми с помощью МГД установок.

Расчет параметров пондеромоторного воздействия

Теория расчета пондеромоторного воздействия на среду изложена в Приложении 1. Ниже приводятся основные расчетные формулы и примеры расчета для апериодического и затухающего периодического режимов.

Апериодический режим

Ток в электрической цепи:

$$I(t) = \frac{V_C \tau}{bL} \exp(-t/\tau) \operatorname{sh}(bt/\tau), \qquad (2)$$

Параметры электрической цепи:

 $\tau = 2L/R$ – постоянная времени, определяющая нарастание импульса тока; $\tau^* = RC$ – постоянная времени, определяющая затухание импульса тока; величина $1/\tau^*$ определяет верхнюю границу спектрального состава импульсов тока и силы $(2/\tau^*)$.

$$\omega_0 = 1/\sqrt{LC}$$
; $b = \sqrt{1 - (\omega_0 \tau)^2} = \sqrt{1 - 2(\tau / \tau^*)}$.

Апериодический режим наблюдается при условии $\tau < \tau^*/2$, которое эквивалентно условию $\omega_0 \tau < 1$. Ток в электрической цепи:

$$I(t) = \frac{V_C \tau}{b' L} \exp(-t/\tau) \sin(b' t/\tau)$$
(3)

Параметры электрической цепи:

$$\omega_0 = 1/\sqrt{LC}$$
, $b' = \sqrt{(\omega_0 \tau)^2 - 1}$; $b'/\tau = \omega$ – частота колебаний, возбуждаемая в цепи

(среде).

Условие возникновения периодических колебаний – $\tau > \tau^*/2$ ($\omega_0 \tau > 1$). Импульс, передаваемый среде, оценивается соотношением

$$P = \int_{0}^{\infty} F(t)dt = \frac{\partial L}{2\partial l}J, \qquad J = \int_{0}^{\infty} I^{2}(t)dt = \frac{CV_{C}^{2}}{2R} = \frac{W_{C}}{R}$$
(4)

W_C – энергия конденсатора.

Спектр силового воздействия:

$$G(\omega) = \int_{0}^{\infty} F(t)e^{i\omega t}dt = \int_{0}^{\infty} F(t)\cos(\omega t)dt + i\int_{0}^{\infty} F(t)\sin(\omega t)dt = g(\omega) + ih(\omega).$$
(5)

$$g(\omega) = \int_{0}^{\infty} F(t) \cos(\omega t) dt, \quad h(\omega) = \int_{0}^{\infty} F(t) \sin(\omega t) dt.$$
(6)

$$G(\omega) = \left(g^2(\omega) + h^2(\omega)\right)^{1/2}.$$
(7)

Выражение для спектра апериодического воздействия:

$$G_{1}(\omega) = \frac{1}{8\sqrt{(1+y^{2}/4)[(1-b)^{2}+y^{2}/4][(1+b)^{2}+y^{2}/4]}} \cdot \frac{\partial L}{\partial l} \cdot \left(\frac{V_{c}\tau}{L}\right)^{2}.$$
 (8)

Здесь $y = \omega \tau$ – безразмерная частота.

Для периодического воздействия спектр выражается как:

$$G_{2}(\omega) = \frac{1}{8\sqrt{(1+y^{2}/4)[(y/2-b')^{2}+1][(y/2+b')^{2}+1]}} \cdot \frac{\partial L}{\partial l} \cdot \left(\frac{V_{c}\tau}{L}\right)^{2}.$$
 (9)

Связь энергии, идущей на нагрев контура, и температуры дается выражением:

$$Q = R_k \int_0^\infty I^2(t) dt = R_k J = \frac{R_k}{R} W_C = mq \,\Delta T , \qquad (10)$$

где m – масса проводов установки (с сопротивлением R_k), q – удельная теплоемкость материала провода. На рис. 2 показано изменение во времени силы, воздействующей на среду, в результате работы установки с параметрами указанными в подписи к рисунку, а на рис. 3 – ее спектр.



Time, seconds

Рис. 2. Силовое воздействие на среду, создаваемое с помощью двух скважин длиной l = 1000 м, расстоянием между скважинами h = 10 м, диаметр провода из алюминия a = 6,28 см, сечение 31 см².

(1) Fn(t) – источник тока: конденсаторный накопитель ЭСМА 50 кА, $C = 214 \Phi$, $V_C = 2030$ B, $W_C = 220$ МДж, время нарастания импульса силы равно $\tau/2 = 0,0206$ с, время затухания импульса $\tau^*/2 = 3$ с. Максимальное силовое воздействие – $8,76 \cdot 10^5$ H = 87,6 тонн-силы, нагрев установки $\Delta T = 3,5$ °C. (2) Fp(t) – источник тока: конденсаторный накопитель ЭСМА 25 кА, $C = 51,36 \Phi$, $V_C = 2030$ B, $W_C = 106$ МДж, время нарастания импульса силы равно $\tau/2 = 0,0323$ с, время затухания импульса $\tau^*/2 = 7,96$ с. Максимальное усилие 35,15 тонн-силы, нагрев установки $\Delta T = 0,75$ °C





(1) Первый вариант: конденсаторный накопитель ЭСМА 50 кА, $C = 214 \, \Phi$, $V_c = 2030 \, \text{B}$, $W_c = 220 \, \text{МДж}$. (2) Второй вариант: конденсаторный накопитель ЭСМА 25 кА, $C = 51,36 \, \Phi$, $V_c = 2030 \, \text{B}$, $W_c = 106 \, \text{МДж}$. Вид спектра с горизонтальной «полкой» при низких частотах характерен для всех апериодических и периодических воздействий

Пример спектра периодического затухающего силового воздействия приведен на рис. 4. Параметры двух электрических контуров подобраны так, чтобы колебания тока происходили на частотах близким к 4 и 6 кГц. Силовое воздействие, пропорциональное квадрату тока, будет происходить на удвоенных частотах 8 и 12 кГц.

Заключение

Рассмотрено пондеромоторное воздействие электромагнитного поля на проводящую среду. При использовании в качестве источников тока конденсаторных накопителей ЭСМА при оптимальном согласовании сопротивления среды и внутреннего сопротивления электрической цепи можно получить силовое усилие в пределах сотни тонн с частотным спектром от нуля до (3–10)·10⁻² Гц.

Таким образом, подобная технология позволяет создавать существенное воздействие непосредственно на требуемых глубинах, что выгодно отличается от механических вибровоздействий с поверхности Земли.



Рис. 4. Спектры свободных затухающих колебаний. Хорошо выделяется пик на частоте 12 кГц. Максимум на частоте 8 кГц выражен слабее

Авторы выражают благодарность И.Н. Варакину за консультации по конденсаторам ЭСМА.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-12023 ОФИ-м).

Литература

Бейтмен Г., Эрдейи А. Высшие трансцендентные функции // Гипергеометрическая функция, функции Лежандра. Том 1. М.: Наука, 1965.

Бейтмен Г., Эрдейи А. Таблицы интегральных преобразований // Преобразования Фурье. Том І. М.: Наука, 1969.

Велихов Е.П., Жамалетдинов А.А. К 30-летию МГД-эксперимента «Хибины» (Обзор глубинных геоэлектрических исследований с мощными контролируемыми источниками). В кн. Теория и методика глубинных электромагнитных зондирований на кристаллических щитах. Часть 1. Апатиты, 2006, с. 11–29.

Ландау Л.Д., Лифииц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М.: Наука, 1982. Прудников А.П., Брычков Ю.А., Маричев О.И. Интегралы и ряды. М.: Наука, 1981.

приложение

1. Уравнение электрической цепи

Схема электрической цепи во всех экспериментах определяется правилами Кирхгофа:

$$L\frac{dI}{dt} + RI + \frac{q}{C} = 0. \tag{1*}$$

Дифференцируя (1*) получаем:

$$L\frac{d^{2}I}{dt^{2}} + R\frac{dI}{dt} + \frac{1}{C}I = 0.$$
 (2*)

Это уравнение необходимо решить при начальных условиях:

$$t = 0, I = 0, L\frac{dI}{dt} = -V_c.$$
 (3*)

Введем следующие величины:

$$\tau = 2L/R, \tau^* = RC, \omega_0 = 1/\sqrt{LC}, b = \sqrt{1 - (\omega_0 \tau)^2} = \sqrt{1 - 2\tau/\tau^*}.$$
 (4*)

В терминах этих параметров уравнение (2*) приводится к виду:

$$\frac{d^2I}{dt^2} + \frac{2}{\tau}\frac{dI}{dt} + \omega_0^2 I = 0.$$
 (5*)

При условии $\omega_0 \tau < 1(2\tau/\tau^* < 1)$ решение уравнения (5*), удовлетворяющее условиям (3*), описывается выражением:

$$I(t) = \frac{V_C \tau}{bL} \exp(-t/\tau) \operatorname{sh}(bt/\tau) .$$
(6*)

Проанализируем полученное решение. Используем переменную $x = t/\tau$, и константу *b* в виде $b = \sqrt{1 - 2\tau/\tau^*}$. Тогда (6*) приводится к выражению:

$$I = \frac{V_C \tau}{bL} \exp(-x) \operatorname{sh}(bx)$$

Обращая в нуль производную dI/dx = 0, находим условие максимума:

$$hbx = b.$$

После перехода к обратным функциям получаем значение x^* , при котором достигается максимум тока:

$$bx^* = \operatorname{Arth} b = \frac{1}{2} \ln \frac{1+b}{1-b}$$

при $2\tau/\tau^* \ll 1$, данное выражение упрощается: $b \cong 1 - \tau / \tau^*$. Получаем

$$bx^* \cong x^* \cong \frac{1}{2} \ln \frac{2\tau^*}{\tau}$$

Отсюда находим время нарастания тока до максимума: $t^* = 0,5\tau \ln(2\tau^*/\tau)$. Для случаев (1) и (2) на рис. 2, $t_1^* = 2,8 \cdot \tau$ и $t_2^* = 3,1 \cdot \tau$. Максимум тока в обоих случаях достигается за время примерно 3τ , величина τ характеризует (максимальную) скорость нарастания тока (передний фронт импульса тока). Время нарастания импульса силы вдвое быстрее.

Время затухания находится из асимптотики решения (6*) при больших значениях *х*:

$$\exp(-x)\exp(bx) = \exp[-(1-b)x] \cong \exp\left(-\frac{t}{\tau^*}\right).$$

Здесь $\tau^* = RC$ – время затухания импульса. Таким образом, развитие процесса в электрической цепи определяется двумя постоянными времени $\tau = 2L/R$ и $\tau^* = RC$, которые определяют время нарастания и время затухания импульса тока (и верхнюю границу спектра импульса силы).

При условии $\omega_0 \tau > 1$, соответствующим режиму свободных колебаний тока в электрической цепи получается решение (удовлетворяющее начальным условиям (3*))

$$I(t) = \frac{V_C \tau}{b' L} \exp(-t/\tau) \sin(b' t/\tau).$$
(7*)

Здесь $b' = \sqrt{(\omega_0 \tau)^2 - 1}$, $b'/\tau = \omega$ – частота периодических колебаний в электрическом контуре и среде.

2. Фурье преобразование

Расчет спектра $G(\omega)$ силового воздействия $F(t) = (1/2)(\partial L/\partial l)I^2(t)$ при опускании постоянного множителя $F_0 = (1/2) \cdot (\partial L/\partial l) \cdot (V_C \tau/bL)^2$ сводится к расчету интегралов (6) функциями

$$f(t) = \begin{cases} \exp(-2t/\tau) \operatorname{sh}^{2}(bt/\tau), & \omega_{0}\tau < 1, \\ \exp(-2t/\tau) \operatorname{sin}^{2}(b't/\tau), & \omega_{0}\tau > 1. \end{cases}$$
(8*)

для апериодического и периодического процессов соответственно.

Косинус и синус Фурье преобразований (4) для апериодического процесса ($\omega_0 \tau < 1$) имеют вид

$$g_1(\omega) = \int_0^\infty \exp(-t/\tau) \operatorname{sh}^2(bt/\tau) \cos(\omega t) dt, \ h_1(\omega) = \int_0^\infty \exp(-t/\tau) \operatorname{sh}^2(bt/\tau) \sin(\omega t) dt.$$
(9*)

Расчеты удобно проводить в безразмерных переменных

$$x = t/\tau, y = \omega\tau. \tag{10*}$$

В этих переменных косинус-преобразование Фурье $g_1(y)$ выражается через гамма-функции (см. [Бейтмен, Эрдейи 1969]):

$$g_{1}(y) = \int_{0}^{\infty} e^{-2x} \operatorname{sh}^{2}(bx) \cos(yx) dx = \frac{\Gamma(2+1)}{2^{4}b} \left\{ \frac{\Gamma(b^{-1}-1-0,5iyb^{-1})}{\Gamma(b^{-1}+1-0,5iyb^{-1}+1)} + \frac{\Gamma(b^{-1}-1+0,5iyb^{-1})}{\Gamma(b^{-1}+1+0,5iyb^{-1}+1)} \right\} (11^{*})$$

Вводим обозначения

Вводим обозначения

$$z = b^{-1}[1 + i(y/2)], z^* = b^{-1}[1 - i(y/2)].$$
(12*)

Используя известные свойства гамма-функции

$$(z-1)\Gamma(z-1) = \Gamma(z), \ \Gamma(1+z) = z\Gamma(z), \tag{13*}$$

после несложных преобразований получаем

$$g_1(y) = \frac{1}{8b} \left\{ \frac{1}{z(z^2 - 1)} + \frac{1}{z^*(z^{*2} - 1)} \right\}.$$
 (14*)

Синус-преобразование Фурье

$$h_1(y) = \int_0^\infty e^{-2x} \operatorname{sh}^2(bx) \sin(yx) dx,$$

как и косинус-преобразование (см. [Бейтмен, Эрдейи 1969]) также выражается через гамма-функции, и с помощью преобразований аналогичным выше (и использования обозначений (12*)) приводится к форме

$$h_1(y) = i \frac{1}{8b} \left\{ \frac{1}{z(z^2 - 1)} - \frac{1}{z^*(z^{*2} - 1)} \right\}.$$
 (15*)

По формуле (7) спектр силового воздействия для апериодического режима после несложных преобразований сводится к выражению:

$$G_1(y) = \frac{1}{4b} \left(\frac{1}{(z-1)(z^*-1)z^*(z+1)(z^*+1)} \right)^{1/2}$$
(16*)

В действительных переменных получаем:

$$G_{1}(y) = \frac{b^{2}}{4\sqrt{(1+y^{2}/4)[(1-b)^{2}+y^{2}/4][(1+b)^{2}+y^{2}/4]}}.$$
 (17*)

Для режима свободных затухающих колебаний с помощью аналогичных преобразований находим:

$$G_2(y) = \frac{b'^2}{4\sqrt{(1+y^2/4)[(y/2-b')^2+1][(y/2+b')^2+1]}}.$$
 (18*)

После восстановления множителя $F_0 = (1/2) \cdot (\partial L/\partial l) \cdot (V_C \tau/bL^2)$ выражения для спектров (17*) и (26*) принимают вид (8) и (9).

3. Расчет интеграла импульса

В случае апериодического процесса ($\omega_0 \tau < 1$) согласно определению (4):

$$J = \int_{0}^{\infty} I^{2}(t) dt = \left(\frac{V_{c}\tau}{Lb}\right)^{2} \tau \int_{0}^{\infty} e^{-2x} \operatorname{sh}^{2}(bx) dx$$
(19*)

Согласно справочнику [Прудников и др., 1981]

$$\int_{0}^{\infty} e^{-2x} \operatorname{sh}^{2}(bx) dx = \frac{b^{2}}{4 - 4b^{2}}$$

Подставляя это значение в (19*) с учетом $b^2 = 1 - \omega_0^2 \tau^2 и$ параметров цепи (4*), получаем:

$$J = \frac{CV_c^2}{2R} = \frac{W_c}{R}.$$
 (20*)

Здесь $W_C = (1/2)CV_C^2$ есть энергия конденсатора в начальный момент времени. Такое же выражение получается для периодического процесса.

4. Нагрев электрического контура

Энергия конденсатора расходуется на совершение механической работы (возбуждение колебаний в среде) и нагрев электрического контура. Энергия, нагревающая контур, равна:

$$Q = R_k \int_{0}^{\infty} I^2(t) dt = R_k J = \frac{R_k}{R} W_C,$$
 (21*)

Эта формула позволяет оценить нагрев электрической установки в предположении, что процесс нагрева является адиабатическим. В этом случае:

$$\frac{R_k}{R}W_c = mq\Delta T \tag{22*}$$

В данной формуле *m* – масса электрического контура (выполненного из алюминия, $q = 880 \text{ Дж/(кг · град)} - \text{удельная теплоёмкость алюминия на единицу массы, } <math>\Delta T$ – изменение температуры контура.

ТЕПЛОВОЕ ДЕЙСТВИЕ МОЩНОГО ТОКА НА ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ ПОРИСТЫЕ СРЕДЫ

В.А. Зейгарник, Ю.Б. Конев, В.А. Новиков

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва yukonev@yandex.ru, novikov@ihed.ras.ru

Джоулев нагрев является наиболее универсальным, интенсивным и эффективным механизмом воздействия мощного тока на среды. Для воздействия требуется, чтобы при протекании тока в среде возникали большие механические напряжения. Необходимую для этого высокую плотность тока можно обеспечить. подавая ток в среду от источника мошного тока по силовому кабелю через электроды, находящиеся в электрическом контакте со средой. В качестве электродов можно, в частности, использовать трещины, естественные или искусственно созданные, заполненные хорошо проводящими электролитами. В докладе показано, что изменение давления в пористой флюидонасыщенной среде (ПФС) при протекании в ней импульса мощного тока описывается диффузионным уравнением переноса – уравнением пьезопроводности, в котором параметр $\chi = K/\eta \gamma$ является коэффициентом пьезопроводности. Здесь K – проницаемость, γ – коэффициент сжимаемости пористой среды, n – коэффициент вязкости жидкости в порах. При импульсном воздействии длительностью t можно определить длину пьезопроводности $l = \sqrt{2 \chi t}$. От соотношения размера электрода и длины пьезопроводности зависит качественный характер процесса в приэлектродной области. При a >> 1пьезопроводностью будет охвачен только узкий слой среды толщиной ~l, примыкающий к электроду. При a < 1 пьезопроводность будет происходить во всей приэлектродной зоне. В докладе определены условия, когда при a < 1 повышение давления могло бы достигнуть десятков бар (при таком импульсе давления в лабораторных установках можно было бы ожилать сильного изменения акустической эмиссии), а при a >> 1 – градиент давления мог бы составить до 200–500 бар/ см (при этом можно ожидать существенных повреждений в горных породах).

Введение

В последние годы большое внимание уделяется развитию методов и средств воздействия на тектонические напряжения в земной коре в сейсмоактивных регионах [Ред. А.В. Николаев и др., 1994; Мирзоев и др., 2009]. Одним из перспективных средств воздействия на горные породы земной коры являются мощные импульсные источники электрического тока [Вахитов и др., 1985]. В качестве таких источников можно использовать МГД-генераторы, взрывомагнитные генераторы или электроимпульсные установки типа ЭРГУ-600. Воздействие импульсов мощного тока на геологическую среду представляет также большой интерес для интенсификации добычи полезных ископаемых (напр., [Габриэлянц и др., 1993]). Важные аспекты данной проблемы рассматривались в работе [Авагимов, Зейгарник, 2008].

Напряженное состояние среды может изменяться как в результате приложения электрического поля источника, так и протекания электрического тока. В первом случае воздействие основано на использовании электросейсмического эффекта, электрострикции и других электромеханических явлений. Во втором случае механические напряжения возникают вследствие джоулева нагрева среды при протекании электрического тока. Джоулев нагрев является наиболее универсальным, интенсивным и эффективным механизмом воздействия мощного тока на среды. Он позволяет селективно воздействовать на небольшой, заранее выделенный объем среды. Только в этом случае можно создать значительный поток энергии в среду от источника тока. Анализ протекания тока через геологические среды с учетом сложной структуры неоднородностей различного масштаба проведен в [Лапскер и др., 1999]. В экспериментах по зондированию Земли с помощью мощных источников тока [Зейгарник, 2007] применялись электрические диполи, имеющие большие размеры. Несмотря на большую мощность плотность тока при этом невелика. В таких условиях механические напряжения, возникающие в среде при протекании тока, также будут невелики. Подавая ток по силовому кабелю через электроды, находящиеся в электрическом контакте со средой, можно обеспечить высокую плотность тока.

В целом результаты изучения механизмов и последствий воздействия мощного тока на горные породы в настоящее время весьма ограничены. Важный вопрос о механизме и динамике роста давления в среде в ближней зоне действия мощного тока рассмотрен не был, и нет модели этого процесса. Решение этой задачи составляет цель предлагаемой работы. Она состоит из 5 разделов.

В первом разделе показано, что изменение давления и температуры в ПФС при протекании в ней импульса мощного тока описывается системой связанных уравнений переноса: уравнения пьезопроводности для давления и температуропроводности, для температуры. Во втором – приведено решение модельной задачи о растекании тока с поверхности хорошо проводящего эллипсоида, погруженного в слабо проводящую неограниченную среду. В третьем разделе определена величина максимального повышения давления в случае сферически симметричных источников тока небольшого радиуса. В четвертом – определено повышение давления вблизи поверхности электродов с малой кривизной. В заключительном пятом разделе полученные результаты обсуждаются с точки зрения использования мощных источников тока для воздействия на геологические среды.

Механизм развития импульса давления при протекании мощного тока в геологических средах

Геологические среды в большинстве случаев – это ПФС, каркас которых образован минералами, являющимися хорошими изоляторами. Поры образуют систему капилляров, которые заполнены электролитами. Степень минерализации электролитов может изменяться в широких пределах, соответственно изменяется и их электропроводность. Электропроводность ПФС является ионной. При протекании тока по капиллярам происходит разогрев пористой среды, в результате которого изменяются ее параметры состояния.

Все физические величины и параметры ПФС являются результатом усреднения по объему. Объем усреднения должен содержать очень много пор и капилляров, но быть достаточно малым, чтобы в нем можно было пренебрегать изменением средних величин. При выполнении этих обычных предположений среду с дискретными неоднородностями (в нашем случае это поры и каркас) можно рассматривать как сплошную. Для выполнения усреднения используют коэффициент пористости

 $m = V_n/V$, равный относительному объему пор в объеме усреднения. Среднее значение физической величины *a* в пористой среде определяют как

$$\langle a \rangle = ma_f + (1-m)a_s$$

Здесь *a_f* и *a_s* – величины *a* в жидкости и в каркасе соответственно. В формулах, использующих средние значения, знак усреднения обычно не указывают.

В линейном приближении уравнение состояния среды следующее:

$$d\rho/\rho = \gamma dp - \alpha dT \tag{1}$$

Здесь T – температура, ρ – плотность, p – давление в среде, α – коэффициент объемного теплового расширения, γ – коэффициент сжимаемости среды. При локальном повышении давления жидкость в капиллярах приходит в движение. Движению препятствуют силы вязкости в жидкости. Этот процесс, называемый фильтрацией, определяется законом Дарси:

$$\vec{v} = -\frac{K}{\eta} \nabla p \tag{2}$$

Здесь \vec{v} – скорость фильтрации, представляющая собой объемный расход жидкости в единицу времени, приходящийся на единицу площади, *K* – проницаемость пористой среды, η – коэффициент вязкости жидкости в порах. Уравнение сохранения массы жидкости имеет вид:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho(\nabla \vec{v}) = 0 \tag{3}$$

Из (1)-(3) получается следующее уравнение, связывающее давление и температуру в среде:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \chi \Delta p + \frac{\alpha}{\gamma} \frac{\partial T}{\partial t}$$
(4)

Уравнение (4) имеет вид уравнения диффузии для давления и представляет собой уравнение пьезопроводности. Параметр $\chi = K/\eta\gamma$ в этом уравнении – коэффициент пьезопроводности. Для определения температуры в среде нужно решить уравнение температуропроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \Delta T + \frac{Q}{\rho c} \tag{5}$$

Здесь Q – плотность мощности тепловыделения в среде, $\kappa = \lambda/\rho c$ – коэффициент температуропроводности, λ – коэффициент теплопроводности, c – удельная теплоемкость среды.

Оценки с использованием данных по температуропроводности горных пород и жидкостей показывают, что в течение времени действия импульса тока менее 10 с при размерах области тепловыделения более ~1 см теплопроводностью мож-

но пренебречь. Тогда задача упрощается и сводится к решению только уравнения пьезопроводности:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \chi \Delta p + \frac{\alpha}{\gamma} \frac{Q}{\rho c} \tag{6}$$

Следует иметь в виду, что по мере нагрева среды градиент температуры будет нарастать, и это может ограничить возможность пренебречь теплопроводностью. Кроме того, чтобы среда оставалась электропроводной, температура не должна превышать критическую температуру жидкости в порах. Остывание среды после окончания воздействия происходит только в результате теплопроводности, и на этой стадии, если она представляет интерес, упростить задачу нельзя.

Как и для всякого процесса диффузии, для пьезопроводности можно определить среднеквадратичное расстояние $l = \sqrt{2\chi t}$, на которое распространится повышение давления при импульсном воздействии длительностью *t*. Эту величину можно назвать длиной пьезопроводности. Если ток подается в среду посредством электрода размером *a*, то от соотношения размера электрода и длины пьезопроводности зависит качественный характер процесса в приэлектродной области. При *a* >> 1 пьезопроводностью будет охвачен только узкий слой среды толщиной ~l, примыкающий к электроду. При *a* < 1 пьезопроводность будет происходить во всей приэлектродной зоне. Для воздействия на геологические среды требуется большая величина энерговклада. Ее можно получить только при большом объеме среды, то есть в первом случае. Второй случай представляет интерес для лабораторных условий.

Тепловыделение тока в среде

Для нахождения Q следует решить задачу о растекании тока с электродов, погруженных в неограниченную среду. В качестве электродов можно использовать трещины в среде, заполненные хорошо проводящей жидкостью, в которую погружено окончание кабеля, соединенного с генератором тока. Существует малоизвестное аналитическое решение задачи о растекании тока с поверхности проводящего эллипсоида, находящегося в неограниченной среде с постоянной электропроводностью [Сивухин, 1977]. Это решение представляет интерес для оценки влияния размеров и качественных особенностей формы электродов в задачах о воздействии тока на проводящие среды.

Распределение потенциала вне эллипсоида можно получить следующим образом:

$$\varphi = (CU/8\pi\epsilon\epsilon_0) \int_{p}^{\infty} [(a^2 + s)(b^2 + s)(c^2 + s)]^{-1/2} ds,$$
(7)

где p(x, y, z) – функция, определяемая из уравнения

$$\frac{x^2}{a^2 + p} + \frac{y^2}{b^2 + p} + \frac{z^2}{c^2 + p} = 1,$$
(8)

 $1/C = 1/C_1 + 1/C_2$, $C_{1,2}$ – емкости электродов, расстояние между которыми велико по сравнению с их размерами, ε_0 – электрическая постоянная, ε – диэлектрическая проницаемость среды.

Плотность тока и плотность мощности тепловыделения в среде определяются соответственно как $\vec{j} = -\sigma \nabla \varphi$, $Q = j^2/\sigma$, σ – удельная электропроводность среды. С помощью формул (7), (8) можно получить аналитические выражения для плотности тока и плотности мощности при любых параметрах эллипсоидов. Эти выражения упрощаются для эллипсоидов вращения, когда плотность тока и плотность мощности зависят только от двух координат – координаты *x* вдоль оси и расстояния *r* от оси вращения. Уравнение (8) на оси вращения и в плоскости симметрии, перпендикулярной оси, становится элементарным. Для плотности тока и плотности мощности в этих случаях несложно получить простые формулы.

Сферический источник тока

Если ввод тока в среду производится посредством хорошо проводящей сферы радиуса *R*, то тепловыделение можно считать сферически симметричным. В этом случае в сферических координатах можно ограничиться только радиальной зависимостью параметров состояния, и система (4) и (5) значительно упрощается. Граничные условия для уравнения пьезопроводности (6) на поверхности сферы и на бесконечности нулевые. Начальные условия также нулевые. Плотность мощности тока в случае сферической симметрии составляет:

$$Q = \sigma(U/R)^2 (R/r)^4 = Q_m (R/r)^4$$
(9)

Для сферически симметричного уравнения (6) известна функция точечного источника $G(r, \rho, t)$, удовлетворяющая граничным условиям. С помощью функции $G(r, \rho, t)$ можно найти решение уравнения (6), удовлетворяющее граничным и начальным условиям (напр., [Тихонов, Самарский, 1972]). На (рис. 1) показано изменение давления во времени на различных расстояниях от сферического электрода. Время на (рис. 1) выражено в единицах постоянной времени пьезопроводности $\tau = R^2/\chi$. Рост давления состоит из относительно короткой стадии установления длительностью $\sim \tau$, в течение которой давление достигает величины 60–80% от устанавливающегося на данном расстоянии, и длительной стадии приближения к этому давлению.





Формально уравнение (6) имеет удовлетворяющее граничным условиям стационарное решение

$$P_{S} = \frac{4P_{m}(r/R-1)}{(r/R)^{2}},$$

где максимальное повышение давления составляет

$$P_m = \frac{\alpha}{8\gamma} \frac{Q_m \tau}{\rho c} \tag{10}$$

Следует, однако, иметь в виду, что при получении (6) длительность воздействия предполагалась ограниченной, так как предполагался постоянный рост температуры среды. Если длительность воздействия $t_0 >> \tau$, то давление вблизи электрода становится близким к стационарному. Для получения максимального повышения давления длительность импульса тока t_0 должна быть не меньше τ . Плотность мощности может оказаться удобнее задать через повышение температуры среды, учитывая, что

$$Q_m t_0 / \rho c = T_m - T_0, \tag{11}$$

где T_0 и T_m – температура среды до и после воздействия импульса тока.

Протяженный источник тока

Если выполняется условие a >> l, то поверхность электрода приближенно можно считать плоской и рассматривать изменение параметров состояния только в направлении нормали к поверхности. Конкретная форма электродов становится несущественной. В этом приближении уравнение пьезопроводности сильно упрощается и становится пространственно одномерным с нулевыми начальным и граничным условиями. Решение задачи известно (напр., [Тихонов, Самарский, 1972]). В момент времени окончания импульса воздействия формула для повышения давления имеет вид

$$p(x) = \frac{\alpha Q t_0}{\beta} \int ds \Phi\left(\frac{x}{l\sqrt{s}}\right), \tag{12}$$

где функция $\Phi(u)$ – интеграл ошибок, x – расстояние от поверхности электрода по направлению нормали к нему, Q – плотность мощности тепловыделения на поверхности электрода. Анализ показывает, что интеграл в (12) ~ x/l при x/l << 1 и приближается к 1 при x/l > 1. Таким образом, коэффициент перед интегралом представляет собой максимальное повышение давления в среде:

$$P_m = \frac{\alpha}{\beta} (T_m - T_0), \qquad (13)$$

Обсуждение результатов и заключение

Для проведения оценок повышения давления по формулам (10) и (13) нужны величины пористости, удельной электропроводности и проницаемости пористых сред горных пород. Обширную информацию по указанным величинам можно найти, например, в книге [Черняк, 1987;].

В широко применяемой модели однородной ПФС для удельной электропроводности σ и проницаемости *К* используют следующие формулы [Черняк, 1987]:

$$\sigma = \frac{m_{\hat{l}}}{T_k} \sigma_f \tag{14}$$

$$K = \frac{m_{\hat{f}}}{T_k} \frac{r_c^2}{8} \tag{15}$$

Здесь m_o – коэффициент открытой пористости, равный отношению среднего объема сообщающихся между собой пор к объему породы, σ_f – удельная электропроводность внутрикапиллярной жидкости; T_k – извилистость, равная средней длине капилляров, приходящейся на единицу толщины слоя среды. Более детально вопрос о моделях электропроводности и проницаемости ФПС рассматривается в работе [Лапскер, 1999].

Если для оценки принять параметры воды $\alpha_f = 2 \cdot 10^{-4}$ 1/град, $\gamma_f = 5 \cdot 10^{-5}$ 1/бар, $(\rho c)_f = 4,2 \text{ МДж/(м}^3 \text{ град}), \eta = 10^{-8}$ (бар с) и величины, характерные для горных пород, $\alpha_s = 8 \cdot 10^{-6}$ 1/град, $\gamma_s = 2,5 \cdot 10^{-6}$ 1/бар, $(\rho c)_s = 2 \text{ МДж/(M}^3 \text{ град}), m = 0,1, K = 2 \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$, то коэффициент пьезопроводности составит $\chi \approx 2,7 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$. При $R = 1 \text{ см}, t_0 = 1 \text{ с величины}$ постоянной времени и длины пьезопроводности соответственно будут $\tau \approx 3,6 \cdot 10^{-5} \text{ с}, 1 \approx 160 \text{ см}$. Если $T_m - T_0 = 150 \text{ K}$, то $P_{\text{max}} \approx 0,02$ бар. Отсюда ясно, что, если поровая жидкость – чистая вода, то при указанных параметрах воздействие тока на ФПС будет незначительно.

Как видно из формулы (10), максимальное повышение давления пропорционально величине параметра $\eta/8K$. В модели однородной ФПС величина $\eta/8K = \eta/r_c^2$ Для того, чтобы получить ощутимый эффект, нужно создать такие условия, чтобы параметр $\eta/8K$ был как можно больше. В реальных условиях жидкость в порах представляет собой суспензию из раствора солей, возможно – концентрированного, и большого количества микрочастиц. В среде, содержащей такую жидкость, величина $\eta/8K$ может быть на несколько порядков больше, чем для чистой воды в порах. Такую жидкость можно подать в зону воздействия и искусственно. В результате величина P_{max} вполне может быть на 3–4 порядка больше, а длина пьезопроводности тогда составит 1–2 см. В этом случае величина P_{max} могла бы достигнуть десятков бар. При таком импульсе давления в лабораторных установках можно было бы ожидать сильного изменения акустической эмиссии.

Для повышения температуры среды на 100–250 К требуется плотность энергии тепловыделения 200–500 Дж/см³. Повышение давления при условии a >> 1, когда можно пользоваться формулой (13), тогда составит 400–1000 бар. При больших размерах области воздействия важна не величина повышения давления, а ее градиент $P_m/1$. В условиях приведенных выше численных оценок градиент давления может составить до 200–500 бар/см. При этом в результате воздействия можно ожидать существенных повреждений горных пород.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 09-05-12059-офи_м).

Литература

Вахитов Г.Г., Симкин Э.М. Использование физических полей для извлечения нефти из пластов. М.: Недра, 1985.

Зейгарник В.А. Использование импульсных МГД-установок для прогноза землетрясений и поиска месторождений углеводородов // Пути ученого. Е.П. Велихов / Под ред. В.П. Смирнова, М.: РНЦ «Курчатовский институт», 2007. С. 211–219.

Лапскер Я.Э, Конев Ю.Б. Анализ воздействия мощного тока на пористые двухфазные геологические среды // Препринт ОИВТАН № 8-433. М.: 1999, 24 с.

Мирзоев К.М, Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли, 2009, N10, C. 49–68.

Наведенная сейсмичность. Ред. А.В.Николаев, И.Н.Галкин // М.: Наука, 1994. 222 с. *Сивухин Д.В.* Курс общей физики // Электричество и магнетизм, т. 3. М.: Наука, 1977. 687 с.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1972. 412 с.

Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1987.

ЧИСЛЕННОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭФФЕКТА АККУМУЛИРОВАНИЯ И ВЫСВОБОЖДЕНИЯ УПРУГОЙ ЭНЕРГИИ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД

С.В. Лавриков, О.А. Микенина, А.Ф. Ревуженко Институт горного дела СО РАН, Новосибирск

Рассмотрен физический образец горной породы. Лабораторные эксперименты показывают, что после цикла «нагружение-разгрузка» образец способен запасать до 30% энергии, затраченной на его деформирование. Строится математическая модель горной породы с учетом его блочности, анизотропии, аккумулирования и высвобождения упругой энергии. Получено численное решение задачи о деформировании горного массива вблизи выработки.

Введение

В современной геомеханике моделирование без учёта в той или иной степени внутренней структуры среды не представляется возможным. Очевидно, что структура геосреды оказывает существенное влияние на весь процесс деформирования в целом. Влияние внутренней структуры на деформационные и прочностные свойства геоматериалов исследовалось в ряде работ [Кочарян, Спивак, 2003; Линьков, 1979; Сибиряков, Подбережный, 2006; Kolymbas, 2005]. Деформирование материалов, обладающих иерархией структурных уровней, в настоящее время активно развивается в рамках новой научной дисциплины – мезомеханики [Панин, Гриняев, 2003].

Начиная с середины прошлого века [Кадашевич, Новожилов, 1958], одним из главных подходов к построению математических моделей структурно-неоднородных сред является подход, основанный на использовании внутренних переменных. С помощью таких переменных описываются процессы деформирования, происходящие в структурных элементах материала (блоки, зерна, материал, заполняющий межблочное пространство, условия межблочного проскальзывания и др.).

Наличие внутренней структуры геоматериала предопределяет такие его фундаментальные свойства, как блочность, анизотропию, внутреннее трение, дилатансию. В этот же ряд можно, по-видимому, поставить и способность аккумулировать упругую энергию в виде внутренних самоуравновешенных напряжений. При определённых условиях эта энергия может быть высвобождена, и, таким образом, отдельные области могут выступать в качестве стоков и источников энергии.

В работе [Ставрогин, Ширкес, 1986] описан эффект последействия. Образцы горной породы цилиндрической формы подвергались осевому сжатию с одновременным наложением высокого гидростатического давления. После того как величина осевой необратимой деформации достигала определенного уровня (иногда 25%), осуществлялась полная разгрузка. Было установлено, что после разгрузки высота и диаметр образцов самопроизвольно увеличивались без какого-либо усилия извне, а будучи помещёнными в динамометр без зазоров, они развивали определённые усилия как в осевом, так и в боковом направлениях. Ясно, что образец совершает при этом определённую работу, причем последняя совершается за счет внутренних ресурсов образца, которые он приобрёл ранее.

В статье [Лавриков, Ревуженко, 1991] предложен физический образец, моделирующий указанное свойство. Он представлял собой пучок шероховатых стержней, стянутый упругой нитью. Если этот образец сжать в боковом направлении и затем снять нагрузку, то он приобретёт расплющенную форму. При этом все внешние нагрузки будут отсутствовать, а внутренняя энергия будет запасена в энергии растянутой нити, и будет компенсироваться трением между стержнями. Незначительного толчка оказывается достаточно, чтобы образец скачком вернулся в положение, близкое к исходному. Ясно, что при этом происходит динамическое высвобождение накопленной ранее упругой энергии. Проведена серия экспериментов на одноосное сжатие описанного образца для различных вариантов выбора формы



Рис. 1. Типичная диаграмма «силаперемещение» при нагружении модельного образца горной породы стержней и свойств упругой обвязки. Типичная диаграмма нагружения приведена на рис. 1. Видно, что процесс нагружения сопровождается «срывами» диаграммы, которые происходят в момент переупаковки стержней, а ниспадающие участки диаграммы означают высвобождение накопленной упругой энергии. Даны теоретические оценки величины запасаемой энергии, которая может составлять до 30% от всей энергии, затраченной на деформирование образца.

В монографии [Ревуженко, 2000] сформулирована общая концепция горного массива как активной среды с внутренними источниками и стоками энергии, и даны принципы построения математических моделей с внутренними переменными для горной породы, обладающей внутренней структурой. Настоящая работа посвящена численному моделированию процессов деформирования горного массива вблизи полостей на основе подхода, предложенного в рамках концепции горного массива как среды с внутренними источниками и стоками энергии.

1. Математическая модель

Описанный в работе [Ревуженко, 2000] подход, по существу, представляет собой принцип построения двухмасштабной иерархической модели горной породы. Вводятся понятия микро- и макромасштабного уровней. На микроуровне структура среды моделируется относительно жёстким скелетом, представляющим собой эффективную упаковку блоков (зёрен), и цементирующим материалом, который заполняет межблочное пространство (рис. 2). На границах между блоками скелета предусматривается возможность проскальзывания, причем по двум различным семействам контактов допускаются независимые проскальзывания. Вводится исходное разрывное поле скоростей, и проводится операция осреднения. На этой основе определяются непрерывные поля микро- и макродеформаций. Для микронапряжений вводится «энергетическое» определение, позволяющее описать напряжённое состояние тела в целом. Такое определение приводит к необходимости описать микронапряжения для различных площадок независимо. В свою очередь макронапряжения определяются обычным «силовым» способом и связываются с введёнными микронапряжениями через условия совместности.



Рис. 2. Структурные элементы горной породы

В целом, на макромасштабном уровне модель представляет собой континуальную систему уравнений с внутренними переменными. Последние связывают микро- и макропараметры модели и трансформируют на макроуровень неоднородные микросвойства.

В соответствии с [Ревуженко, 2000] введём поля микронапряжений и микродеформаций. Не конкретизируя пока свойства структурных элементов, определяющие соотношения на микроуровне запишем в следующем матричном виде

$$\varepsilon^{t} = T^{t} \cdot t , \ \varepsilon^{\tau} = T^{\tau} \cdot \tau , \ \varepsilon^{p} = P \cdot p , \ \varepsilon^{R} = R \cdot t .$$
(1.1)

Здесь введены следующие матричные обозначения: $\varepsilon' = (\varepsilon_{11}^t \varepsilon_{22}^t \varepsilon_{12}^t)^l$, $\varepsilon^r = (\varepsilon_{11}^r \varepsilon_{22}^t \varepsilon_{12}^r)^l -$ компоненты тензоров микродеформаций, а $t = (t_{11} t_{22} t_{12})^l$, $\tau = (\tau_{11} \tau_{22} \tau_{12})^l -$ соответствующие им компоненты тензоров микронапряжений блоков (зёрен) скелета в различных системах координат (см. рис. 2); $\varepsilon^p = (\varepsilon_{11}^p \varepsilon_{22}^p \varepsilon_{12}^p)^l$, $p = (p_{11} p_{22} p_{12})^l -$ компоненты тензоров соответственно микродеформаций и микронапряжений порового материала (связующего); $\varepsilon^R = (\varepsilon_{11}^R \varepsilon_{22}^R (\varepsilon_{12}^R + \varepsilon_{21}^R)/2)^l -$ компоненты тензора соответственно микродеформаций и микронапряжений порового материала (связующего); $\varepsilon^R = (\varepsilon_{11}^R \varepsilon_{22}^R (\varepsilon_{12}^R + \varepsilon_{21}^R)/2)^l -$ компоненты тензора микродеформаций межблочных контактов (в общем случае предполагается, что $\varepsilon_{12}^R \neq \varepsilon_{21}^R$); величины T', T^r , P, R представляют собой квадратные матрицы третьего порядка и отвечают за конкретные свойства блоков (по различным направлениям), порового материала и межблочного взаимодействия соответственно; верхний индекс «I» означает транспонирование матрицы (здесь рассматриваются матрицы-столбцы). Показано [Ревуженко, 2000], что введённые величины должны подчиняться определённым условиям совместности. Последние после введения осреднённых макродеформаций $\varepsilon^* = (\varepsilon_{11} \varepsilon_{22} \varepsilon_{12})^l$ и макронапряжений $\sigma^* = (\sigma_{11} \sigma_{22} \sigma_{12})^l$

$$\sigma^* = t + 2m \cdot p = t + 2(1 - m) \cdot \tau,$$

$$\varepsilon^* = \varepsilon^t + \varepsilon^R = (1 - m) \cdot \varepsilon^\tau + m \cdot \varepsilon^p,$$
(1.2)

где 0 < m < 1 – безразмерный параметр просветности [Ревуженко, 2000].

Конкретизируем теперь определяющие свойства структурных элементов. Примем, что скелет структуры представляет собой упаковку линейно упругих блоков. Примем далее, что поровое пространство заполнено также линейно упругим связующим материалом, но с другими прочностными характеристиками. В этом случае матрицы $T' = T^r$, P однозначно определяются из закона Гука

$$\varepsilon_{11}^{t} = \frac{1 - v^{t}}{2\mu^{t}} t_{11} - \frac{v^{t}}{2\mu^{t}} t_{22}, \quad \varepsilon_{22}^{t} = \frac{1 - v^{t}}{2\mu^{t}} t_{22} - \frac{v^{t}}{2\mu^{t}} t_{11}, \quad \varepsilon_{12}^{t} = \frac{1}{2\mu^{t}} t_{12},$$

$$\varepsilon_{11}^{p} = \frac{1 - v^{p}}{2\mu^{p}} p_{11} - \frac{v^{p}}{2\mu^{p}} p_{22}, \quad \varepsilon_{22}^{p} = \frac{1 - v^{p}}{2\mu^{p}} p_{22} - \frac{v^{p}}{2\mu^{p}} p_{11}, \quad \varepsilon_{12}^{p} = \frac{1}{2\mu^{p}} p_{12},$$
(1.3)

где v^t, µ^t, v^p, µ^p – упругие коэффициенты Пуассона и модуль сдвига для блоков и порового материала соответственно. Условия межблочного скольжения зададим в виде

где G_1^s , G_2^s – заданные модули контактного проскальзывания вдоль каждого из семейств контактов. Первое условие (1.4) означает отсутствие дилатансии (её учёт принципиальных трудностей не вызывает). Следующие два условия (1.4) характеризуют сдвиги между блоками как условия пластического скольжения. Зададим эти условия в виде кусочно-линейной диаграммы (рис. 3), тогда модули G_1^s, G_2^s однозначно определяются заданными константами $\gamma_i^*, \gamma_i^{**}, \tau_i^{\max}, \tau_i^{res}, i = 1, 2$ – номер семейства контактов, по следующему правилу: $G_i^s = G^e$ если $0 \le \gamma_i < \gamma_i^*; G_i^s = -G^p$ если $\gamma_i^* \le \gamma_i < \gamma_i^{**}; u$, наконец, $G_i^s = 0$ если $\gamma_i^{**} \le \gamma_i$ (см. рис. 3). Из условия (1.4) следует однозначное определение матрицы $R = (r_{ij})$: отличной от нуля остаётся толь- $G_1^s + G_2^s$

ко компонента $r_{33} = \frac{G_1^{s_1} + G_1^{s_2}}{2G_1^{s_1}G_2^{s_2}}$





Введённые описания означают, что коэффициенты, связывающие микронапряжения и микродеформации, не являются постоянными. Модули контактного взаимодействия блоков G_1^s , G_2^s являются функциями напряжённого состояния и в процессе деформирования могут меняться. Иными словами, свойства среды на микроуровне, а, следовательно, и макросвойства в целом – являются нелинейными. Проведём линеаризацию и запишем все уравнения в приращениях. Заданные свойства среды на микроуровне (1.3)–(1.4) и условия совместности и связи микрои макроуровней (1.2) позволяют исключить дополнительные внутренние микропеременные и сформулировать определяющие уравнения в системе координат эффективной упаковки блоков $Ox_1^*x_2^*$ (см. рис. 2), для приращений макродеформаций $\Delta \varepsilon^*$ и макронапряжений $\Delta \sigma^*$

$$\Delta \varepsilon^* = \left[(T+R)^{-1} + 2 \cdot (T+P)^{-1} \right]^{-1} \cdot \Delta \sigma^*, \qquad (1.5)$$

где через *T* обозначена матрица $T = T^t = T^r$. Параметр просветности *m* при сделанных выше предположениях автоматически сокращается. Он будет играть существенную роль, когда свойства блоков будут заданы независимо по различным направлениям ($T^t \neq T^r$).

Блочная структура в пределах элементарного объёма рассматривается в эффективной регулярной упаковке. Это означает, что определяющие соотношения (1.5) имеют такой вид только в системе координат $Ox_1^*x_2^*$ (см. рис. 2). Для формулировки уравнений модели в произвольной системе соотношения (1.5) необходимо пере-

проектировать в систему координат, повёрнутую относительно исходной на произвольный угол α (система Ox_1x_2). Иными словами, определяющие соотношения (1.5) описывают анизотропную среду. В реальном горном массиве описанной анизотропии может соответствовать естественное напластование слоёв массива. В дальнейшем угол α будем считать постоянным и известным из априорных оценок. Соотношения (1.5) после поворота на угол α окончательно примут вид

$$\Delta \varepsilon = W \cdot \left[\left(T + R \right)^{-1} + 2 \cdot \left(T + P \right)^{-1} \right]^{-1} \cdot W^{-1} \cdot \Delta \sigma, \qquad (1.6)$$

где тензор $W = W(\alpha)$ отвечает за поворот системы координат.

Используя классические линейные соотношения для связи деформаций и смещений (в приращениях)

$$\Delta \varepsilon_{11} = \frac{\partial \Delta u_1}{\partial x_1}, \quad \Delta \varepsilon_{22} = \frac{\partial \Delta u_2}{\partial x_2}, \quad 2\Delta \varepsilon_{12} = \frac{\partial \Delta u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial \Delta u_2}{\partial x_1}, \quad (1.7)$$

и замыкая полученную систему уравнениями равновесия (в приращениях)

$$\frac{\partial \Delta \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \Delta \sigma_{12}}{\partial x_2} + \Delta X_1 = 0, \quad \frac{\partial \Delta \sigma_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \Delta \sigma_{22}}{\partial x_2} + \Delta X_2 = 0, \quad (1.8)$$

получаем замкнутую модель (1.6)–(1.8), состоящую из 8 уравнений на 8 неизвестных $\Delta\sigma_{11}$, $\Delta\sigma_{22}$, $\Delta\sigma_{12}$, $\Delta\varepsilon_{11}$, $\Delta\varepsilon_{22}$, $\Delta\varepsilon_{12}$, Δu_1 , Δu_2 , которая используется для расчета одного шага нагружения массива на макромасштабном уровне. В свою очередь, соотношения (1.1)–(1.2), переписанные в приращениях, позволяют рассчитать напряжённо-деформированное состояние структурных элементов (блоков, порового материала и межблочного проскальзывания). Полное напряжённо-деформированное состояние состояние в виде итерационного процесса

$$\sigma_{ij}^{k+1} = \sigma_{ij}^k + \Delta \sigma_{ij}^k, \quad \varepsilon_{ij}^{k+1} = \varepsilon_{ij}^k + \Delta \varepsilon_{ij}^k, \quad u_i^{k+1} = u_i^k + \Delta u_i^k, \quad (1.9)$$

где *k* – номер итерации, $\Delta \sigma_{ij}^{k}$, $\Delta \varepsilon_{ij}^{k}$, Δu_{i}^{k} – приращения *k*-ой итерации, полученные как решение задачи на основе модели (1.6)–(1.8).

2. Постановка задачи

На основе описанной модели разработаны конечно-элементный алгоритм и компьютерная программа, позволяющие численно исследовать плоское напряжённодеформированное состояние разупрочняющегося массива горных пород в окрестности выработки в квазистатической постановке. Рассмотрим задачу, где в качестве расчётной выберем область $r \leq R$, окружающую горизонтальную протяжённую выработку арочного поперечного сечения (рис. 4). В задаче будем явно учитывать вес массива.

Постановка задачи на основе модели (1.6)–(1.8) наряду с краевыми условиями требует задания начального состояния среды. В качестве начального состояния (нулевая итерация) примем

$$\sigma_{22}^{0} = -\gamma \cdot (H - x_{2}), \quad \sigma_{11}^{0} = \xi \cdot \sigma_{22}^{0}, \quad \sigma_{12}^{0} = 0,$$

$$\varepsilon_{11}^{0} = \varepsilon_{22}^{0} = \varepsilon_{12}^{0} = 0, \quad u_{1}^{0} = u_{2}^{0} = 0,$$
(2.1)

где γ – удельный вес среды, H – глубина залегания выработки (расстояние от дневной поверхности до центра выработки), x_2 – ордината декартовой системы координат, ξ – коэффициент бокового распора. Таким образом, начальное напряжённое состояние (2.1) в массиве линейно зависит от веса вышележащих слоёв и с очевидностью удовлетворяет уравнениям равновесия (здесь и ниже массовые силы и их приращения равны $X_1 = 0, X_2 = -\gamma,$ $\Delta X_1 = \Delta X_2 = 0$).

Рассмотрим теперь краевые условия. На внешней границе расчётной области зададим нулевые приращения смещений



Рис. 4. Постановка краевой задачи

$$\Delta u_r|_{r=R} = 0, \quad \Delta u_\theta|_{r=R} = 0, \tag{2.2}$$

где Δu_r , Δu_{θ} – приращения смещений в полярной системе координат. Таким образом, предполагается, что на внешней границе области массив не деформируется. На внутренней границе примем

$$\Delta \sigma_n \big|_{\Gamma_0} = d > 0, \quad \Delta \tau_n \big|_{\Gamma_0} = 0, \tag{2.3}$$

где $\Delta \sigma_n$, $\Delta \tau_n$ – приращения соответственно нормального и касательного напряжений, Γ_0 – внутренняя граница расчётной области, d – параметр нагружения. Иными словами, предполагается, что начальное равновесное состояние (2.1) имеет место в ненарушенном массиве. При проходке выработки это состояние нарушается, и, таким образом, требуется определённый отпор для поддержания равновесия. Задание положительного значения параметра d означает уменьшение этого отпора, и влечёт соответствующее деформирование массива в ближней зоне. Таким образом, решение состоит в поиске нового равновесного состояния с меньшей величиной отпора на поверхности выработки.

Итак, модель (1.6)–(1.8) с начальным состоянием (2.1), краевыми условиями (2.2), (2.3) позволяет на основе итерационного процесса (1.9) численно построить решение рассмотренной задачи. Опыт решения задач с учётом разупрочнения [Лавриков, Микенина, Ревуженко, Шемякин, 2008] показывает, что напряжённое состояние существенно зависит от соотношения величины разупрочнения и упругих параметров. Анализ модели (1.6)–(1.8) позволяет ещё до решения задачи сделать вывод о том, будет ли деформирование протекать устойчиво или же в среде в процессе нагружения будет происходить динамическое неконтролируемое высвобождение накопленной упругой энергии. При несимметричном функционировании двух семейств линий скольжения при выходе одного из контактов (с номером i) на разупрочнение устойчивое деформирование обеспечивается выполнением условия

$$G_i^p < \frac{\mu^t \cdot G_j^e}{\mu^t + G_j^e}, \ i, j = 1, 2,$$
причём $i \neq j.$ (2.4)

Если же функционирование площадок симметричное, то условие устойчивости будет

$$\frac{G_1^p G_2^p}{G_1^p + G_2^p} < \mu^t.$$
(2.5)

Таким образом, ниспадающая ветвь диаграммы имеет некоторое критическое значение наклона, зависящее от упругих свойств среды. Превышение критического значения означает, что устойчивость нарушается, и в среде будет происходить динамическое высвобождение накопленной упругой энергии.

3. Результаты расчётов

Рассмотрим конкретные примеры расчётов. Сначала выберем следующие параметры задачи

$$R/b = 3.5; \ a/b = 1; \ H/b = 500; \ \gamma = 2.5 \text{ rp./ky6.cm}; \ \xi = 0.42;$$

$$\mu^{t} = 2000 \text{ MIIa}; \ \nu^{t} = 0.2; \ \mu^{p} = 200 \text{ MIIa}; \ \nu^{p} = 0.3;$$

$$\gamma_{1}^{*} = \gamma_{2}^{*} = 0.001; \ \gamma_{1}^{**} = \gamma_{2}^{**} = 0.05;$$

$$\tau_{1}^{\max} = \tau_{2}^{\max} = 50 \text{ MIIa}; \ \tau_{1}^{res} = \tau_{2}^{res} = 20 \text{ MIIa}.$$

(3.1)

В этом случае задано симметричное функционирование площадок скольжения, и условие (2.5) выполняется, то есть деформирование будет протекать устойчиво. Наряду с параметрами (3.1) необходимо ещё определить угол анизотропии α . Рассмотрим примеры расчёта для значений $\alpha = 0$ и $\alpha = 45^{\circ}$. В определённом смысле эти две ситуации являются противоположными, так как в силу симметричного функционирования площадок скольжения ситуации $\alpha = 0$ и $\alpha = 90^{\circ}$ идентичны. Результаты расчётов показаны на рисунках 5 и 6 соответственно. Здесь и ниже нераскрашенные зоны соответствуют упрочнению материала (восходящий участок диаграммы



Рис. 5. Картина устойчивого деформирования при $\alpha = 0$

Рис. 6. Картина устойчивого деформирования при α = 45°
(см. рис. 3)), серым цветом отмечены области разупрочнения, чёрным цветом – области остаточной прочности. Видно, что в обоих примерах зоны разупрочнения и остаточной прочности развиваются последовательно одна за другой от поверхности выработки. Зарождение зон происходит в концентраторах напряжений, связанных с геометрией выработки и направлениями анизотропии. При удалении от поверхности выработки вглубь массива зоны разупрочнения и остаточной прочности ориентируются в направлениях слоистой анизотропии массива.

Приведём ещё один пример расчёта. Выберем снова параметры (3.1) и изменим в них следующие величины $\gamma_1^{**} = \gamma_2^{**} = 0,0015, \tau_1^{res} = \tau_2^{res} = 0$ МПа. Угол анизотропии среды положим равным α = 15°. Нетрудно подсчитать, что теперь условие устойчивости (2.5) не выполняется, и, как следствие, численное решение остаётся устойчивым только до определённого момента, то есть пока диаграмма межблочного взаимолействия в какой-либо точке не достигнет своего пика и не выйдет на стадию разупрочнения. С физической точки зрения в этот момент в массиве должно происходить динамическое неконтролируемое краевыми условиями высвобождение накопленной упругой энергии. Однако в линейной по приращениям схеме расчёта учёт такой ситуации явно не предусмотрен, и дальнейшие расчёты приводят к численным парадоксам. В работе [Лавриков, Микенина, Ревуженко, Шемякин, 2008] рассмотрен искусственный алгоритмический приём, который позволяет избежать численных парадоксов, а именно, при пошаговом нагружении осуществить моделирование с запредельным модулем разупрочнения, то есть построить решение динамической задачи в квазистатической постановке. Он заключается в задании отрицательного параметра нагружения в случае, если в массиве наблюдаются динамические скачки. С физической точки зрения это означает искусственное «придерживание» динамического скачка и «стравливание» его путём квазистатического сдвижения блоков вдоль контакта.

Расчёты, проведенные с помощью указанного приёма, приводят к картине деформирования, показанной на рис. 7. Видно, что здесь области разупрочнения (серый цвет) не присутствуют. Образуясь, они скачком превращаются в области потери сдвиговой прочности (чёрный цвет), последние же развиваются от поверхности выработки вглубь массива в направлениях слоистой анизотропии среды. На рис. 8



Рис. 7. Картина неустойчивого деформирования при α = 15°



Рис. 8. Изолинии максимального касательного напряжения

показаны изолинии величины $\tau_0 = 0.5\sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + 4\sigma_{12}^2}$ для стадии деформирования, изображённой на рис. 7 (здесь минимальное значение τ_0 соответствует линии в верхней части расчётной области, максимальное – в нижней части, то есть увеличение τ_0 происходит по мере увеличения веса вышележащих слоёв массива).

Выводы

 Концепция горной породы как среды с внутренними источниками и стоками энергии позволяет строить математические модели, описывающие широкий класс структурно-неоднородных геоматериалов: твёрдые скальные горные породы, трещиноватые породы, гранулированные среды, сыпучие и порошковые материалы, сухие и водонасыщенные грунты и др.

2. Рассмотренная модель разупрочняющего горного массива адекватно описывает процесс накопления и высвобождения упругой энергии. В зависимости от соотношения параметров разупрочнения и упругих модулей высвобождение энергии может носить как устойчивый, так и неустойчивый характер. В последнем случае в массиве происходят неконтролируемые краевыми условиями динамические скачки разупрочнения.

 Построено численное решение задачи о деформировании разупрочняющего горного массива вблизи горизонтальной протяжённой выработки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 08-05-00543 и 10-05-91002-АНФ), и СО РАН (интеграционный проект № 69).

Литература

Кадашевич Ю.И., Новожилов В.В. Теория пластичности, учитывающая остаточные микронапряжения // ПММ. 1958. т. XXII.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003.

Лавриков С.В., Микенина О.А., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Концепция неархимедового многомасштабного пространства и модели пластических сред со структурой // Физическая мезомеханика. т. 11. № 3. 2008, с. 45–60.

Лавриков С.В., Ревуженко А.Ф. Об одной экспериментальной модели горной породы // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 4. 1991.

Линьков А.М. О механике блочного массива горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 4. 1979.

Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика – новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твёрдого тела // Физическая мезомеханика. т. б. № 4. 2003, с. 9–36.

Ревуженко А.Ф. Механика упругопластических сред и нестандартный анализ. – Новосибирск: изд-во Новосибирского университета, 2000.

Сибиряков Б.П., Подбережный М.Ю. Неустойчивость структурированных сред и некоторые сценарии развития катастроф // Геология и геофизика. Т. 47. № 5. 2006, с. 648–654.

Ставрогин А.Н., Ширкес О.А. Явление последействия в горных породах, вызванное предшествующей необратимой деформацией // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. № 4. 1986.

Kolymbas D. Tunnelling and Tunnel Mechanics. A Rational Approach to Tunnelling // Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2005, p. 437.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ СКЛОНА В УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ СЛАБЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

В.К. Марков, Д.В. Марков, Л.М. Перник

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Представлены результаты лабораторных экспериментов по исследованию устойчивости склона при слабых воздействиях. Модель склона выполнялась из слегка (0,05% по массе) увлажненного глицерином кварцевого песка. Импульсное воздействие осуществлялось слабыми ударами стальных шариков массой от 2 до 22 г по основанию контейнера, где размещалась модель склона. Измеренная скорость смещения грунта поверхности склона не превышала $5 \cdot 10^{-5}$ м/с, а ускорение 0,2 м/с². Опыты проводились при трех значениях угла склона 54°, 57°, 59°, близких к критическому углу (62°). Измеренные величины ускорений значительно ниже критических значений, рассчитанных по методу Ньюмарка (~1,2 м/с²), что демонстрирует возможность накопления деформаций даже при весьма слабых динамических воздействиях.

Введение

В настоящее время наиболее распространенным методом оценки потенциальной опасности возникновения лавин и оползней, инициированных сейсмическим воздействием землетрясений, является метод Ньюмарка. Согласно [Newmark, 1965] обрушение массы грунта, расположенного на склоне, происходит после достижения некоторой критической величины деформации, которая зависит от амплитуды и длительности сейсмических колебаний. При этом считается, что эффект носит пороговый характер – если ускорение, вызванное сейсмическим воздействием, не превышает некоторой критической величины, рассчитанной исходя из условий квазистатического равновесия, то никаких деформаций склона не наблюдается.

В развитие этих представлений в предлагаемой работе была поставлена задача исследовать в условиях лабораторного эксперимента продолжительное влияние слабых возмущений на устойчивость склона.

Описание установки

Для решения поставленной задачи была создана специальная лабораторная установка, состоящая из двух частей: контейнера для образца и источника возмущений. Принципиальная схема установки приведена на рис. 1. Контейнер представляет собой емкость размером 650×160×410 мм. Основание и задняя стенка контейнера изготовлены из дюралевой пластины толщиной 20 мм. Массивные металлические стенки контейнера предназначены для обеспечения эффективной передачи создаваемого в них возмущения в исследуемый образец. Для визуального наблюдения за деформацией образца в процессе эксперимента боковые стенки контейнера изготовлены из стекла. Толщина боковых стенок составляет 20 мм, расстояние между ними равно 160 мм.



Источником импульсных возмущений служило специальное устройство, представляющее собой диск, закрепленный на горизонтальной оси, на котором на расстоянии 80 мм от центра установлены две свободно вращающиеся оси. На эти оси на стальных спицах длиной 330 мм подвешиваются сменные ударники. Ударники представляли собой каленые шарики из стали ШХ15. В проведенном исследовании применялись ударники массой от 2 до 23 грамм. Диск через систему шестеренок приводится в движение синхронным двигателем СД-54. При вращении



Рис. 2. Фото установки

диска ударники на спицах поочередно поднимаются в верхнее положение и из этой позиции свободно падают вниз, нанося удары по закрепленной на контейнере стальной пластине. В результате освобожденная потенциальная энергия каждого удара составляет W = 2mgl, где m – масса ударника, а l – длина спицы, на которой подвешен ударник. В примененной конструкции частота ударов составляла 1 удар в секунду.

Фотография установки показана на рис. 2. В установке предусмотрена возможность создания различных возмущений как по амплитуде, так и по положению источника по отношению к исследуемому объекту. Изменение амплитуды возмущения достигается путем применения различных ударников. Изменение положения источника по отношению к объекту исследования достигается изменением места нанесения удара.

В примененном устройстве предусмотрена регистрация времени действия ударника и автоматическая остановка воздействий при обрушении склона.

Методика эксперимента

Модель склона создавалась внутри контейнера из слегка увлажненного глицерином кварцевого песка (0,05% по массе). Измеренное сцепление такого песка составляет 65 Па. Песок засыпался горизонтальными слоями толщиной 1 см и уплотнялся специальной трамбовкой, обеспечивающей давление на песок примерно 3000 Па. Такая процедура подготовки обеспечивает необходимую воспроизводимость условий экспериментов.

Подготовленная таким образом модель склона в конфигурации, показанной на рис. 1, исследовалась с целью определения критического угла склона. Для этого тыльная часть контейнера с песком медленно поднималась с помощью домкрата до момента обрушения склона. Определенное таким способом значение критического угла составило 62°.

Для проведения исследований были выбраны близкие к критическому значения углов склона 54°, 57° и 59°. Склон при этих углах получался вполне устойчивым, что позволяло достаточно длительное время подвергать его воздействию слабых возмущений и наблюдать постепенное накопление деформаций, которое завершалось обрушением склона.

Для оценки уровня возмущений внутри склона при различных внешних воздействиях было проведено качественное изучение волновой картины непосредственно в массе песка, формировавшего склон. Для этой цели в модели склона в среднем сечении в двух точках, отстоявших от склона на 80 мм, а от дна контейнера на 80 и 160 мм были установлены акселерометры Bruel&Kjaer, type 4370. С помощью этих акселерометров фиксировались как горизонтальные, так и вертикальные составляющие сигналов в указанных точках. Запись сигналов акселерометров осуществлялась с помощью осциллографа «Tektronix» TDS 2014.

Проведенные методические исследования показали, что с увеличением массы ударника в пределах от 2 до 23 грамм амплитуда массовой скорости возрастает всего в четыре раза от $1 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-5}$ м/с. Ускорения, зафиксированные при проведении опытов, не превышали величины 0,2 м/с².

Несмотря на то, что полученные значения массовой скорости создаваемых возмущений относительно малы, этого оказалось достаточно, чтобы после определенного времени воздействия происходило обрушение склона.

Результаты экспериментов

При трех выбранных значениях угла склона 54°, 57°, 59° были проведены эксперименты по накоплению необратимых деформаций под влиянием малых возмущений. Эксперименты проводились при четырех амплитудах массовой скорости: 16,4; 26,4; 31,9 и 39,6 мкм/с, создаваемых ударниками: 3,0; 7,7; 12,95 и 22,4 грамм, соответственно. Накопление деформаций под действием создаваемых возмущений продолжалось до обрушения склона.

Зависимость времени, прошедшего с начала воздействия до обрушения склона, от амплитуды массовой скорости показана на рис. 3. Из приведенных данных видно, что уменьшение угла склона и амплитуды массовой скорости действующих возмущений приводит к увеличению времени накопления остаточных деформаций до критического уровня, при котором происходит обрушение склона.



Рис. 3. Зависимость времени накопления деформаций от начала воздействия до обрушения склона от массовой скорости движения грунта. Углы склона: 1 – 54°; 2 – 57°; 3 – 59°

В процессе воздействия на столовой поверхности склона образуются трещины, которые постепенно расширяются, и по одной из них происходит скольжение части склона. Обычно такая трещина находилась на расстоянии 1,5÷2,0 см от края столовой поверхности. Для мониторинга распределения деформаций в процессе накопления возмущений на столовой поверхности склона были установлены реперы на расстояниях, составлявших 7, 14, 21, 42, 63, 70, 77 и 84 процентов от длины столовой поверхности, от задней стенки контейнера (при длине столовой поверхности 140 мм). Результаты наблюдений за перемещениями реперов при воздействии на склон ударником массой 7,7 грамм, в зависимости от времени воздействия, показаны на рис. 4. Из приведенных данных видно, что накопление остаточных деформаций имеет место во всех точках наблюдения, причем по мере приближения выбранных точек к склону скорость накопления остаточных деформаций увеличивается. Зависимость скорости накопления деформаций от удаления от края склона (в процентах от величины столовой поверхности) приведена на рис. 5. Приведенная зависимость носит экспоненциальный характер и выражается формулой $\frac{dl}{dt} = 0.25 \cdot e^{-0.024\delta}$ мм/мин, где *l* мм – линейная деформация в среде, *t* мин – время, а $\delta\%$ –расстояние от края склона, выраженное в процентах от величины столовой поверхности.



Рис. 4. Зависимость распределения деформаций на столовой поверхности от времени воздействия на склон.

Расстояние репера от склона в процентах от длины столовой поверхности: 1 – 16%; 2 – 30%; 3 – 58%; 4 – 86%; 5 – обрушение склона



Рис. 5. Зависимость скорости накопления деформаций на столовой поверхности от расстояния до склона

Следует подчеркнуть, что измеренные величины ускорений, с которыми двигается грунт, значительно ниже критических значений, рассчитанных по методу Ньюмарка [Ingles et al., 2006] (~1,2 м/с²), что демонстрирует возможность накопления деформаций даже при весьма слабых избыточных динамических воздействиях на фоне существующего поля напряжений.

Заключение

 Создана и проверена в работе лабораторная установка для исследования влияния накопления малых возмущений на устойчивость склонов, оползней и других объектов, находящихся в поле напряжений в состоянии, близком к критическому.

2. Установлена зависимость времени накопления малых деформаций до потери устойчивости склонов для трех (54°, 57° и 59°) углов наклона от амплитуды массовой скорости возмущений в пределах от 16 до 40 мкм/с.

3. Получена зависимость скорости накопления остаточных деформаций от расстояния до склона в материале исследуемого объекта.

4. Показана возможность накопления малых деформаций при длительном воздействии возмущений, амплитуда которых значительно ниже теоретических оценок.

Литература

Ingles J., Darrozes J., Soula J-C. Effects of the vertical component of ground shaking on earthquake-induced landslide displacements using generalized Newmark analysis // Engineering Geology 86 (2006). P. 134–147.

Newmark N.M. Effects of earthquakes on dams and embankments // Geothechnique 15 (2), 1965, p. 139–159.

ЧИСЛЕННОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОСРЕДЫ НА СТАДИИ ПОДГОТОВКИ КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ

П.В. Макаров^{1,2}, Е.П. Евтушенко¹, И.Ю. Смолин^{1,2}

¹Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск ²Томский государственный университет, г. Томск

Численно изучены процессы формирования трещин как сверхбыстрого катастрофического этапа эволюции геосреды в поле сил тяжести. Показано, что вблизи момента обострения крупномасштабной структуры локализованных повреждений процессы накопления повреждений в соседних структурах замирают. Подготовка очага землетрясения как процесса обострения диссипативной структуры локализованных повреждений связывается с инициированием деформационных фронтов, которые и формируют очаг.

Введение. Самоорганизованная критичность деформируемых систем

В последние годы стало понятно, что сейсмический процесс, как и любое разрушение всех твердых тел, пластичных и хрупких, является результатом эволюции многомасштабной иерархически организованной нелинейной динамической системы, которыми являются все нагружаемые твердые тела.

Было также выяснено, что твердые тела и геосреды, как нелинейные динамические системы, обладают свойством самоорганизованной критичности, что означает следующее: 1) в таких системах в процессе их эволюции устанавливаются длинно-корреляционные многомасштабные взаимодействия, то есть в них нельзя выделить статистически независимые мезомасштабы; 2) подобные нелинейные системы являются системами с медленной динамикой; 3) эти системы сами по себе в силу многомасштабной скоррелированности эволюционного процесса стремятся к критическому состоянию. Последнее означает, что в нагружаемом материале процесс разрушения обязательно выйдет на максимально возможный для данной среды масштаб.

Понятно, что анализировать динамику подобных систем необходимо на основе моделей, учитывающих фундаментальные свойства эволюции нелинейных динамических систем. В ИФПМ СО РАН разрабатывается вариант такой модели – математическая эволюция нагружаемых твердых тел и сред [Макаров, 2008]. Показано, что в основе математической теории эволюции всех твердых тел и сред, в том числе и геосред, лежат уравнения механики деформируемого твердого тела. Для моделирования эволюционного процесса многомасштабной среды необходимо сформулировать задачу как эволюционную, ввести в рассмотрение положительные и отрицательные обратные связи, а также распределенные по объему источники, способные генерировать и перераспределять в нелинейной системе параметры (в случае нагружаемых твердых тел и сред это источники, генерирующие в них неупругие деформации и повреждения). Только при этих условиях нелинейная система способна к самоорганизации. Все эти аспекты обсуждены в работах [Курдюмов и др., 2006; Макаров, 2008; 2007; Малинецкий, Курдюмов, 2007].

Полная система уравнений при лагранжевом подходе к описанию движения сплошной среды включает: уравнения, выражающие законы сохранения массы, импульса и энергии

$$\rho V = \rho_0 V_0, \ \rho \dot{v}_i = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x^j} + \rho F_i, \ \rho \dot{E} = \sigma_{ij} \dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{\partial q_i}{\partial x^i}; \tag{1}$$

эволюционные определяющие уравнения первой группы

$$\dot{\sigma}_{ij}^{J} = \lambda (\dot{\theta}^{T} - \dot{\theta}^{P}) \delta_{ij} + 2\mu (\dot{\varepsilon}_{ij}^{T} - \dot{\varepsilon}_{ij}^{P}), \qquad (2)$$

эволюционные определяющие уравнения второй группы

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^{\rm p} = \left(s_{ij} + \frac{2}{3}\Lambda\left(Y - \frac{\alpha}{3}J_1\right)\delta_{ij}\right)\dot{\lambda}, \ \dot{\theta}^{\rm P} = 3\Lambda\dot{\varepsilon}_{eff}^{\rm P}.$$
(3)

Здесь ρ_0 , ρ – начальное и текущее значение плотности материала; V_0 , V – начальное и текущее значение объёма некоторой частицы материала; x^i – координаты в

декартовой системе координат наблюдателя; v_i – компоненты вектора скорости перемещений; σ_{ij} – компоненты тензора напряжений; F_i – компоненты вектора массовых сил; $\dot{\varepsilon}_{ij}^T = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x^j} + \frac{\partial v_j}{\partial x^i} \right)$ – компоненты тензора скорости деформации; E – внутренняя энергия единицы начального объёма; q_i – компоненты вектора теплового потока; δ_{ij} – символ Кронекера; λ и μ – коэффициенты Лямэ; точка над символом означает материальную производную по времени; J_1, J_2 – инварианты тензора напряжений; Y – сдвиговая прочность; Λ – коэффициент дилатансии. Используется разложение полной скорости деформации на упругую и неупругую составляющие $\dot{\varepsilon}_{ij}^T = \dot{\varepsilon}_{ij}^E + \dot{\varepsilon}_{ij}^P$. Для учета независимости от жесткого вращательного движения производной Яуманна $\dot{\sigma}_{ij}^J = \dot{\sigma}_{ij} + \sigma_{ik} \dot{\omega}_{kj} - \sigma_{kj} \dot{\omega}_{ik}$, где $\dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x^j} - \frac{\partial v_j}{\partial x^i} \right)$ – компоненты тензора скорости вращения (вихря). Использованы также следующие обозначения

$$\dot{\theta}^{T} = \dot{\varepsilon}_{ii}^{T}, \ \dot{\theta}^{P} = \dot{\varepsilon}_{ii}^{P}, \ \dot{\varepsilon}_{eff}^{P} = \sqrt{\frac{2}{3}} \dot{\varepsilon}_{ij}^{P} \dot{\varepsilon}_{ij}^{P}, \ \dot{\varepsilon}_{ij}^{P} = \dot{\varepsilon}_{ij}^{P} - \frac{1}{3} \dot{\theta}^{P} \delta_{ij}, \ s_{ij} = \sigma_{ij} + P \delta_{ij}, \ -P = \frac{1}{3} \sigma_{ii}$$

Для описания пластических деформаций применяется модифицированная модель В.Н. Николаевского [Макаров и др., 2009; 2007], то есть предельная поверхность имеет вид

$$-\alpha P + J_2^{1/2} = Y,$$
 (4)

где α – коэффициент внутреннего трения. Изменения прочностных параметров модели описываются следующими уравнениями [Макаров и др., 2008]:

$$Y = Y_0 (1 + A(e) - D_e(e))(1 - D(\sigma) , A(e) = 2h \frac{e}{e^*}, D_e(e) = 2h \left(\frac{e}{e^*}\right)^2 = A(e) \frac{e}{e^*},$$
$$D(\sigma) = \int \frac{(\sigma - \sigma_0)^2}{(\sigma)^* t^*} dt \text{ для } \sigma > \sigma_0$$
(5)

Здесь *h* – параметр модели, отвечающий за упрочнение, $e = 2I_2^{p 1/2} = 3\varepsilon_{eff}^{P}$ – накопленная неупругая деформация (параметр Одквиста), e^* – критическая деформация, после достижения которой преобладает деградация материала, σ – эффективное напряжение, а σ_0 , σ^* , t^* – параметры модели, определяющие пороговое напряжение, начиная с которого начинают накапливаться повреждения, предельное напряжение и характерное время накопления повреждений соответственно, $D(\sigma)$ – поврежденность среды.

Таким образом, приведенная модель нагружаемой геосреды учитывает внутреннее трение, дилатансию, накопление повреждений и деградацию прочностных характеристик геосреды. В определяющих уравнениях реализованы положительные и отрицательные обратные связи, определяющие особенности эволюции нелинейных систем [Макаров, 2008; Макаров и др., 2009].

Целью настоящей работы является численное изучение особенностей формирования очага разрушения вблизи катастрофического события (обрушения кровли над выработанным пространством) на основе представленной эволюционной модели. Конкретно изучается рост магистральной трещины в горном массиве над выработкой в поле сил тяжести (рис. 1). Особенности постановки и решения этой прикладной задачи подробно обсуждены в работах [Макаров и др., 2009; 2008]. Скорость накопления средой повреждений задана достаточно высокой, так, что реология среды ближе к хрупкой; предваряющая макроскопическое разрушение неупругая деформация незначительна.



Рис. 1. Картина развития трещин в поле сил тяжести в горном массиве над выработанным пространством (чёрная горизонтальная линия). Оттенками серого показано среднее напряжение

Анализ полученных численных решений задачи о развитии разрушения в горном массиве над выработкой

Как нами было показано ранее [Макаров,2008; Макаров и др., 2007], обсуждаемая эволюционная модель описывает деформацию и разрушение как пластичных. так и хрупких сред, а численные решения уравнений (1)-(5) демонстрируют все характерные черты эволюции нелинейных динамических систем, включая локализацию неупругих деформаций и повреждений, образование диссипативных структур (например, иерархии блоков в геосредах), смены сценариев эволюции, наличие медленной квазистационарной фазы эволюции как этапа медленного накопления повреждений и сверхбыстрого катастрофического режима разрушения, когда повреждения копятся в автокаталитическом режиме [Курдюмов и др., 2006; Макаров, 2008]. В случае пластичных сред в нагружаемой среде формируется иерархия блоков, разделенных узкими областями локализованных неупругих деформаций, а в случае хрупких материалов в среде формируется типичное фрактальное дерево ветвящихся трещин [Макаров, 2007; Макаров и др., 2008], как показано на рис. 1. Забой движется вправо, догружая среду (картинки а, б, в на рис. 1). В среде активно развиваются две крупные магистральные трещины: система ветвящихся трещин в верхней части рисунка (отмечены кружками) и нижней (отмечена квадратами). Взрывному характеру, то есть обострению развития всех трещин (подрастанию) предшествуют сравнительно медленные квазистационарные этапы, как это можно видеть из рис. 2, на котором показана эволюция поврежденности D ($0 \le D \le 1$, $Y = Y_0(1 - D)$). Перед главным событием – катастрофическим обрушением кровли, связанным с развитием нижней магистральной трещины, процессы развития других ветвей приостановились (кривые 2–6 на рис. 2). Другие аналогичные расчеты показывают, что на любом масштабе разрушения вблизи катастрофического для данного масштаба события, остальные события замирают в зоне влияния формирующегося очага разрушения. Оценка размеров этой зоны влияния – одна из задач нашей дальнейшей работы.



Рис. 2. Эволюция во времени локальной функции поврежденности в разных местах нагруженной хрупкой геосреды вблизи растущей трещины после очередной ее догрузки за счет подвигания забоя (см. рис. 1)

Любая трещина любого масштаба формируется как результат накопления повреждений на меньших масштабах «микроскопических» по отношению к рассматриваемому. Этот процесс составляет суть концентрационного укрупнения трещин С.Н. Журкова с соавторами [Журков и др., 1980]. Полученные нами результаты численного моделирования очень хорошо коррелируют с экспериментальными данными этих авторов (рис. 3, б). На рис. 3, а представлены расчеты скорости неупругих деформаций как функции безразмерного времени t для области ветвящихся трещин, показанных на рис. 1. Три группы всплесков разрушения (подрастания магистральных трещин, о которых говорилось выше) на рис. 3, а соответствуют небольшой догрузке горного массива за счет подвигания забоя.

Эти и другие наши расчеты показали, что деформационная активность постоянно мигрирует по нагружаемой среде. Средняя скорость подвигания забоя в расчетах варьировалась от 2 до 10 м/сутки [Макаров и др., 2009; 2008], обрушение кровли (первая посадка) обычно происходит на 10–30 сутки и более. В представленных расчетах обрушение произошло на 28 сутки [Макаров и др., 2008]. Скорость накопления повреждений подбиралась по известным временам посадки (обрушений) кровли. Эти времена на многие порядки больше, чем времена пробега волн напряжений в горном массиве. В связи с этим весь процесс эволюции напряженнодеформированного состояния во всей изучаемой области скоррелирован, малейшие изменения, произошедшие в любом месте, находят соответствующий отклик в других локальных областях, поэтому медленная динамика в этих условиях существенно влияет на формирование очагов разрушения [Макаров, 2008; 2007]. Более того, было показано, что медленные деформационные фронты стекаются в очаг будущего разрушения, подготавливая переход от стадии медленного стационарного накопления повреждений к сверхбыстрому катастрофическому режиму [Макаров, 2007].



Рис. 3. Взрывной характер развития трещин в нагружаемой геосреде. *а* – численное моделирование эволюции горного массива над выработанным пространством; б – скорость образования трещин в диабазе при действии на образец постоянного сжимающего напряжения (эксперимент работы [Журков и др., 1980])

Заключение

Эволюционная концепция процессов деформации и разрушения твердых тел и сред, развиваемая в ИФПМ СО РАН, рассматривает нагружаемые твердые тела как многомасштабные нелинейные динамические системы, эволюционирующие под внешними воздействиями по законам синергетики [Макаров, 2008; Макаров и др., 2007]. Анализ численных решений по предлагаемой модели показал, что они демонстрируют все характерные черты эволюции нелинейных динамических систем, изученных на базовых уравнениях синергетики.

Показано, что процесс подрастания макроскопических трещин в хрупкой среде носит взрывной характер и является результатом обострения диссипативных структур локализованных повреждений. Даже в случае хрупкой среды каждому такому обострению предшествует сравнительно продолжительная квазистационарная стадия (рис. 2). Эти результаты численных расчетов хорошо согласуются с соответствующими экспериментами, следовательно, модель правильно описывает качественный характер эволюционного процесса. Показано, что в области влияния формирующегося очага катастрофического события деформационные процессы замирают. Подготовка очага землетрясения как процесса обострения диссипативной структуры локализованных повреждений связывается с инициированием деформационных фронтов – «медленных движений», которые и формируют очаг.

Работа поддержана грантом РФФИ № 10-05-00509а, интеграционным проектом СО РАН № 114, проектом 16.8 Президиума РАН и проектом VII.64.1.8 фундаментальных исследований СО РАН на 2010–2012 гг.

Литература

Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел. – М.: Наука, 1980. С. 78–85. Курдюмов С.П., Куркина Е.С., Потапов А.Б., Самарский А.А. Архитектура многомерных тепловых структур // Режимы с обострением. Эволюция идеи / Под ред. Г.Г. Малинецкого. 2-е изд., испр. и доп. – М.:ФИЗМАТЛИТ, 2006. С. 136–143.

Макаров П.В. Математическая теория эволюции нагружаемых твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2008. Т. 11. № 3. С. 19–35.

Макаров П.В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 724–746.

Макаров П.В. Эволюционная природа деструкции твердых тел и сред // Физ. мезомех. 2007. Т. 10. № 3. С. 23–38.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Сценарии эволюции горного массива над выработкой // Физ. мезомех. 2009. Т. 12. № 1. С. 75–82.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Евтушенко Е.П., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П. Моделирование обрушения кровли над выработанным пространством // Физ. мезомех. 2008. Т. 11. № 1. С. 44–50.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2007. 235 с.

Малинецкий Г.Г., Курдюмов С.П. Приложение 2. Нелинейная динамика и проблемы прогноза // Структуры и хаос в нелинейных средах. – М.:ФИЗМАТЛИТ, 2007. С. 425–451.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ БЛИЗОСТИ СДВИГОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ НА АКТИВНЫХ ГРАНИЦАХ РАЗДЕЛА В БЛОЧНЫХ СРЕДАХ К КРИТИЧЕСКОМУ ЗНАЧЕНИЮ

С.Г. Псахье, Е.В. Шилько, С.В. Астафуров, А.С. Григорьев¹

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, Томск ¹Томский государственный университет

В работе исследованы некоторые общие закономерности деформационного отклика границ раздела в блочных средах (включая геологическую) на низкоамплитудные динамические механические воздействия. Показано, что перспективным параметром для оценки уровня сдвигового напряжения на межблочной границе является величина относительного тангенциального перемещения блоков, инициируемого упругими волнами, имеющими компоненту параллельную границе раздела.

Введение

Важной особенностью строения геологических сред является иерархическая организация блочной структуры, проявляющаяся во всем диапазоне размеров. Межблочные интерфейсные области (границы раздела) обычно имеют значительно более низкие эффективные прочностные характеристики, нежели материал самих блоков. Это определяет способность фрагментов геологической среды, находящихся в сложном напряженном состоянии, к локализации необратимых деформаций на межблочных границах в условиях даже слабых динамических воздействий [Ружич и др., 1999].

Релаксация напряжений, связанных с относительными перемещениями блоков, определяется рядом условий: видом напряженно-деформированного состояния, граничными условиями, а также во многом – прочностными характеристиками интерфейсных областей. Так, при достижении предельного значения сдвиговых напряжений на активной границе раздела может происходить качественное изменение локального деформационного режима: от «медленного» (крипового) к динамическому (называемому также неустойчивой подвижкой или проскальзыванием), имеющему место, например, при землетрясениях. Действительно, согласно оценкам, приведенным, например, в [Кочарян, Павлов, 2007], сейсмические события с магнитудой до 6–7 с большой вероятностью представляют собой акты динамического проскальзывания блоков по существующим границам раздела (как правило, активным).

Сказанное определяет актуальность развития методов оценки локального напряженного состояния участков активных границ раздела фрагментов горного массива или земной коры. В качестве характеристики локального напряженного состояния межблочной границы целесообразно использовать отношение абсолютного значения локального сдвигового напряжения к величине ее сдвиговой прочности при существующих граничных условиях (далее такое отношение будет именоваться «уровнем сдвиговых напряжений»), поскольку именно этот параметр и определяет близость границы раздела к критическому состоянию.

В работах различных авторов при проведении натурных или лабораторных исследований отмечалось наличие выраженной связи между относительным значением сдвигового напряжения на межблочной границе и величиной сдвигового смещения, инициированного внешним динамическим воздействием [Астафуров и др., 2008; Кочарян и др., 2004]. Результаты этих и других исследований свидетельствуют о принципиальной возможности развития подхода к диагностике уровня сдвиговых напряжений во фрагментах разломных зон на основе мониторинга динамики естественных и инициируемых локальными воздействиями межблочных перемещений. Для реализации этой идеи необходима информация о характере связи между уровнем сдвиговых напряжений на межблочной границе и деформационным откликом границы на слабые (низкоэнергетические) динамические возмущения. Подобная информация может быть получена, в частности, на основе компьютерного моделирования. Настоящая работа посвящена теоретическому изучению влияния уровня сдвиговых напряжений на границе раздела структурных элементов блочной среды на деформационный отклик границы на низкоамплитудные динамические воздействия. В качестве способа исследования использовалось компьютерное моделирование методом подвижных клеточных автоматов [Псахье и др., 2000].

Постановка задачи компьютерного моделирования

В работе рассматривалась двумерная идеализированная модель границы раздела структурных блоков, находящаяся в сложных условиях нагружения (рис. 1, а). Данная модель включает в рассмотрение саму границу (интерфейсную область) шириной $h_{intf} \approx 0,02$ м и прилегающие фрагменты блоков (далее при описании модели эти фрагменты будут именоваться блоками). Модельный образец имел следующие размеры: высота H = 0.2 м, длина L = 0.24 м. Модельные блоки полагались монолитными и обладающими высокой прочностью. Механический отклик интерфейсной области характеризовался способностью к накоплению необратимых деформаций и имитировал механические свойства катаклазированного вещества. Для математического описания упруго-пластического отклика границы раздела и блоков в рамках метода подвижных клеточных автоматов применялась модель изотропных упругопластических сред, построенная на основе деформационной теории пластичности с разгрузкой по упругому закону [Астафуров и др., 2009]. Использовалось приближение плосконапряженного состояния, что является корректным при рассмотрении поверхностных слоев земной коры. Функции отклика подвижных клеточных автоматов, моделирующих интерфейсную область и блоки, приведены на рис. 1. б (функция отклика является аналогом «единой» кривой упрочнения в механике деформируемого твердого тела). Отметим, что предложенная структурная модель качественно соответствует центральной части (ядру) зрелой разломной зоны [Ben-Zion, Sammis, 2003].



Рис. 1. Структура и схема нагружения модельной границы раздела (а), функции отклика (б) автоматов блоков (кривая 1) и материала интерфейсной зоны (кривая 2)

Исходное напряженное состояние системы задавалось приложением к верхней поверхности образца внешней силы, имеющей нормальную (F_y) и сдвиговую (F_x) компоненты. Нижняя поверхность образца была жестко закреплена. Диссипативное и инерционное влияние окружения учитывалось неявно путем использования на внешних поверхностях образца дополнительных диссипативных сил (рис. 1, а):

$$F_{x(y)}^{visc} = -\alpha V_{x(y)} \tag{1}$$

где $V_{x(y)}$ – компонента X или Y вектора скорости поверхностного автомата.

В работе анализировался деформационный отклик модельной границы раздела на низкоамплитудные «импульсные» воздействия. Импульсное динамическое воздействие осуществлялось кратковременным (в течение T_{load} = 30 мкс) заданием автоматам верхней поверхности образца синусоидально изменяющейся скорости V вдоль одной из координатных осей (в направлении другой координатной оси граничное условие оставалось при этом неизменным):

$$V = V_{\rm A} \sin(\pi t/T_{\rm load}) \tag{2}$$

где $V_A = 1 \text{ мм/с} - \text{амплитуда}$ воздействия. Использовались две схемы нагружения: в первой сжимающ ий импульс был направлен вдоль оси Y и имитировал волну сжатия межблочной границы, во второй – вдоль оси X (имитация продольного воздействия волны). По окончании воздействия на верхней поверхности возвращались исходные граничные условия.

Рассматривались различные уровни сдвигового напряжения $f_x = F_x/F_x^{max}$, определяемого отношением действующего сдвигового усилия F_x к максимальной силе сдвигового сопротивления границы F_x^{max} при действующих условиях. Некоторые характерные значения уровня сдвигового напряжения нанесены на кривую сопротивления сдвигу границы (рис. 2). Отметим, что данная кривая имеет профиль, характерный для границ раздела фрагментов горного массива, и характеризуется тремя основными стадиями: квазиупругой (I), квазипластического течения (II) и запредельной.

Рис. 2. Зависимость приведенной силы сопротивления относительному сдвиговому перемещению блоков ($f_x = F_x/F_x^{max}$) от величины перемещения (l_x).

Точки на диаграмме отмечают выделенные уровни сдвигового напряжения: 1 – $F_x = 0.35F_x^{\text{max}}$; 2 – $F_x = 0.52F_x^{\text{max}}$; 3 – $F_x = 0.6F_x^{\text{max}}$; 4 – $F_x = 0.9F_x^{\text{max}}$



Результаты моделирования и обсуждение

Как показывают результаты моделирования, динамические воздействия приводят к появлению необратимых относительных тангенциальных перемещений блоков даже при достаточно малых значениях сдвиговых напряжений. Так, на рис. 3, а показана типичная зависимость величины инициированного тангенциального смещения блоков l_{sh} от уровня сдвигового напряжения f_x (на графиках абсолютные значения смещения отнесены к толщине интерфейсной области: $\gamma_x = l_{norm}/h_{intf}$). Результаты приведены для заданной нормальной силы F_y , удельная величина которой составляет 25% от предела упругости материала интерфейса (рис. 1, б). Использовалось импульсное воздействие, имитирующее Р-волну, падающую нормально к границе. Как можно видеть из рис. 3, а, кривая инициированных тангенциальных смещений характеризуется тремя основными участками. На первом из них (вдали от формальной точки перехода к квазипластической стадии отклика границы, до точки А на рис. 3, а) величина инициированных смещений является малой и при-



Рис. 3. Зависимость приведенной величины инициированного импульсом относительного тангенциального перемещения блоков γ_x (а) и его производной γ'_x (б) от уровня сдвигового напряжения f_x (воздействие Р-волной)

близительно постоянной. На втором участке (область между точками A и C, окружающая точку перехода к квазипластической стадии) происходит возрастание величины сдвигового смещения на порядок величины. На третьем участке (квазипластическая стадия), величина инициированных смещений «стабилизируется» и далее изменяется слабо.

Данная закономерность может быть проиллюстрирована аналогичной зависимостью производной величины тангенциального смещения по уровню сдвигового напряжения $\gamma'_x = d\gamma_x/df_x$ (рис. 3, б). Можно видеть, что в области перехода от квазиупругой к квазипластической стадии деформирования границы (интервал между точками A и B) наблюдается скачкообразное увеличение производной с максимумом вблизи формальной границы раздела стадий. За пределами этой области значения γ'_x приблизительно одинаковы и близки к нулю. Таким образом, в области перехода от квазиупругой к квазипластической стадиям отклика границы раздела наблюдается скачкообразное изменение величины инициированной сдвиговой деформации, что может быть использовано в качестве параметра для диагностики напряженного состояния среды.

Детальный анализ закономерностей поведения межблочной границы в условиях «импульсных» воздействий показал, что характер деформационного отклика в значительной степени определяется не только уровнем сдвигового напряжения f_x , но и приложенной нормальной нагрузкой F_y , а также углом падения упругой волны. Так, на рис. 4, а приведены зависимости сдвигового смещения от уровня сдвигового напряжения f_x для двух различных значений нормальной силы F_y , удельная величина которой σ_y составляла 25% (кривая 1) и 50% (кривая 2) величины предела текучести материала интерфейсной зоны σ_{yield} . Можно видеть, что при достаточно больших значениях F_y (кривая 2) участок быстрого роста инициированных смещений распространяется далеко в область квазипластического деформирования границы, хотя кривые сдвигового деформирования образцов при различных F_y различаются значительно слабее. При этом абсолютные значения инициированных смещений на участке квазипластического отклика (стадия II на рис. 2) практически пропорциональны величине нормального напряжения. Таким образом, характер изменения деформационного отклика межблочных границ на тестовые импульсные воз-



Рис. 4. Зависимости приведенной величины относительного тангенциального перемещения блоков γ_x от уровня сдвигового напряжения f_x при воздействии Р-волной (а) и S-волной (б). $1 - \sigma_y = 0.25 \sigma_{yield}; 2 - \sigma_y = 0.5 \sigma_{yield}$

действия Р-волнами при изменении уровня сдвигового напряжения в значительной степени определяется уровнем нормальных напряжений.

В то же время, при использовании в диагностических целях возмущающего «импульса», направленного вдоль оси X, характер изменения и абсолютная величина инициированных тангенциальных смещений изменяются крайне слабо с ростом нормальных напряжений, что можно видеть из рис. 4, б, где приведены соответствующие кривые $\gamma_x(f_x)$ для двух различных значений нормальной силы. При этом ширина переходной области (интервал значений f_x , в пределах которого происходит «скачок» смещений) приблизительно та же, что и при воздействии нормально падающими Р-волнами (рис. 3, а), хотя и немного смещена в сторону меньших сдвиговых напряжений.

Приведенные результаты показывают, что величина относительного тангенциального перемещения блоков по границе раздела, инициированного низкоамплитудным «импульсным» воздействием S-типа, может быть использована в качестве характеристики принадлежности напряженного состояния границы к квазиупругой, либо квазипластической области.

При анализе результатов моделирования необходимо принимать во внимание, что фрагменты горного массива, в том числе разломные зоны, преимущественно находятся в состоянии двухосного или трехосного сжатия. В случае сдвиговых зон наличие дополнительной сжимающей нагрузки в направлении сдвига является важным фактором, определяющим, например, дилатансионные эффекты [Астафуров и др., 2009]. Это обусловило исследование влияния степени стесненности образца (именуемой также степенью неравноосности сжатия) на характер и величину зависимости деформационного отклика модельной границы раздела от уровня сдвиговых напряжений. Степень неравноосности сжатия $C_{\sigma} = \sigma_x^{comp}/\sigma_y$ варьировалась приложением к боковым поверхностям образца дополнительной сжимающей силы F_x^{comp} , удельная величина которой (σ_x^{comp}) в различных расчетах составляла от 0 до 50% удельной величины нормальной нагрузки (σ_y).

Как показали результаты моделирования (рис. 5), при использовании инициирующих возмущений S-типа степень стесненности образца слабо влияет на характер изменения величины инициированного тангенциального смещения по границе с ростом сдвиговых напряжений. Это подтверждает перспективность применения S-волн для диагностики принадлежности напряженного состояния межблочной границы к квазиупругой, либо квазипластической стадии. Величина инициированных смещений и характер их изменения в этом случае определяется, главным, образом, уровнем сдвиговых напряжений.



Рис. 5. Зависимости приведенной величины относительного тангенциального перемещения блоков γ_x от уровня сдвигового напряжения f_x при различных значениях степени неравноосности сжатия C_{σ} (воздействие S-волной). $1 - C_{\sigma} = 0; 2 - C_{\sigma} = 0,1; 3 - C_{\sigma} = 0,5$

Необходимо отметить, что динамические воздействия инициируют не только сдвиговые, но и нормальные относительные перемещения блоков l_{norm} . Однако, как показал анализ результатов моделирования, величина инициированных нормальных смещений на границе ($\gamma_y = l_{norm}/h_{intf}$) практически пропорциональна величине нормальной нагрузки F_y , хотя характер кривых $\gamma_y(f_x)$ остается неизменным (рис. 6). В частности, практически не меняется интервал сдвиговых напряжений, в пределах которого величина инициированных «импульсом» нормальных смещений возрастает на порядок величины. Таким образом, наиболее оптимальным параметром для анализа представляется величина инициированных тангенциальных смещений по границе.



Рис. 6. Зависимости приведенной величины относительного нормального перемещения блоков γ_y от уровня сдвигового напряжения f_x при воздействии S-волной.



Заключение

Полученные результаты позволили сделать важный вывод, что для теоретического и экспериментального изучения деформационного отклика фрагментов зон активных разломов на тестовые «импульсные» динамические воздействия предпочтительным является использование локальных источников, генерирующих «импульсные» возмущения, основная энергия которых переносится S-волнами. В этом случае получаемые данные о деформационном отклике межблочных границ могут быть однозначно интерпретированы с целью определения участка «переключения» напряженного состояния из квазиупругой стадии к квазипластической или обратно.

Таким образом, применение одиночных импульсных воздействий дает возможность использовать, как минимум, один параметр деформационного отклика межблочной границы для идентификации качественного изменения ее напряженного состояния. Однако, если в процессе мониторинга реальной системы она остается на квазиупругой (или квазипластической) стадии, для оценки уровня сдвиговых напряжений необходимо использование других параметров. Как свидетельствуют результаты предварительного исследования, ими могут являться параметры деформационного отклика на вибрационные воздействия, характеризующие спектральную плотность массовой скорости относительного тангенциального перемещения блоков, инициированного вибрацией [Шилько и др., 2009]. Использование этих характеристик дает возможность идентифицировать переходную область между квазиупругой и квазипластической стадиями отклика, а также определять близость напряженного состояния границы раздела к предельному, при котором возможно возникновение неустойчивой подвижки.

Сказанное позволяет говорить о возможности формулировки комплексного подхода к диагностике напряженного состояния фрагментов межблочных границ в геологической среде, в основе которого должен лежать долговременный мониторинг динамики естественных и инициированных тестовыми воздействиями смещений на изучаемом участке границы. Периодическое проведение испытаний с использованием импульсных и вибрационных воздействий обеспечивает возможность анализировать близость напряженного состояния интерфейсной области к предельному значению, а также диагностировать его принадлежность к конкретной стадии деформирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00968а), проекта № 2 программы Президиума РАН № 11 и гранта Президента РФ (МК-130.2010.5).

Литература

Астафуров С.В., Шилько Е.В., Псахье С.Г. Влияние стесненных условий на характер деформирования и разрушения блочных сред при сдвиговом нагружении // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 6. С. 23–32.

Астафуров С.В., Шилько Е.В., Ружич В.В., Псахье С.Г. Исследование влияния локального напряженного состояния границ раздела блоков геологических сред на их отклик при динамических воздействиях // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 1. С. 67–77.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Инициирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.

Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Нарушение и залечивание зон локализации деформаций в массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2007. Т. 10. № 1. С. 5–18. Псахье С.Г., Дмитриев А.И., Шилько Е.В. и др. Метод подвижных клеточных автоматов как новое направление дискретной вычислительной механики. І. Теоретическое описание // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 2. С. 5–15.

Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н. и др. Современные движения в зонах Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 360–372.

Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ружич В.В., Псахье С.Г. О возможности оценки уровня сдвиговых напряжений на границах раздела в блочных средах // Физическая мезомеханика. 2009. Т.12. №3. С. 91–103.

Ben-Zion Y., Sammis C.G. Characterization of fault zones // Pure and applied geophysics. 2003. V. 160. P. 677–715.

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВОВ В ГЕОМАТЕРИАЛАХ. РЕЖИМЫ РАЗВИТИЯ ДЕФОРМАЦИИ

Ю.П. Стефанов

Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, г. Томск stefanov@ispms.tsc.ru; yu_st@rambler.ru

На основе предложенной математической модели численно исследовано развитие деформации в различных режимах. Показано, что в отдельных областях одновременно могут развиваться области сдвига с дилатансией и компакцией. Формирование разрыва может быть заключительной стадией развития деформации, когда дилатансионный режим сменяется в узкой зоне компактированием и снижением эффективной прочности среды.

Введение

Инициация разломов, образование и распространение разрывов могут быть вызваны различными факторами, которые связаны с особенностями протекания деформации в геологических средах за пределом упругости. Развитие неупругой деформации, формирование зон локализации деформации, разломов в земной коре зависят от свойств среды, напряженного состояния, наличия и давления флюида, а также других факторов, которые могут оказывать существенное влияние на процесс деформирования. К свойствам среды следует отнести механические характеристики, которые зависят от минерального состава, пористости и размера зерен, а также степени поврежденности. Условия нагружения и давление флюида определяют напряженное состояние, с учетом неоднородности – нагрузку, которую испытывают элементы среды.

Развитие деформации в геологических средах может протекать в различных режимах. При растяжении в геоматериалах быстро развиваются трещины отрыва. В условиях сдвига поведение пород становится более сложным, обычно сопровождается изменением объема и сильно зависит от давления [Николаевский, 1971; Гарагаш, Николаевский, 1989; Друккер, Прагер, 1975]. В этом случае возможно образование крупных трещин, разломов, которым, как правило, предшествует дилатансия, рассеянное накопление микротрещин с увеличением объема и последующая локализация деформации. При этом рост среднего давления влечет увеличение эффективной прочности плотных пород. В высокопористой среде после достижения давлением некоторого порогового уровня прочность снижается, начинают разрушаться зерна, а поровое пространство сокращается, имеет место компакция, или уплотнение [Rudnicki, 2004; Schultz, Siddharthan, 2005].

Результаты экспериментальных исследований показывают, что наряду с возможностью реализации разных режимов деформации: дилатансии (разрыхление) и компактирования (уплотнения) в зонах локализации деформации могут наблюдаться смешанные режимы. В этом случае в разных областях имеет место разрыхление и уплотнение, что говорит о неоднородности напряженного состояния и о том, что деформирование происходит в разных точках по разным путям нагружения. Кроме того, имеются факты неоднородности изменения пористости по ширине полосы локализации (или разлома) среды. Так, что в полосе локализации можно выделить несколько слоев: в центральном слое наблюдают уплотнение, при котором пористость оказывается ниже, а в слоях по краям полосы локализации пористость оказывается выше, чем в окружающем материале [Bieda, Sulema, Martineau, 2002]. На основе таких наблюдений можно сделать вывод о существовании переходного режима, при котором процесс разрыхления сменяется уплотнением материала.

Принимая во внимание, что условия инициации и развития разрывов напрямую зависят от состояния среды и условий нагружения, представляет интерес рассмотреть возможность развития деформации в разных режимах, а также изучить возможность протекания деформации в смешанных и переходных режимах.

Математическое описание особенностей поведения горных пород. Основные уравнения

Примем, что скорость деформации состоит из упругой и пластической частей:

$$\dot{\mathbf{\varepsilon}}_{ij} = \dot{\mathbf{\varepsilon}}_{ij}^{\epsilon} + \dot{\mathbf{\varepsilon}}_{ij}^{p}. \tag{1}$$

Пластической деформацией здесь будем называть неупругую деформацию независимо от ее природы. До начала пластической деформации напряжения будем рассчитывать по гипоупругому закону:

$$\frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = 2\mu \left(\dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{ij} - \frac{1}{3} \dot{\varepsilon}^{\mathrm{e}}_{kk} \,\delta_{ij} \right), \quad \frac{\mathrm{D}s_{ij}}{\mathrm{D}t} = \dot{s}_{ij} - s_{ik} \dot{\omega}_{jk} - s_{jk} \dot{\omega}_{ik} \,, \tag{2}$$

$$\dot{\sigma} = -K\frac{V}{V},\tag{3}$$

где *K* и μ – модули сжатия и сдвига соответственно. Здесь использовано разложение тензора напряжений на шаровую и девиаторную части: $\sigma_{ij} = -\sigma \delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ – среднее давление; s_{ij} – компоненты девиатора тензора напряжений, δ_{ij} – символ Кронекера. Коротационная производная Яумана учитывает поворот элементов среды в ходе процесса. Компоненты тензора скорости деформаций $\dot{\varepsilon}_{ij}$ и компоненты тензора скоростей вращения $\dot{\omega}_{ij}$ определяются из соотношений:

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}), \ \dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} - u_{j,i}).$$
(4)

Упругое состояние среды в пространстве напряжений ограничено поверхностью предельного состояния, при достижении которого начинается процесс неупругого пластического деформирования или разрушения:

$$f(\sigma_{ij}, \varepsilon^p_{ij}) = 0, \tag{5}$$

где *f* – уравнение предельной поверхности (функции нагружения). Пластическая деформация определяется из уравнения:

$$\mathrm{d}\varepsilon_{ij}^{p} = \mathrm{d}\lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma_{j}},\tag{6}$$

где $g(\sigma_{ij}, \varepsilon_{ij}^{\rho}) = 0$ – пластический потенциал; d λ определяется в ходе деформирования из условия пластичности; ε_{ij}^{ρ} – компоненты пластической (неупругой) деформации. Простейшее уравнение пластического потенциала, позволяющее учитывать дилатансию, можно записать в виде [Николаевский, 1971; Гарагаш, Николаевский, 1989]:

$$g = \tau - \Lambda \sigma, \tag{7}$$

где Л – коэффициент дилатансии.

Будем использовать предельную поверхность, представленную на рис. 1, а, которая в области сдвиговой деформации на интервале давлений $\sigma_t \leq \sigma \leq \sigma_0$ описывается уравнением [Николаевский, 1971; Гарагаш, Николаевский, 1989; Друккер, Прагер, 1975]:

$$f_1(\sigma, \tau) = \tau - \alpha \sigma^{eff} - c \tag{8}$$

и при давлениях $\sigma > \sigma_0$ – уравнением [Rudnicki, 2004]:

$$f_2(\sigma,\tau) = \frac{(\sigma^{eff} - \sigma_0)^2}{a^2} + \frac{\tau^2}{b^2} - 1 = 0.$$
 (9)

Здесь $\alpha = \alpha(\gamma^{p}, \sigma), c = c(\gamma^{p}) - коэффициенты внутреннего трения и сцепления,$ $<math>\tau = (s_{ij}s_{ij}/2)^{1/2}$ – интенсивность касательных напряжений, σ_{t} – прочность на отрыв, $\sigma_{0}(\phi)$ – пороговое давление, при котором начинается уплотнение материала, γ^{p} – интенсивность сдвиговой пластической деформации, $\sigma^{eff} = \sigma - \sigma^{por}, a = \sigma_{1} - \sigma_{0}, b =$ $= c + \alpha \sigma_{0}, \phi$ – пористость. Следует заметить, что использование эффективного давления в уравнениях (8)–(9) означает, что рост порового давления на интервале $\sigma_{t} \leq \sigma \leq \sigma_{0}$ приведет к снижению эффективной прочности среды, тогда как при $\sigma > \sigma_{0}$ поровое давление будет препятствовать компактированию и может перевести среду в дилатансионный режим деформирования.

Как показано на рис. 1, предельная поверхность не остается постоянной, а меняется в ходе деформирования. При сдвиговой деформации, на интервале давления $\sigma_t \leq \sigma \leq \sigma_0$, происходит упрочнение материала и накопление повреждений, сопровождающееся увеличением объема – дилатансией [Стефанов, 2002; 2005; 2009; Макаров и др., 2007]. Затем, начинается процесс интенсивного разрушения, поверхность сужается (рис. 1, б). Таким образом, снижаются сдвиговые напряжения, которые материал может испытывать. Рост пористости в ходе сдвиговой деформации приводит к снижению порогового давления σ_0 , при котором начинается уплотнение среды (рис. 1, а). Когда давление $\sigma > \sigma_0$ деформация сопровождается уплотнением среды, в ходе чего возрастает пороговая величина σ_0 [Rudnicki, 2004; Стефанов, 2008; 2009].



Рис. 1. Вид поверхности предельного состояния горных пород (*a*) и ее изменение в ходе сдвиговой (*a*, *б*) и объемной пластической деформации (*a*)

В связи с низкой прочностью таких материалов на отрыв σ_i , поверхность обычно ограничивают в области растяжения. При высоких значениях давления, когда раскрытие трещин и проскальзывание их поверхностей становится практически невозможным, происходит переход к пластическому деформированию кристаллической решетки зерен, что имеет место, например, на глубинах несколько десятков километров [Николаевский, 1979]. При таких нагрузках предельная поверхность (8) при $\alpha = 0$.

Система уравнений, позволяющая описать процессы деформации, включает уравнения неразрывности и движения:

$$\dot{\rho} + \rho u_{i,i} = 0 \tag{10}$$

$$\sigma_{ij,i} + \rho F_i = \rho \dot{u}_i. \tag{11}$$

Здесь ρ – плотность материала, u_i – компоненты вектора скорости, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений Коши, F_i – массовые силы; точка сверху означает производную по времени, индекс после запятой означает производную по соответствующей координате.

Система уравнений замыкается приведенными выше определяющими соотношениями. Для моделирования процессов деформации использован подход [Стефанов, 2002; 2005; 2009], основанный на решении уравнений динамики упругопластической среды по численной схеме [Уилкинс, 1967; Wilkins, 1999].

Обсуждение результатов численного моделирования. Распределение объемной деформации по ширине полосы локализации и смена режима деформирования

Рассмотрим изменение неупругой объемной деформации в полосе локализованной деформации в ходе ее формирования и развития. Выполнялось численное моделирование осевого деформирования образца породы с начальной пористостью 20% при разном боковом обжатии. При малом боковом давлении ширина полос локализованного сдвига составляла порядка 3-х расчетных ячеек, что соответствует минимальному значению для подобных расчетов. Несмотря на быстрый рост объемной деформации и соответствующее снижение порогового значения σ_0 , изменение режима деформирования не происходило ввиду прекращения роста и последующего снижения напряжений. Можно сказать о быстром разрушении образца. Увеличение бокового давления до значений ~0,5 σ_0 привело на отдельных участках полосы локализованного сдвига к смене знака изменения объемной деформации в ходе деформирования. Таким образом, была достигнута смена режима. Однако уплотнение не компенсировало дилатансию. Причем, вопреки ожиданиям, переход в режим уплотнения наблюдался не в центральной части полосы локализации, где дилатансия максимальна, а по краям полосы. При этом ширина полос локализованной деформации достигала 5–7 расчетных ячеек.

Четкая смена режима деформации от разрыхления к уплотнению была получена в условиях увеличения боковой нагрузки в процессе осевого деформирования образца. Такая ситуация больше соответствует деформационным процессам, протекающим в земной коре, так как имитирует наличие вмещающей среды, препятствующей разгрузке. На рис. 2. хорошо видно, что после первоначального увеличение объемной деформации на 2,5% начался процесс уплотнения. В результате в центральной части полосы уменьшение пористости по сравнению с первоначальным состоянием составило ~7% (рис. 2, а). На рис. 2, б показано развитие данного процесса в последовательных точках по ширине полосы локализации с ростом осевой деформации образца.



Рис. 2. Распределение неупругой объемной деформации по ширине в 2-х полосах локализации в последовательные моменты времени (*a*) и изменение неупругой объемной деформации в соседних точках по ширине полосы локализации с ростом осевой деформации образца (*б*)

Одновременное развитие деформации в разных режимах

Протекание деформации в разных режимах может быть проиллюстрировано на примере деформирования области среды с наклонным нарушением. При наличии вытянутого нарушения его поведение и влияние на напряженно-деформированное состояние окружающего материала приближается к влиянию трещины [Стефанов, 2002]. От вершин нарушения развиваются полосы локализации деформации или

трещины. Направление распространения полос локализации происходит под некоторым углом к оси нагрузки, определяемым параметрами среды. На начальном этапе возможно образование пар полос локализованной деформации.

В ходе деформации с положительным коэффициентом дилатансии наблюдается раздвижение стенок нарушения. Однако, принимая во внимание, что в зоне нарушения материал имеет высокую степень пористости, поврежденности, то при высоком уровне давления развитие сдвиговой деформации может сопровождаться уплотнением среды. В этом случае в зоне ответвлений нарушение развития деформации будет протекать с разрыхлением среды, тогда как в зоне исходного нарушения материал будет уплотняться, рис. 3, а. Таким образом, будет наблюдаться сдвиг и сближение стенок трещин. При этом приращение длины ответвлений и уплотнение в исходном нарушении будет протекать одновременно.



Рис. 3. Распределение объемной пластической деформации в окрестности наклонного нарушения (*a*) и при формировании полосы локализации (*б*). Темная область соответствует уплотнению, светлая – разрыхлению среды

На рис. 3, б показан другой пример возникновения зон, в которых сдвиговая деформация сопровождается объемными изменениями разных знаков. Хорошо видно, что полоса локализации состоит из отдельных участков, между которыми возникают зоны компакции.

Влияние жесткого блока на место инициации разлома

Рассмотрим влияние жесткого блока на инициацию разрыва в разломной зоне. Предполагается, что исследуемая область находится в условиях неравноосного сжатия, обуславливающего сдвиг вдоль разлома (рис. 4). Вблизи разлома расположен блок, имеющий более высокие упругие и прочностные характеристики. Указанный блок в дальнейшем будем называть жестким. Зона разлома, напротив, представляет собой полосу ослабленного материала.

Сдвиговая деформация вдоль разлома за счет различия механических характеристик приводит к небольшому повороту жесткого блока по часовой стрелке. В результате такого поворота возникают зоны уменьшения и увеличения сжатия, которые в комбинации с интенсивностью сдвиговых напряжений задают распределение кулоновских напряжений, определяющих сдвиговую прочность материала. Ортогонально разлому возникает «растяжение» в результате поворота блока по часовой стрелке, тогда как вдоль разлома «растяжение» связано с действием сдвига. Очевидно, что в таких условиях разрушение будет инициировано в области «растяжения» (и в первую очередь ортогонально действию направлению оси растяжения, или наименьшего сжатия), то есть старт распространения разлома произойдет в области пересечения зоны, уменьшая сжимающих напряжений с разломом рис. 4, а. В противоположность этому область пересечения разлома и зоны сжатия окажется упрочненной. На данном участке возможна приостановка распространения разрыва.



Рис. 4. Интенсивность сдвиговой пластической деформации (%) для случая, когда величина когезии превосходит трение (*a*), и при больших значениях среднего напряжения и высокой поврежденности в разломе с учетом уплотнения (б)

Проведенные расчеты показали, что характер и направление развития разрыва зависит от соотношения между величиной сцепления и прочностью, обусловленной трением в разломе. Для диапазона нагрузки (σ_x , $\sigma_y \sim 0.25-25$ МПа), когда величина сцепления превышает трение, от места инициации разрыв распространяется в первую очередь вдоль блока, а затем по всему разлому. Однако при большем сжатии перпендикулярно линии разлома ($\sigma_x = 50$ МПа, $\sigma_y = 150$ МПа), когда трение становится существенно выше, юго-восточная область разлома вблизи блока оказывается заблокированной. Таким образом, возрастает влияние блока. В этом случае разрыв распространяется сначала вдоль блока, а затем в северо-западном направлении. При нагрузках ($\sigma_x = 50$ МПа, $\sigma_y = 250$ МПа), когда уровень касательных напряжений во всей области близок к пределу прочности среды, вокруг блока интенсивно развивается неупругая деформация, наиболее активно – вдоль юговосточной и северо-западной границ блока.

Полученные результаты соответствуют условиям, когда прочность среды возрастает с ростом давления, то есть для условий плотной консолидированной среды с небольшой пористостью или при невысоком уровне давления. Однако в разломной зоне уровень повреждений и пористости может быть достаточно высоким. Тогда при сильном сжатии возможно выполнение условий, необходимых для уплотнения среды, например при $\sigma_0 < 150$ МПа, а участок уплотнения станет местом инициации разрыва. Таким участком будет зона с невысоким уровнем кулоновских напря-

жения. В этом случае местом инициации разрыва станет область разлома вблизи юго-восточного края блока (рис. 4, б). Первоначальное направление развития разрыва будет на юго-восток, а затем по всему разлому, с наиболее упрочненной областью вблизи северо-западной границы блока. В ходе дальнейших смещений без увеличения сжатия уплотнение развиваться не будет, дилатансия может вновь поменять знак. Но в условиях, близких к критическим, основное значение имеет инициация разрыва, поэтому рассмотрение различных механизмов может быть важным. Очевидно, что в реальной ситуации более вероятным будет реализация различных условий инициации и распространения разрыва. В ходе развития смещений в разломе возможна и смена знака дилатансии в соответствии с чередованием механизмов разрыхления и уплотнения среды.

Заключение

Анализ поведения горных пород и результаты численного моделирования показывают, что развитие разломов и формирование разрывов может зависеть от различных факторов, среди которых большое значение имеют напряженное состояние и степень поврежденности, пористости среды. На различных участках разлома могут быть реализованы разные режимы деформирования, при этом возможна смена этих режимов, а соответственно могут меняться условия инициации и распространения разрыва.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 10-05-01064-а) и Интеграционного проекта СО РАН № 114.

Литература

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. № 1. С. 131–183.

Друккер Д., Прагер В. Механика грунтов и пластический анализ или предельное проектирование // Механика. Новое в зарубежной науке. Вып. 2: Определяющие законы механики грунтов. – М.: Мир, 1975. С. 166–177.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. – Новосибирск: Изд-во «Гео», 2007. 240 с.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 35. Вып. 6. С. 1017–1029.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупкодилатансионного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 817–821.

Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физ. мезомех. 2002. Т. 5. № 5. С. 107–118.

Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.

Стефанов Ю.П. Численное моделирование деформирования и разрушения горных пород на примере расчета поведения образцов песчаника // ФТПРПИ. 2008. № 1. С. 73–83.

Стефанов Ю.П. Математические методы и результаты численного моделирования деформации и разрушения горных пород // Современная тектонофизика: Методы и ре-

зультаты. Материалы первой молодежной школы семинара. 21–24 сентября 2009 г. – М.: ИФЗ, 2009. С. 288–301.

Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. – М.: Мир, 1967. С. 212–263.

Schultz R.A., Siddharthan R. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks // Tectonophysics. 2005. No. 411. P. 1–18.

Rudnicki J.W. Shear and compaction band formation on an elliptic yield cap // J. Geophys. Res. B. 2004. V. 109. P. 03402. – doi:10.1029/2003JB002633.

Wilkins M.L. Computer Simulation of Dynamic Phenomena // Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1999. P. 246.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

ПРИБОРЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ВОЛНОВОГО ПОЛЯ В ГЕОСИСТЕМАХ

И.П. Башилов¹, С.Г. Волосов¹, Ю.Н. Зубко², С.А. Королёв³, А.М. Солдатенков³

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва ²ФГУП ОКБ Океанологической техники РАН, Москва ³Институт динамики геосфер РАН, Москва

Разработаны и созданы опытные образцы портативного сейсмометра и трехканальной сейсмической станции с цифровой регистрацией для работ в «поле», в труднодоступных местах, а также макет портативного сейсмометра для донных исследований. Проведены всесторонние испытания технических решений, использованных в разработанной аппаратуре. В результате испытаний подтверждена работоспособность сейсмометра и сейсмостанции и определены их основные технические характеристики.

Развитие экспериментальной геофизики неразрывно связано с совершенствованием существующего и созданием нового приборно-методического обеспечения, в первую очередь, для работ в «поле», инженерных сооружениях, в труднодоступных местах, включая работы на шельфе. Особенно это касается сейсмической аппаратуры для исследований характеристик микросейсмического волнового поля. Специфика проведения этих работ предъявляет определенные требования к эксплуатационным характеристикам сейсмометров. Сейсмометр должен быть цифровым, компактным, удобным и надежным в эксплуатации, с простыми процедурами установки, запуска на регистрацию, последующего съема полученных данных, и соответствовать современным требованиям метрологических характеристик.

С учетом этих требований разработан портативный цифровой сейсмометр (ПЦС), состоящий из двух функционально законченных элементов, а именно: модуля регистрации и управления и сейсмоприемника. В качестве последнего могут быть использованы сейсмические датчики типа СМ-5ДВ, СМ-5МП, СМ-6П и другие, совместимые по характеристикам, в зависимости от задачи исследований.

Модуль регистрации и управления ПЦС, структурная схема которого показана на рис. 1, выполнен с использованием современной элементной базы, технологии и специального программного обеспечения, предназначен для сбора, хранения и передачи сейсмических данных, а также синхронизации их со временем. Основной частью модуля является «система на кристалле» MSC1213Y5, которая представляет собой 24-х-разрядный сигма-дельта АЦП, совмещенный с микроконтроллером системой команд 8051. Низкая потребляемая мощность 4 мВт и низкий уровень собственных шумов АЦП 75 нВ делают данную систему весьма привлекательной для использования в аппаратуре сбора сейсмической информации.



Рис. 1. Структурная схема модуля регистрации и управления

Были изготовлены и прошли всесторонние испытания макет донного ПЦС для работ на шельфе и опытный образец наземного ПЦС, пригодные, в том числе, и для исследований в области триггерных эффектов в геосистемах. Блок-схема макета и опытного образца прибора одинакова и представлена на рис. 2.



Рис. 2. Блок-схема ПЦС

Макет сейсмометра, предназначенного для донных исследований, состоит из контейнера сейсмоприемника СМ-5ДВ, куда размещены плата фильтра и плата регистратора, конструктивно закрепленные на одном шасси, а также отдельной аккумуляторной батареи. Макет имеет USB разъем для подключения к компьютеру и разъем RS-232 для подключения приемника GPS, а также разъем аналогового сигнала и питания сейсмоприемника CM-5ДВ, выведенный через фланец шасси.

Использование контейнера от сейсмоприемника СМ-3КВ обеспечивает возможность наземного применения разработанного сейсмометра.

Интеграция сейсмоприемника с модулем регистрации и источником питания в единой конструкции позволяет обеспечить удобство развертывания аппаратуры на объекте, сэкономить время и в целом уменьшить затраты на проведение исследований за счет малого веса и габаритов, а также отсутствия оборудования для связи; работа с ним не требует высокой квалификации обслуживающего персонала.

Все операции управления сейсмометром выполняются с компьютера через разъем USB с помощью специального программного обеспечения. Управляющая программа формирует на прибор команды стирания памяти, чтения накопленных данных, инициализации сбора данных, а также позволяет записывать считанные из портативного сейсмометра данные в файл и воспроизводить файлы в виде сейсмограмм, сопровождаемых набором служебных данных (время начала регистрации, координаты и т.п.). Основные технические решения сейсмометра прошли комплекс исследований и испытаний, включая лабораторную проверку работоспособности регистратора, стендовые испытания прибора на аттестованном стенде ПСВУ и сравнительные испытания совместно с контрольной станцией «Экспресс-4», длиннопериодным датчиком СМ-5МП и короткопериодным датчиком СМ-6П. Сравнительные испытания проводились на постаменте в ИДГ РАН. Регистрация данных, принятых сейсмоприёмником СМ-5ДВ, производилась одновременно регистратором разработанного сейсмометра и одним из каналов станции «Экспресс-4».

В результате лабораторных исследований была проверена работоспособность опытного образца ПЦС и подтверждены его основные технические характеристики, которые приведены в таблице 1.

Таблица 1

Параметр	Единицы	Значение
Режим преобразования		велосиметр
Число каналов		1 вертикальный
Рабочий диапазон частот по уровню 0,7	Гц	0,03–40
Коэффициент преобразования	В · с/м	470
Возможность увеличения коэффициента преобразования		2–128
Динамический диапазон регистрации, не менее	дБ	112
Разрядность АЦП		24
Максимальная частота оцифровки	Гц	1000
Синхронизация		GPS
Режим запуска		автоматический, ручной
Связь с компьютером		USB
Автономность при частоте оцифровки 100 Гц, не менее	Сут.	30
Питание		Внутренний аккумулятор 6 В
Масса, не более	кг	4
Габариты, не более	MM	230×160×140
Условия эксплуатации	°C	От -20 до +40

Основные технические характеристики ПЦС

Записи сейсмических сигналов сейсмоприемника СМ-5ДВ, сделанные регистратором разработанного сейсмометра и станцией «Экспресс-4», практически идентичны, что хорошо видно на сейсмограммах удаленного землетрясения, зарегистрированных во время испытаний. Фрагмент сейсмограммы приведен на рис. 3. Три верхние сейсмограммы записаны станцией «Экспресс-4», а нижняя – регистратором ПЦС.

Проведенный комплекс испытаний ПЦС показал, что он является работоспособным и, в основном, удовлетворяет большинству технических требований, предъявляемых к таким устройствам, обеспечивая при этом максимальную простоту и удобство в эксплуатации в полевых условиях.

Технические решения, заложенные в ПЦС, получили свое развитие при создании трехканальной портативной цифровой сейсмической станции (ПЦСС), технические характеристики которой приведены в табл. 2. Станция комплектуется ши-



Рис. 3. Фрагмент записи сейсмограммы удаленного землетрясения, зарегистрированных станцией «Экспресс-4» и регистратором ПЦС

рокополосными 100 секундными датчиками СМ-3Е, хотя ничто не препятствует использованию совместно с ней любых других сейсмоприемников, в том числе и импортных.

Станция может работать как в автономном режиме с записью данных во внутреннюю флэш-память, так и с передачей данных по кабелю в реальном масштабе времени. Связь с компьютером при этом может осуществляться по любому из интерфейсов: RS-232, RS-485, USB или Ethernet. Настройка режимов работы производится с компьютера также по любому из перечисленных выше интерфейсов. Все настройки сохраняются во внутренней памяти станции, поэтому при установке ПЦСС на объекте достаточно только включить питание. Это обеспечивает возможность работы с ней низкоквалифицированного персонала.
Параметр	Значение
Рабочий диапазон температур	От -40 °С до +60 °С
Напряжение питания	Постоянное от 9 до 18 В
Потребляемая мощность (без передачи данных)	~650мВт
Потребляемая мощность (с передачей данных)	~1,5 Вт
Тип АЦП	Дельта-сигма
Разрядность АЦП	24
Количество каналов	3 синхронных
Входное сопротивление	108 кОм
Тип входа	Дифференциальный
KOCC	65 дБ
Диапазон входных сигналов	±10 B
Цена младшего разряда АЦП	1,589 мкВ
Уровень шумов	3 разряда СКЗ на 100 Гц
Частоты оцифровки	10 Гц – 1 кГц
Динамический диапазон	125 дБ
Точность привязки времени к PPS меткам приемника GPS	100 мкс
Точность привязки времени без GPS	0,1-10 ррт в зависимости от кварца
Вывод данных	USB, Ethernet, RS-232, RS-485
Режимы сбора данных	Непрерывный
Ёмкость флэш-памяти	3 Гбайт (1 мес. на 100 Гц)
Формат записи	E-24

Основные технические характеристики ПЦСС



Рис. 4. АЧХ, полученная в результате импульсной калибровки канала Е-W ПЦСС

Важной отличительной особенностью разработанной нами станции от существующих в настоящее время отечественных ПЦСС, например, «Байкал» является одновременная выборка аналогового сигнала по всем трем каналам, что необходимо для точного восстановления поляризации сейсмического сигнала. Более того, если несколько таких станций являются элементами мобильной сети, то синхронизация выборок всех станций обеспечивается с точностью до 100 мкс.



Рис. 5. Сейсмограммы события в районе г. Бердянск. СМ-3 совместно с тремя E-24 – сверху, ПЦСС – снизу

ПЦСС имеет ряд отличий и от ПЦС. Так, в ней предусмотрена возможность импульсной калибровки каждого из измерительных каналов. На рис. 4 показана AЧХ, полученная в результате импульсной калибровки канала E-W станции. Калибровка инициируется по команде с компьютера, нажатием кнопки на корпусе станции или в определённое время. Кроме того, в станции расширен рабочий диапазон входных сигналов, который составляет ±10 В, в то время как у ПЦС ±2,5 В. За счет этого обеспечивается ее более широкий динамический диапазон при примерно одинаковом уровне шума.

Формат данных, в котором разработанными приборами кодируется сейсмическая информация, аналогичен формату АЦП Е-24, то есть совместим со стандартными программными пакетами обработки сейсмических данных.

В настоящее время опытный образец ПЦСС с сейсмоприемниками СМ-3Е работает в составе группы в геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» совместно с контрольными широкополосными приборами СМ-3. Разработанной аппаратурой было зарегистрировано слабое землетрясение магнитудой 2 mb в районе Бердянска 14 мая 2010 г. в 23 ч. 19 мин. Сейсмограммы этого события, полученные контрольными датчиками СМ-3 с помощью 3-х АЦП Е-24 и датчиками СМ-3Е с помощью ПЦСС, показаны на рис. 5. Как видно из сейсмограмм, показания обеих систем мало отличаются друг от друга.

Следует отметить, что небольшие габариты платы регистратора ПЦСС позволяют разместить ее в корпусе трёхкомпонентного сейсмоприёмника, например, ТС-5МП, что обеспечивает возможность создания трёхкомпонентного автономного ПЦС. Такой прибор сочетает в себе возможности по получению научной информации трехкомпонентных датчиков с простотой и удобством в эксплуатации автономных портативных сейсмометров.

ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СТРУКТУРНЫХ НАРУШЕНИЙ МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ПОРОД И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Д.В. Павлов, Е.А. Виноградов

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Представлена методика деформационного мониторинга структурных нарушений. Приведены полученные с ее помощью основные результаты, заключающиеся в том, что, во-первых, знак остаточных деформаций, связанных с динамическим воздействием, соответствует знаку квазистатических перемещений бортов нарушения сплошности и, во-вторых, амплитуда остаточных перемещений берегов нарушения сплошности примерно пропорциональна амплитуде массовой скорости инициирующего динамического воздействия.

Развитие нелинейных моделей деформирования блочной среды привело многих исследователей к предположению о возможности накопления в горном массиве и инженерных сооружениях малых деформаций подобно тому, как это происходит при усталостном разрушении материала. Остаточные перемещения могут накапливаться на отдельных участках зданий и сооружений, в том числе и при действии длительных, многократно повторяющихся циклических нагрузок. Это с течением времени может привести к недопустимым деформациям конструкций, а в ряде случаев и к динамическому разрушению. В связи с этим, мониторинг состояния «опасных» зон, а также существующих нарушений сплошности инженерных сооружений является актуальной задачей.



Рис. 1. Четырехканальный измерительный контроллер БИН-8 и индукционный датчик линейных перемещений М-022А



Рис. 2. Стандартная схема расстановки датчиков на структурном нарушении.

1 и 2 – датчики для расчета раскрытия трещины и относительного сдвига ее берегов (сдвиг параллельно плоскости стенки); датчики для измерения: 3 – сбросовых смещений по трещине (сдвиг перпендикулярно плоскости стенки), 4 – деформации целика. Раскрытие и сдвиг рассчитываются по следующим формулам:

$$H = \frac{\Delta_1 \cos \beta - \Delta_2 \cos \alpha}{\sin(\alpha - \beta)},$$
$$S = \frac{\Delta_2 \sin \alpha - \Delta_1 \sin \beta}{\sin(\alpha - \beta)}$$

где Δ_1 и Δ_2 – показания датчиков 1 и 2, H – раскрытие трещины, S – относительный сдвиг ее берегов

Для решения этой задачи в ИДГ РАН был создан аппаратурно-программный комплекс, позволяющий проводить длительные деформационные измерения и измерения наклонов. Комплекс основан на индукционных датчиках линейных перемещений типа LVDT производства ООО «Микромех» (С.-Петербург) и четырех-канальном контроллере БИН-8 производства ЗАО «НПП «Промтрансавтоматика» (С.-Петербург) (рис. 1), цифровой сигнал с которого передается в компьютер. Кроме датчиков перемещения к контроллеру подключается датчик температуры, показания которого помогают учесть температурные деформации установочных штанг при обработке данных. Разрешение каналов перемещения составляет 0,2 мкм, температуры – 0,1 °С.

Специально разработанная программа регистрации обеспечивает работу измерительной станции в автономном режиме. На рис. 2 показана стандартная схема размещения датчиков на трещине. Датчики крепятся к стальным штангам, которые либо приклеиваются к стенке циакриновым клеем (если стенка ровная), либо устанавливаются в специально пробуренные шпуры на цементный раствор. На одном берегу трещины устанавливается сам датчик, на другом – упор. В качестве упоров используются стержни из кварцевого стекла диаметром 10 мм, в торцы которых упираются датчики.

Разработанный аппаратурно-программный комплекс был использован для решения задач деформационного мониторинга трещин на нескольких инженерных сооружениях: здание Трапезной Сергиевской церкви Свято-Троицкой Сергиевой Лавры (г. Сергиев Посад Московской обл.), административное здание Лебединского ГОКа (г. Губкин Белгородской обл.), Коршуновский туннель Восточно-сибирской железной дороги (г. Железногорск-Илимский Иркутской обл.), бетонная плотина Братской ГЭС (г. Братск Иркутской обл.), подземная выработка Кировского рудника ОАО «Апатит» (г. Кировск Мурманской обл.), штольня сейсмостанции «Талая» (г. Слюдянка Иркутской обл.).

Кроме того, разработанный комплекс использовался для деформационного мониторинга трещин в скальных массивах: на одной из трещин в зоне влияния Ангарского разлома (пос. Листвянка Иркутской обл.), а также на двух трещинах в зоне влияния Аршанского фрагмента Тункинского разлома (пос. Аршан, Республика Бурятия).

Измерения на всех объектах выявили одни и те же закономерности – воздействие на напряженный горный массив или инженерное сооружение колебаниями малой амплитуды вызывает остаточные перемещения, локализуемые на нарушениях сплошности. Эффект имеет порог по амплитуде колебаний, величина которого может быть весьма малой и определяется напряженным состоянием массива или сооружения, а также интенсивностью микросейсмического фона в соответствующем диапазоне частот.

Важнейшей является установленная закономерность соответствия знака остаточных деформаций, связанных с динамическим воздействием, знаку квазистатических перемещений бортов нарушения сплошности [Адушкин и др., 2009]. Этим объясняется то обстоятельство, что, несмотря на постоянно действующие динамические нагрузки, инженерные сооружения, как правило, остаются устойчивыми. Поскольку температурные, приливные и другие низкочастотные деформации носят обычно знакопеременный характер, кумулятивное значение накопленных деформаций обычно не достигает критической величины.

Поясним последнее утверждение примерами. На рис. 3 цифрой 1 показана кривая сбросовой деформации шва между секциями бетонной плотины Братской ГЭС.

Цифрой 2 на этом же рисунке показана кривая накопления сбросовых остаточных смещений на этом же шве. Ступеньки на кривой соответствуют моментам прохождения железнодорожного и автомобильного транспорта по гребню плотины. Значения остаточных смещений для каждой из ступенек взяты с кривой 1. Хорошо видно, что кривая 2 по форме практически полностью повторяет кривую 1. То есть, как уже было сказано выше, знак остаточных деформаций, связанных с динамическим воздействием, соответствует знаку квазистатических перемещений берегов шва между секциями бетонной плотины, связанных с ветровой нагрузкой, температурной деформацией и т.д. В данном случае обе кривые знакопеременны. И хотя общее время наблюдений сравнительно невелико – около двух суток, можно предположить, что в данном случае заметного накопления остаточных перемещений происходить не будет.



Рис. 3. Результаты деформационных наблюдений на одном из швов между секциями бетонной плотины Братской ГЭС.

 кривая сбросовой деформации; 2 – кривая накопления сбросовых остаточных перемещений (каждая ступенька соответствует моменту прохождения железнодорожного или автомобильного транспорта по гребню плотины)

Другая картина показана на рис. 4. Здесь представлены результаты примерно четырехчасовых наблюдений за деформацией горизонтальной трещины в бетонной обделке Коршуновского тоннеля Восточно-Сибирской железной дороги. Пунктирными линиями показаны моменты вибрационных воздействий: 1, 2, 3, 4 и 6 – прохождение поездов по тоннелю, 5 – массовый взрыв в карьере Коршуновского ГОКа, борт которого находится примерно в 200 м от тоннеля. По амплитуде воздействия на тоннель проходящие составы и массовый взрыв в карьере схожи: 0,5–1 мм/с. Существенная разница наблюдается в длительности воздействия: прохождение сейсмовзрывных волн занимает доли секунды – первые секунды, в то время как разные поезда идут по тоннелю от 10 секунд до 2 минут.

На рис. 4 хорошо видно, что компоненты деформации раскрытие и сдвиг, а также целик ведут себя примерно одинаково – наблюдается небольшой тренд, связанный, по-видимому, с температурной деформацией бетонной обделки тоннеля (в день измерений, 4 октября 2007 г., резко упала температура). При прохождении железнодорожных составов на компонентах раскрытие и сдвиг не образуются остаточные деформации, в то же время на обеих в результате массового взрыва в карьере зарегистрированы едва заметные, около 0,2 мкм, остаточные смещения.



Рис. 4. Результаты деформационных наблюдений на горизонтальной трещине в бетонной обделке Коршуновского тоннеля Восточно-Сибирской железной дороги 4 октября 2007 г.

Рис. 5. Схема расположения тоннеля в склоне. Стрелкой показано направление сбросовых смещений по трещине



Совсем по-другому ведет себя сбросовая компонента. Она не отреагировала на взрыв, однако, при прохождении поездов, в трех случаях из пяти образовались отчетливые ступеньки остаточных деформаций величиной от 0,5 мкм до 2,5 мкм. Причем во всех случаях смещение происходит в одном и том же направлении, которое показано стрелкой на рис. 5. Учитывая, что тоннель проложен в склоне, на котором уже отмечались оползневые явления, такая тенденция представляется опасной.



Рис. 6. Зависимость зарегистрированных остаточных смещений от амплитуды динамического воздействия. Горизонтальные и вертикальные стрелки показывают разброс экспериментальных данных.

Цифры около значков – место регистрации: 1 – трещина в зоне влияния Ангарского разлома, 2 – трещина в бетонной обделке Коршуновского тоннеля, 3 – шов между секциями бетонной плотины Братской ГЭС, 4 – трещина в стене кирпичного здания Лебединского ГОКа, 5 – тектоническая трещина в стенке горной выработки Кировского рудника, 6 – тектоническая трещина на склоне каньона Токтогульской ГЭС [Степанов, Сырников, 2006;], 7 – разлом Imperial Fault, Мексика [Glowacka et al., 2002], 2009 – трещина в зоне влияния Аршанского фрагмента Тункинского разлома

На рис. 6 приведена зависимость максимальных остаточных перемещений берегов нарушений сплошности ΔW при однократном динамическом воздействии от амплитуды скорости смещения u_m . Линией показана зависимость

$$\Delta W = 3.2 u_m^{1.06},$$
 (1)

построенная методом наименьших квадратов. Для построения графика использованы данные авторов, полученные с помощью представленной выше методики, а также данные из литературы [Степанов, Сырников, 2006; Glowacka et al., 2002]. Как видно из соотношения (1) амплитуда остаточных перемещений берегов нарушения сплошности примерно пропорциональна амплитуде массовой скорости инициирующего динамического воздействия. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-12023-офи-м и 10-05-01064-а) и ОНЗ РАН (Программа № 6).

Литература

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Виноградов Е.А., Гончаров А.И., Куликов В.И., Кулюкин А.А. О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426. № 1. С. 1–4.

Степанов В.Я., Сырников Н.М. Влияние сейсмических воздействий на деформации и устойчивость склонов каньона Токтогульского гидроузла // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах: сб. науч. трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2006. С. 50–59.

Glowacka E., Nava A.F., Cossio D.D., Wong V., Farfan F. Fault slip, seismicity, and deformation in the Mexicali Valley, Baja California, Mexico, after the M 7.1 Hector Mine earthquake // Bull. Seismol. Soc. America. 2002. Vol. 92. P. 1290–1299.

ДЕФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ОПОЛЗНЕВЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

О.Н. Галаганов, Т.В. Гусева, Н.К. Розенберг, В.П. Передерин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва galagan@ifz.ru, guseva@ifz.ru

Организация мониторинга территорий расположения ответственных инженерных объектов обусловлена необходимостью постоянного контроля за деформациями и движениями приповерхностных слоев земной коры и инженерных сооружений, возникающих под действием природных и техногенных факторов. Эксплуатация крупных гидротехнических объектов ведет к непредсказуемому развитию движений и деформаций вмещающей геологической среды, особенно территорий, где возможно развитие оползневых явлений.

Введение

Оползни относятся к очень опасным геологическим явлениям, которые широко распространены как в горно-складчатых, так и платформенных областях. Это скользящее смещение горных пород на склонах под действием силы тяжести при участии поверхностных или подземных вод. Основными причинами, порождающими оползни, считаются процессы, которые изменяют внешнюю форму и высоту склонов, ведут к изменению строения и свойств пород, слагающих склон, создают дополнительное давление на породы (гидродинамическое – при фильтрации воды в сторону склона, гидростатическое давление воды в трещинах и порах породы, сейсмические процессы, искусственные статические и динамические нагрузки на склон). Оползание представляет собой длительный процесс, проходящий ряд стадий своего зарождения, развития и замирания. Они наносят значительный вред инженерным сооружениям, не только в процессе строительства, но и в период эксплуатации объектов, вызывая разрывы, образование трещин, обрушения, крен и даже разрыв конструкций.

ИФЗ РАН проводит многолетние исследования оползневых деформационных процессов с помощью прецизионных GPS измерений и традиционных геодезических методов в сейсмоактивных и платформенных регионах, на площадях эксплуатации и строительства крупных инженерных объектов, в том числе гидроэнергетических комплексов, крупных коллекторов. Целью наших измерений в комплексе с геолого-геофизическими исследованиями является выявление количественных характеристик деформационного развития блоковых оползней, уточнение их размеров, временная оценка устойчивости и т.д.

Одним из таких объектов являются гидроаккумулирующие электростанции (ГАЭС), способствующие сглаживанию пиковых нагрузок в электросетях. Внедрение ГАЭС в крупные энергосистемы, в том числе в связке с атомными электростанциями, повышает стабильность работы и надежность эксплуатации. Использование гидроаккумулирующих электростанций достаточно широко распространено в мире. Строительство их осуществляется более 100 лет. Наибольшее развитие такие электростанции получили в странах Западной Европы, США, Канаде. В настоящее время общее количество ГАЭС в мире составляет более 460 станций, суммарная мощность которых превышает 300 млн киловатт. Интерес к данному виду энергетических сооружений проявляется и в России [Бабурин, 1971]. Однако из-за ежедневных перемещений значительных объемов воды возникают наведенные процессы деформирования, которые могут развиваться непредсказуемо. Разрушение объекта подобного рода, даже частичное, неизбежно приведёт к экологическим, экономическим и социальным последствиям.

Загорская ГАЭС

В качестве объекта исследований выбрана территория Загорской ГАЭС в 100 км на север от Москвы, приуроченная к северо-западному склону Клинско-Дмитровской гряды Восточно-Европейской платформы. Формы рельефа представляют собой корено-моренные образования московского оледенения с превышениями 50–80 м. Кристаллический фундамент состоит из метаморфных и интрузивных пород и залегает на глубине 1500–2000 м, коренная часть геологического разреза представлена породами мезозойского мелового возраста с чередованием субгоризонтально залегающих песчаных и глинистых слоев, четвертичных отложений аллювиального и озерно-ледникового генезиса. По условиям конструкции ГАЭС расположена на наклонном участке местности с превышением верхнего бассейна над нижним около 100 м. Ежесуточное перемещение воды из нижнего бассейна в верхний и обратно составляет 22,7 млн м³. Одной из основных задач деформационного мониторинга является контроль деформаций склона, где располагаются напорные трубопроводы. Еще в процессе создания инженерных сооружений были зарегистрированы оползневые проявления, для борьбы с которыми реализуются комплексные мероприятия. Контроль над оползневыми деформациями проводится с помощью повторных точных геодезических измерений (высокоточных спутниковых координатных наблюдений – GPS измерений, нивелирование, светодальнометрия) и геофизических наблюдений (обратные отвесы, наклономеры).



Рис. 1. Схема расположения пунктов GPS измерений на территории ЗАГАЭС

Объективную информацию с помощью GPS измерений можно получить только при наличии типовых конструкций грамотно закрепленных пунктов наблюдений, обеспечивающих принудительное центрирование антенн, принимающих спутниковые сигналы. Сеть пунктов GPS измерений была создана геодезической службой станции с учетом рекомендаций сотрудников МИИГАиК [Генике, Черненко 2003]. Основу наблюдательной сети составляют пять опорных (каркасных) пунктов, расположение которых было выбрано на основе геолого-геоморфологического обследования. Рабочие пункты GPS (количеством до 32), размещены на всей территории горного отвода, более часто на склоне между верхним и нижнем бассейнами. Расстояния между пунктами составляют 0,3-7 км (рис. 1). Начиная с 2000 года, GPS измерения на рассматриваемом объекте выполняются регулярно дважды в год сотрудниками ИФЗ РАН по договоренности с ЗАГАЭС и МИИГАиК. Используются 8–12 комплектов двухчастотных GPS приемников фирм Trimble и Javad, при последних циклах измерений только комплекты аппаратуры фирмы Javad. Регистрация спутниковых сигналов ведется с 30-секундным интервалом на опорных пунктах непрерывно в течение всего цикла наблюдений (длительностью от 72 до 90 часов), на рабочих пунктах – по 6, 12 или 24 часа в зависимости от предъявляемых требований к точности определения координат. Обработка наблюдений проводится по программе Trimble Geomatics Office с учетом рекомендаций проф. А.А. Генике. Дополнительно делается контрольная обработка по программе Trimble Total Control.

Сначала для каждого цикла определяются геодезические параметры опорных пунктов, затем вычисляется положение каждого рабочего пункта относительно опорных. Изменение геодезических параметров во времени определяется путем сравнения их значений в текущем цикле относительно значений в начальном цикле или в любом предшествующем. Получено, что горизонтальные перемещения опорных и некоторых рабочих пунктов происходят по замкнутой поступательно-возвратной траектории, не превышая нескольких миллиметров за период наблюдений. Другой части рабочих пунктов свойственна поступательная направленность в горизонтальных смещениях при наличии сезонных вариаций. Результирующий вектор смещений может достигать 10 мм и более.

Результаты наблюдений

Анализ векторной диаграммы горизонтальных (рис. 2, а) и графиков вертикальных (рис. 2, б) перемещений пунктов, расположенных по трассе трубопроводов (T-2 – на здании водоприемника, 12-5 – на склоне), показывает наличие направленных индивидуальных изменений. Горизонтальным перемещениям присущи разные значения модулей и ориентировки. Величина вертикальных перемещений пунктов на здании водоприемника на верху трубопровода за последние два года стала больше, чем пунктов на склоне. Из детального анализа измерений длин линий между пунктами на концах трассы трубопровода выявлены суточные циклические смеще-



Рис. 2. Векторы горизонтальных перемещений пунктов 15, Т-2, 12-5 (а) и вертикальных перемещений (б) пунктов Т-2 и 12-5

ния в несколько мм, обусловленные периодическим изменением нагрузок на водоприемник [Гусева и др., 2009].

Общую картину локальных деформаций земной поверхности исследуемого объекта представляет карта скоростей вертикальных движений и векторов скоростей горизонтальных перемещений, составленная на основе данных многолетних GPS измерений (рис. 3). Большая часть исследуемой территории с 2000 г. претерпела опускание, причем наибольшее опускание – до 7 мм в год – испытывают пункты, расположенные на здании водоприемника. Сопоставление скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений показывает наличие вдоль трассы напорных трубопроводов достаточно активных деформационных процессов.



Рис. 3. Карта скоростей вертикальных движений (изолинии проведены через 1 мм в год) и векторы скоростей горизонтальных перемещений за период 2000–2009 гг.

Подтверждением обнаруженных процессов служат результаты режимных наблюдений наклономеров на устоях водоприемника [Осика, 2009]. За 2005–2008 гг. установлено направленное смещение основания здания водоприемника в сторону нижнего бьефа, на фоне которого происходят сезонные и суточные вариации наклонов [Гусева и др., 2009]. Проводимые работы позволяют следить за развитием «наведенных» движений и деформаций в грунтовом основании гидротехнического сооружения, эксплуатируемого в инженерно-геологических условиях Европейской части России.

Нагатинская пойма р. Москвы

В последнее время на территории городов происходит ускоренное строительство крупных инженерных объектов без детального геолого-инженерного обоснования при проектировании. Кроме того, практически отсутствует регулярный контроль деформирования вмещающей геологической среды на территории сооружаемых, а также давно эксплуатируемых объектов. Это зачастую приводит к чрезвычайным ситуациям с тяжелыми социальными и экономическими последствиями. Только после возникновения подобной ситуации специалисты по изучению современных движений и деформаций привлекаются для исследования возможных причин подобных явлений. На территории г. Москвы выявлено 15 участков с развитием глубоких блоковых оползней, основной деформирующий горизонт которых является слоем юрских глин оксфордского яруса [Осипов, Постоев, 2006]. Одним из объектов исследований является территория высокого берега р. Москвы в районе Нагатинской поймы, где оползневой процесс вызвал нарушение канализационного коллектора.

В районе Коломенского парка г. Москвы на береговом склоне реки стали разрушаться трубы одного из коллекторов очистных сооружений. Часть коллектора проходила под обрывом с наклоном более 40° по склону в 12°. Там и наблюдалось аварийное деформирование и разрыв труб. Однако датчики, установленные в скважинах на глубине 50 м (на 40 м ниже днища труб), не фиксировали значимых деформаций геологической среды. Тогда было принято решение провести деформационный мониторинг приповерхностных слоев земной коры территории, включающей аварийный участок, площадью 500×700 м, с помощью GPS измерений. На сети из 15 пунктов с декабря 2003 по июнь 2004 гг. было выполнено 5 циклов измерений 6-ю комплектами двухчастотных приемников Trimble 4000 SSi(SSe). Измерения проводились шестичасовыми сериями, с замером сигналов через 10 с. причем на двух базовых пунктах измерения повторялись в каждой серии. Обработка сделана по программе Trimble Geomatics Office. В качестве опорных были выбраны пункты №№ 1 и 7, координаты которых считаются неизменными (рис. 4). Результаты уже первых циклов повторных измерений показали, что пункты, расположенные на обрыве и склоне участка прохождения коллектора и западнее, испытывают аномальные горизонтальные смещения в северном и северо-восточном направлениях. Аномальные тенденции смещений сохранялись и в последующих циклах измерений. Пункты, расположенные на краю обрыва или на его крутом



Рис. 4. Схема расположения пунктов GPS измерений и вертикальный профиль вдоль косогора на участке расположения коллектора очистных сооружений

склоне, перемещаются в северном направлении. Исходя из полученных результатов, можно заключить, что исследуемая территория (начиная с обрыва) претерпевает оползневые перемещения в северо-восточном направлении со скоростью до 10 см/год. По линии расположения коллектора эти скорости составляет от 1 до 3 см за год (рис. 5). Горизонтальное перемещение наиболее активных пунктов происходили направленно и достаточно равномерно. Пример для пункта 30 представлен на рис. 6. Вертикальным перемещениям присущ более сложный характер развития – на фоне линейного тренда (в начале и центре оползня – нисходящего и вос-



Рис. 5. Векторы оползневых перемещений за период с июля 2006 по июль 2007 гг. на участке расположения коллектора очистных сооружений



Рис. 6. Горизонтальные перемещения пункта 30 за период с декабря 2003 по июль 2007 гг.

ходящего внизу оползня) выявляются флуктуации с амплитудой до нескольких сантиметров [Галаганов, Гусева, 2007]. Эти данные GPS измерений подтверждаются и инклиномерными замерами в скважинах [Волков, 2006].

Триггером, оказывающим отрицательное воздействие на устойчивость склонового массива, может являться сброс ливневого стока, неорганизованная застройка, отсыпка насыпного грунта и другие мероприятия.

Заключение

Таким образом, приведенные примеры внедрения спутниковых систем GPS/ ГЛОНАСС для геодезических измерений являются надежной составляющей комплекса исследований для оценки опасных процессов природного и антропогенного происхождений. Необходимость организации режимных GPS наблюдений на ответственных инженерных объектах подобного типа несомненна.

Литература

Бабурин Б.Л. Некоторые проблемы покрытия пиков нагрузки в энергосистемах страны и экономические предпосылки строительства ГАЭС // Энергетическое строительство. 1971. № 1. С. 3–7.

Генике А.А., Черненко В.Н. Комплексные исследования на локальных геодинамических полигонах // Геопрофи. 2003, № 2. С. 11–15.

Осика И.В. Оценка техногенного воздействия от работы гидроаккумулирующей электростанции на геологическую среду (на примере Загорской ГАЭС) // Автореферат канд. диссер. М.: 2009. 22 с.

Гусева Т., Крупенникова И., Розенберг Н., Передерин В. Геодинамический мониторинг на территории гидроаккумулирующей электростанции // Сб. XIV Міжнародний науково-технічний симпозіум «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GPS и GIS-технологіі» 08–13 вересня 2009 р. Алушта (Крим). Львів, 2009. С. 59–61.

Осипов В.И., Постоев Г.П. Уроки катастрофической активизации глубоких оползневых подвижек на участке Хорошево (Москва) // Сергеевские чтения. Вып. 9. М.: ГЕОС, 2006. С. 155–160.

Галаганов О., Гусева Т. Геодезический мониторинг оползневых геологических структур // Сб. XII Міжнародний науково-технічний симпозіум «Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: GPS и GIS – технологіі» 10–15 вересня 2007 р. Алушта (Крим). www.geocities.com/astralagt/index.htm. Львів, 2007. С. 155–157.

Волков В.А., Алешин А.С., Галаганов О.Н. и др. Новый метод комплексных геологогеофизических исследований при инженерно-экологических изысканиях в оползневой зоне // Сергеевские чтения. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2006. С. 210–214.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ВОРКУТИНСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

А.И. Гончаров, В.И. Куликов

Институт динамики геосфер РАН

В работе приведены результаты мониторинга и анализа банка данных геодинамических явлений (ГДЯ), сопровождающих разработку Воркутинского угольного месторождения. Получены местный годограф Р и S волн, затухание амплитуды сейсмических волн, зависимость класса от мощности местных карьерных взрывов. Построен график повторяемости геодинамических явлений в зависимости от их класса. Приведены оценки катастрофических последствий для возможных геодинамических явлений.

Система мониторинга ГДЯ

Разработка Воркутинского угольного месторождения осложнена геодинамическими явлениями (ГДЯ) в массиве горных пород. Для контроля и предупреждения ГДЯ в шахтном поле шахты «Комсомольская» развернут разработанный ВНИМИ комплекс ГИТС, который состоит из 12 трехкомпонентных датчиковакселерометров и компьютера сбора данных. Полоса частот регистрации акселерометров от 1 до 1000 Гц. Динамический диапазон каналов регистрации (по оценкам) около 36 дБ. Частота оцифровки сигналов 2 кГц. Система ГИТС позволяет получать кинематические параметры ГДЯ и лоцировать очаги ГДЯ по времени вступления сейсмических сигналов с точностью 9–10 м.

Информация от ГИТС дополняется данными станции геодинамического мониторинга «Воркута», созданной ИДГ РАН. Станция расположена за городом, в 12 км от шахтного поля шахты «Комсомольская». Она состоит из измерительного сооружения (бункер глубиной 6 м, состоящий из двух отсеков, расположенных друг над другом) и пункта сбора и первичной обработки сейсмической информации. Внутри бункера на бетонном постаменте установлены 6 сейсмоприемников. Станция оснащена тремя короткопериодными сейсмоприемниками СМ-3КВ и тремя широкополостными СМ3-ОС, блоком сбора и выделения сейсмического сигнала «Воркута», системой точного времени GPS, персональным компьютером для архивации и визуализации зарегистрированной информации и системой резервного питания.

Частотный диапазон короткопериодных каналов 0,5–30 Гц. Сигналы с этих датчиков оцифровываются с частотой 100 Гц. Частотный диапазон широкополостного датчика 0,02–5 Гц, его данные оцифровываются с частотой 20 Гц. Динамический диапазон 96 дБ. Чувствительность каналов столь высока, что порог регистрации событий определяется не чувствительностью аппаратуры, а уровнем естественных микросейсмических шумов в месте размещения сейсмостанции.

Станция «Воркута» регистрирует три компоненты колебаний в одной точке. На сейсмограммах могут быть выделены фазы продольных, поперечных и поверхностных волн. Это позволяет по годографам и поляризации волн определять очаги сейсмических событий с точностью около 100 м. Конечно, станция «Воркута» уступает по точности лоцирования системе ГИТС. Однако у нее другие преимущества. Первое – она регистрирует и лоцирует события во всем угольном бассейне (в бассейне 5 шахт), что не доступно системе ГИТС. Второе – дает динамические параметры ГДЯ. Станция «Воркута» позволяет впрямую (без упрощений и предположений) определить энергию сейсмических волн или энергетический класс ГДЯ. Энергетика геодинамических процессов в горном массиве является решающей информацией для прогноза катастрофических геодинамических событий. Кроме того, волновые формы позволяют восстановить механизм выделения энергии при ГДЯ (идентифицировать горные удары, внезапные пылегазовые выбросы, технологические взрывы, обрушения горных выработок и т.д.). Третье – регистрирует региональную сейсмичность.

Опыт эксплуатации станции «Воркута» и системы ГИТС показал, что они регистрируют все ГДЯ класса 3 и выше.

Региональный годограф

В системе обработки данных системы «Воркута» предусмотрено определение эпицентрального расстояния до очага сейсмического события и азимута на него. Эпицентральное расстояние определяется по разности времен прихода продольных, поперечных и поверхностных волн и расчетному годографу.

Для повышения точности лоцирования ГДЯ был построен местный годограф. Для его построения был использован массовый взрыв на карьере Юнь-Яга, который проводился 23 мая 2007 г. Мощность взрыва составляла 6800 кг ВВ. Скважины были объединены в 4 группы по 1700 кг ВВ. Группы подрывались последовательно с замедлением 20 мс.

Регистрация сейсмических колебаний проводилась в трех пунктах: в пос. Советском, на станции «Воркута» и у главного ствола шахты «Комсомольская». Эпицентральные расстояния от очага взрыва до этих сейсмопунктов составляли соответственно 1,287, 12,18 и 25,52 км.

В сейсмопунктах в пос. Советском и на шахте «Комсомольская» были установлены мобильные сейсмостанции, в состав которых входили три короткопериодных сейсмоприемника CM-3KB. В каждом пункте регистрации на четвертый канал записывались минутные метки времени с приемника спутниковой системы навигации GPS, что позволило синхронизовать сейсмограммы со всех пунктов регистрации по времени.

На рис. 1 приведены сейсмограммы этого взрыва, зарегистрированные сейсмостанцией «Воркута». Верхние три канала – короткопериодные, нижние три – широкополостные. Показано «окно» длительностью 10 секунд. На рисунке четко выделяются вступления продольной волны (метка Р) и поперечной волны (метка S). Разность времен прихода этих волн около 2 секунд. Амплитуды колебаний по вертикали на короткопериодных каналах составили 0,055 мм/с, по направлению Юг-Север около 0,026 мм/с и по направлению Запад-Восток около 0,04 мм/с.

На мобильных сейсмопунктах были получены сейсмограммы аналогичные сейсмограммам короткопериодных каналов «Воркута». По полученным значениям времен вступления Р и S волн были построены годографы продольных и поперечных волн, которые показаны на рис. 2. Экспериментальные точки лежат на прямых, которым соответствуют скорость продольных волн – 5,5 км/с и поперечных волн – 2,8 км/с. Эти значения отличаются в меньшую сторону, почти на 10%, от скоростей расчетного регионального годографа. Это является существенной поправкой для обработки данных системы «Воркута» и позволит повысить точность определения эпицентрального расстояния до нескольких процентов.



Рис. 1. Сейсмограммы массового взрыва на карьере Юнь-Яга (сейсмостанция «Воркута»)



Затухание сейсмических волн

Характер затухания сейсмических волн имеет большое значение для определения энергии источника сейсмических волн. Затухание амплитуды волн связано с геометрической расходимостью фронта волны, поглощением и рассеянием сейсмических волн. Коэффициенты поглощения и рассеяния определяются свойствами горного массива, его крепостью, трещиноватостью, влагонасыщенностью. Обычно затухание описывают степенной зависимостью, которая объединяет все три механизма затухания.

Опыт показывает, что в различных горных породах степень затухания *и* изменяется в пределах от 3 до 1, поэтому важно установить степень затухания сейсмических волн, присущую региону, в котором ведется мониторинг ГДЯ. Для этого вновь воспользовались результатами регистрации сейсмических волн от взрыва на карьере Юнь-Яга. Причем, учитывалось, что максимальная скорость сейсмических колебаний зависит от эпицентрального расстояния и от массы заряда в группе (на одну ступень замедления) [Гончаров, 2006]. Поэтому на рис. 3 зарегистрированные максимальные скорости колебаний в пос. Советском (точки слева), на станции геодинамического мониторинга «Воркута» (точки в центре рисунка) и на шахте «Комсомольская» (точки справа) отложены в зависимости от приведенного расстояния, которое равно эпицентральному расстоянию, деленному на кубический корень из массы заряда в одной ступени замедления. Обработка данных по методу наименьших квадратов позволила установить, что максимальные скорости колебаний на рис. 3 описываются зависимостью:



 $V = 5030 \cdot \left(\frac{q^{1/3}}{R}\right)^{1.7}$ (1)

Рис. 3. Зависимость амплитуды сейсмовзрывных волн от приведенного эпицентрального расстояния

Этой зависимости на рис. З соответствует прямая линия. Из нее следует, что в Воркутинском регионе затухание амплитуды скоростей сейсмических колебаний в волне обратно пропорционально расстоянию в степени n = 1,7. Указанная закономерность получена для расстояний 1–25 км и была использована для расчета энергии или класса ГДЯ.

Определение энергетического класса взрывов

В «большой сейсмологии» укоренилось два типа энергетической классификации землетрясений: по потоку энергии сейсмических волн, пересекающих сферу стандартного радиуса с центром в фокусе землетрясения, и по полной энергии сейсмических волн, излучаемых очагом землетрясения. В первом случае энергию землетрясения характеризуют классом – К, во втором – магнитудой – М. В настоящее время для землетрясений построены корреляционные зависимости между классом и магнитудой и поэтому у сейсмологов нет трудностей и какой-либо неоднозначности в характеристике землетрясений при выборе типа энергетической классификации.

Однако практика обработки сейсмограмм показала, что первый подход (определение класса) наиболее продуктивен для случая слабых землетрясений, горных ударов, промышленных и пылегазовых взрывов, обрушений горных выработок, схода горных лавин, гидроразрывов, записанных сейсмостанциями на сравнительно небольших расстояниях от очага (до 100 км).

Напомним определение класса [Раутиан, 1960]. Из общего количества энергии, высвобождаемой в очаге ГДЯ, поддается учету лишь некоторая ее часть E, переходящая в энергию упругих волн, или только сейсмическая энергия ГДЯ. Величину ее характеризуют потоком энергии упругих волн через замкнутую сферическую поверхность с центром в очаге ГДЯ за время τ , в течение которого происходят колебания.

$$E = \iint_{S} \int_{0}^{\tau} (\vec{P} \cdot \vec{n}) ds dt$$
⁽²⁾

Здесь \vec{P} – вектор плотности потока энергии в точках поверхности *S*, по которой производится интегрирование, \vec{n} – единичный вектор нормали к площадке *ds*.

Так как вектор потока P меняется за счет геометрической расходимости волн и за счет затухания амплитуды, для однозначности определения потока энергии в качестве поверхности S берут референц-сферу радиуса $R_0 = 10$ км. Тогда выражение (1) можно переписать в виде

$$E = 4\pi \cdot R_0^2 \int_0^{\tau} (\vec{P} \cdot \vec{n}) dt$$
(3)

Однако сейсмическая волна от ГДЯ обычно регистрируется на некотором расстоянии R, которое может быть и ближе, и дальше этого расстояния. Поэтому зарегистрированную сейсмограмму следует пересчитать с расстояния R на расстояние R_0 , для чего используется установленный закон затухания амплитуды сейсмической волны (1), так что в результате получим:

$$E = 4\pi \cdot R_0^2 \cdot \rho \cdot C \cdot \left(\frac{R}{R_0}\right)^{2n} \int_0^{\tau} V^2 dt$$
(4)

Поток сейсмической энергии вычисляют в Дж и тогда класс ГДЯ определяется логарифмом величины *E*.

В первую очередь расчеты класса были выполнены для 6 массовых карьерных взрывов, зарегистрированных станцией «Воркута». На рис. 4 приведена зависи-

мость класса взрыва как сейсмического события от мощности взрыва, выраженной массой BB в кг. Заметим, что если амплитуда сейсмовзрывной волны определяется массой BB в одной ступени замедления, то поток сейсмической энергии определяется суммарной массой BB при взрыве. Наименее слабому взрыву соответствует масса BB 20 кг, наиболее мощному – 7 тонн BB.



Зависимость класса от массы ВВ описывается зависимостью

$$K = 1.4 + 1.46 \cdot \lg m$$

где *m* – суммарная масса BB в кг.

Геодинамические явления

В течение года система ГИТС и станция «Воркута» регистрируют более 4000 ГДЯ в Воркутинском угольном бассейне. На рис. 5 приведена сейсмограмма типичного ГДЯ на шахте «Комсомольская», произошедшего 17 июня 2008 г. в 15:08:08 GMT. Показано «окно» длительностью 10 секунд. Разность времен прихода Р и S волн около 2 секунд. По приведенным выше годографам было получено гипоцентральное расстояние до очага ГДЯ – 9,56 км. Очаг находился в нескольких десятках метров от разрабатываемой лавы. Максимальная скорость колебаний в продольной и поперечной волнах составляла 1 мкм/с. Максимум в спектре продольных и поперечных волн приходился на частоты 3–4 Гц. Вычислениями по формуле (4) был получен класс этого ГДЯ К = 3,97.

Это ГДЯ было также зарегистрировано мобильным сейсмическим пунктом, временно размещенным на земной поверхности над шахтным полем. Этот сейсмопункт оказался на гипоцентральном расстоянии 2,03 км от очага ГДЯ. Максимальные скорости колебаний были зарегистрированы в поперечной волне и составляли 40 мкм/с. Спектр велосиграмм имел широкую полосу от 1 до 10 Гц с максимумом около 7 Гц. Расчетом по формуле (4) был получен класс этого ГДЯ К = 3,9. Близкие результаты определения класса ГДЯ по сейсмограммам станции «Воркута» и временного сейсмического пункта демонстрируют достоверность метода и алгоритма расчета класса ГДЯ.



Рис. 5. ГДЯ на шахте «Комсомольская», 17.06.2008. 15:08:08, 212 GMT

Повторяемость геодинамических явлений

Повторяемость сейсмических событий – одна из важнейших характеристик сейсмического режима горного массива, как естественного процесса, так и при техногенных воздействиях на массив. Закон повторяемости или закон Гуттенберга-Рихтера пришел из «большой» сейсмологии [Касахара, 1985] и успешно применяется при анализе техногенной сейсмичности. Наклон графика отражает соотношение между числом сильных и слабых ГДЯ, уровень графика – суммарную активность ГДЯ в горном массиве.

На рис. 6 построен график повторяемости ГДЯ по данным каталога за период с 01.09.2007 г. по 01.09.2008 г., который содержит 4247 событий. График повторяемости претерпевает излом. Это означает, что сильных событий класса 7 и более происходит относительно мало. График можно описать двумя прямыми:

При построении графика повторяемости число ГДЯ с К = 3 не учитывались. Очевидно, число слабых событий с К от 2,75 до 3,25 в каталоге занижено из-за того, что система мониторинга «пропускает» часть таких событий.

По графику повторяемости можно прогнозировать, что сильное ГДЯ класса К = 8,5 можно ожидать один раз в год, а класса К = 9,5 – одно событие за 10 лет. Мерой катастрофичности этих ГДЯ является объем разрушенной горной массы в очаге ГДЯ. Если допустить, что сейсмический кпд взрывов и ГДЯ одинаков, то из



Рис. 6. Повторяемость геодинамических явлений

зависимости на рис. 4 можно получить, что этим ГДЯ эквивалентны взрывы с массой 73 и 353 тонны ВВ. Крепость пород, вмещающих угольные пласты, составляет около 6–8 по шкале Протодьяконова. Выход разрушенной горной массы при взрывах в таких породах составляет около 3 м³/кг. Отсюда объем разрушенного горного массива при этих ГДЯ составит соответственно около $2,2 \cdot 10^5$ м³ и 10^6 м³ или ребро эквивалентного по объему куба составит 60 и 100 м.

В этих оценках имеются очевидные погрешности. С одной стороны, как показывают модельные расчеты [Петухов, 2004] сейсмический кпд горных ударов и землетрясений выше, чем взрывов. Следовательно, необходимо уменьшить массу эквивалентного взрыва. С другой стороны, разрушение среды при ГДЯ происходит при более низких напряжениях (тектоническом, литостатическом), чем при взрыве. Из-за этого масса эквивалентного взрыва должна быть увеличена. Погрешности разных знаков позволяют надеяться, что приведенные выше оценки последствий катастрофических ГДЯ реалистичны.

Выводы

В работе приведены некоторые результаты геодинамического мониторинга Воркутинского угольного месторождения:

1. По зарегистрированным массовым взрывам были получены местные годографы Р и S волн и затухание амплитуды сейсмических волн.

2. Получена зависимость класса карьерных взрывов от их мощности.

3. Создан каталог ГДЯ, по которому построена повторяемость ГДЯ.

4. Сделаны оценки катастрофических последствий возможных ГДЯ.

Литература

Гончаров А.И., Куликов В.И., Минеев В.И., Седоченко В.В. Сейсмическое действие массовых взрывов на открытых и подземных работах // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах: сб. научн. трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2006, с. 22–33.

Касахара К. Механика землетрясений. Мир, 1985, 264 с.

Петухов И.М. Горные удары на угольных шахтах. С.-Петербург, 2004, 244 с. *Раутиан Т.Т.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений // Труды Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Таджикской ССР, выпуск 7, 1960, с. 41–66.

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В СКВАЖИНАХ НА ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

А.С. Закупин

Научная станция РАН в г. Бишкек, Кыргызстан dikii79@mail.ru

Для выявления отклика геофизической среды на внешние воздействия изучены временные вариации интенсивности геоакустической эмиссии (ГАЭ) в нескольких скважинах, расположенных в районе возбуждающего диполя электроимпульсной системы. Проведены измерения ГАЭ на двух скважинах, находящихся в пределах 13 км от полюсов возбуждающего диполя. Анализ данных показал, что активность ГАЭ существенно выше в рабочие дни, чем в выходные. Также можно отметить и более высокий уровень ГАЭ в дневное время. Периоды усиления ГАЭ после пусков ЭРГУ отмечаются с различными задержками по времени, однако важным обстоятельством является то, что максимумы активности приходятся на периоды электрозондирований. Существуют также особенности проявления отклика ГАЭ при воздействии на среду в различных частотных областях и компонентах геоакустического датчика.

Введение

В конце XX века в России были получены оригинальные результаты о влиянии электромагнитных импульсов, произведенных магнитогазодинамическими (МГД) генераторами, на сейсмический режим в районах Гармского и Бишкекского геофизических полигонов [Тарасов и др., 1999; Тарасов и др., 2001]. Полученные данные позволяют говорить о возможности разработки методов уменьшения сейсмической опасности, которые заключаются во внешнем контролируемом воздействии на естественный сейсмический процесс с целью изменения его режима и инициирования выделения накопленной в среде упругой энергии в виде относительно слабых землетрясений с целью предотвращения катастрофического сейсмического события. Для выявления отклика геофизической среды на зондирующие пуски электроразведочной генераторной установки ЭРГУ-600 в настоящей работе проводится исследование геоакустической эмиссии в скважинах. Сигналы ГАЭ в диапазоне частот от 100 Гц до 1 кГц могут распространяться на расстояния от источника не более нескольких десятков метров. Применение геофонов для исследования влияния электромагнитных импульсов должно помочь уточнить информацию о пространственной и временной локализации откликов геосреды. Здесь важно отметить, что ГАЭ характеризует процесс деструкции среды на масштабе, промежуточном между натурным (километры) и лабораторным (образцы сантиметровых размеров). Для этого масштаба вопрос о влиянии внешних электромагнитных полей исследован в существенно меньшей степени по сравнению с километровым и сантиметровым масштабами [Авагимов и др., 2000; Богомолов и др., 2001; Zakupin et al., 2009], на которых, как упомянуто выше, установлен базовый эффект чувствительности сейсмической и акустоэмиссионной активности к электровоздействиям. Вместе с тем, в недавних работах по ГАЭ [Гаврилов, Богомолов и др., 2006] было обращено внимание на то, что имеются косвенные свидетельства еще более высокой электрочувствительности геосреды на характерных масштабах от единиц до десятков метров. Задачей данной работы является выявление вариаций в параметрах ГАЭ, свидетельствующих о триггерном воздействии на геосреду мощных электромагнитных импульсов.

Методика

С учетом основных положений обоснования геоакустического мониторинга необходимо сформировать набор требований, при удовлетворении которых мониторинг возможен. Очевидно, что изначальным требованием является сам объект исследований. Под объектом здесь будем подразумевать геосреду, обладающую достаточной степенью энергонасыщенности. Сейсмологическим отражением этого является – высокая сейсмическая активность региона. Второй аспект – это наличие источника сильного внешнего электромагнитного воздействия на объект исследований (в Научной станции (НС) РАН таковой является ЭРГУ). И, наконец, методика исследований с помощью геофонов опирается на измерения в скважинах. Исходя из основной гипотезы о механизме влияния ЭРГУ на сейсмичность, очевидно, что измерения следует проводить только в фильтрационных скважинах охватывающих первые уровни водоносных горизонтов.

Бишкекский геодинамический полигон вполне подходит для исследования влияния ЭМ воздействия на процессы микроразрушения в земной коре. В НС РАН к настоящему времени создана система геоакустических наблюдений. Для измерения геоакустической эмиссии в скважинах разработан и изготовлен специальный металлический зонд, в котором располагается геоакустический датчик А1638 (ЗАО «Геоакустика»). Для работы на больших глубинах применены специальные технологии герметизации зонда для предотвращения контакта датчика с водой. Датчик имеет прижим к стенке цилиндрического зонда с помощью полусферического волновода. Исследовательский зонд прижимается к обсадной трубе скважины обычной автомобильной рессорой. При спуске исследовательского зонда в скважину поддерживается небольшая скорость погружения и ведется контроль глубины. Установлено, что без погружения в воду (на сухой обсадной трубе) оголовок скважины является своеобразной шумовой антенной, которая ловит много помех, не имеющих отношения к процессам в земной коре (сильный ветер, слабые удары по оголовку скважины и др.). Тесты показали, что для исключения подобных помех необходимо погружать зонд в воду на глубину не менее 25 метров. Таким образом, установлен технический предел для фактически бесшумных измерений ГАЭ. При спуске снаряда также проверяется, в каком направлении располагаются x, y компоненты геофона (компонента x направляется на восток). Для обработ-

ки сигналов, поступающих с первичного преобразователя геофона, нами изготовлен блок усилителей и фильтров, позволяющий регистрировать три компоненты Х, Ү, Z. Количество каналов для одной компоненты равно 4: широкополосный диапазон (полоса пропускания 0÷400 Гц обеспечивается внутренним фильтром низких частот первичного преобразователя геофона А1638) и три канала, настроенные на разные центральные частоты. Широкополосный канал усиливает сигнал, получаемый с геофона. Частотные каналы осуществляют фильтрацию сигналов в трех полосах пропускания с центральными частотами, равными 40, 160 и 320 Гц. Фильтрация осуществляется активными высокодобротными (Q = 15) полосовыми фильтрами Баттерворта 4-го порядка, выполненными на основе схемы с многопетлевой обратной связью. Данная схема обеспечивает устойчивую работу канала и выделение узкой частотной полосы регистрируемого сигнала с подавлением частот, выходящих за пределы заданного диапазона, равным 40 дб/окт. Собственный коэффициент фильтра равен 50. Для каждого канала предусмотрена возможность выбора коэффициента усиления: 10, 50, 100, 500. Аппаратура выполнена на основе малопотребляющих операционных усилителей К140УД1208А, что позволяет проводить регистрацию сигналов ГАЭ максимально долго, используя в качестве источника питания автомобильные аккумуляторы. Многоканальный модуль АЦП ZET-210 предусматривает визуализацию принятых сигналов в режиме реального времени. Частота оцифровки аналогового сигнала с учетом характеристики геофона составляет 800 Гц. Запись сигналов идет непрерывно в пакеты длительностью 1 час. Такой период наиболее информативен для выделения сеансов ЭРГУ. идущих именно с таким периодом и длительностью 14 минут.

После изучения документации по 50 режимным скважинам, находящимся в радиусе 25 км от расположения северного заземлителя диполя НС РАН (в южном направлении скважин практически нет), были отобраны для исследования две скважины: № 6623 (Стрельниково), № 6617 (Арчалы).

В то время как общий банк данных по двум скважинам включает в себя широкополосные сигналы по трем компонентам геоакустического датчика, наиболее информативно для анализа использовать узкополосные фильтры. Мы применяли третьоктавные аналоговые фильтры на 40, 160 и 320 Гц. Первичные данные представляют собой бинарные файлы часовых записей (общая запись ведется непрерывно в течение всего эксперимента). По завершению полевых работ бинарные файлы сначала обрабатываются программой – конвертером, которая переводит их в специальный формат, а затем они читаются программой обработки, в которой предусмотрено построение графика и работа с данными в распространенном ASCII формате. Конечный банк данных включает информацию в среднем до 30 Гб объема за 12–14 суток измерений.

Результаты и интерпретация

Первая точка наблюдений попадает непосредственно в одну из разломных зон региона. Кроме того, эта точка находится ближе к диполю ЭРГУ. Расстояние относительно диполя: южный заземлитель – 9,6 км, северный – 6,77 км. Глубина – 325 м, до воды – 55 метров. Фильтры расположены на глубине 160 и 252 метра. При проведении анализа были рассмотрены часовые записи по всему периоду регистрации. Для интерпретации данных были построены суточные записи средне квадратичного значения сигналов с осреднением 5 секунд. Время регистрации уместно

поделить на части в соответствии с тем, работала ли установка в данные дни или нет (выходные и рабочие дни). Время проведения сеансов: 8:08, 9:08, 10:08, 11:08, 13:08, 13:58. Длительность сеанса ЭРГУ 14 минут. В данных суточных записей усредненного среднеквадратичного значения (СКЗ) отчётливо проявилась тенденция понижения активности ГАЭ с началом длительной паузы в работе установки. То есть в начале выходных дней (суббота) активность ГАЭ начинает снижаться и к воскресенью сходит практически на ноль. Отмечено также, что, несмотря на начало рабочей недели и возобновление сеансов ЭРГУ реакция среды в первый день или два практически отсутствует.

Рассмотрим один из примеров задержанного отклика активности ГАЭ на воздействие импульсами ЭРГУ в начале рабочей недели. В данном примере успокоение среды, которое установилось в воскресенье, сохранилось и в понедельник. За первый день сеансов встречались очень редкие (не более 1 в час) слабые одиночные сигналы малой амплитуды. Сеансы этого дня не синхронизировались с какойлибо активностью. В ночь с понедельника на вторник было тихо. Во вторник утром после начала и во время первого сеанса ЭРГУ сигналов зафиксировано не было, однако после окончания сеанса через 2 минуты прошла заметная серия импульсов (рис. 1). По количеству сигналов и размаху эта серия значительно отличалась от фоновой активности. Далее в течение 20–25 минут шла активизация в виде одиночных и серий сигналов, а спустя 30 минут после окончания первого сеанса прошла серия сигналов ещё большей амплитуды (рис. 1). Далее спустя одну минуту после начала второго сеанса отмечается серия очень больших сигналов амплитудой на порядок выше предыдущих (в пределах разрешения регистрирующего тракта). Эта серия сигналов показана на рис. 2. Для последующих периодов работы ЭРГУ (вплоть до пятницы) из-за высокой активности ГАЭ синхронизировать сигналы с пусками оказалось невозможным. Можно, однако, отметить, что в периоды рабо-



Рис. 1. Двухчасовая запись сигналов геоакустической эмиссии в пункте № 1 (с. Стрельниково) 7 июля 2009 г. Стрелками показаны начала сеансов ЭРГУ



Рис. 2. Сигналы очень большой амплитуды, зарегистрированные после начала второго сеанса ЭРГУ 7 июля 2009 г.

ты установки преобладают сигналы небольшой амплитуды, а вечером, ночью и в выходные дни – редкие сигналы на один или два порядка больше.

Рассмотрим интегральные характеристики отклика на ЭМ воздействие. Суточные значения СКЗ, полученные за несколько суток, суммировались и усреднялись. Таким образом, были обработаны 8 рабочих и два выходных дня. На рис. 3 показано изменение СКЗ ГАЭ с осреднением 5 секунд в дни, когда проходили пуски (первые три графика) и для выходных дней (4-й график). Время начала суточной записи 17:00 одинаково для всех графиков. Видно, что в выходной день активность среды практически отсутствует, за исключением всплеска в 13:37. А вот в рабочие дни основная масса сигналов приходится на период с 9:00 до 13:00, который охватывает первые 4 сеанса работы ЭРГУ. Пик активности для компонент Z и X приходится с 10 до 11 часов, а для компоненты Х он имеет место в перерыве между 4 и 5 сеансами. Некоторая активизация, не попадающая в период работы электроимпульсной установки, наблюдается с 7 до 8 часов утра. Исходя из того, что различия в кривых активности ГАЭ в зависимости от рассматриваемых компонент налицо мы попробовали рассмотреть отдельно компоненты в отдельных полосах частот. Так на рис. 4 видно, что активизация, приуроченная к времени сеансов ЭРГУ начинает проявляться с частоты 40 Гц по каналам Х и У, и постепенно охватывает более высокочастотный диапазон, в компоненте вертикальной отмечено наличие высоких частот с момента проявления активизации.

Во втором пункте, который расположен в районе села Арчалы, данные оказались неоднозначными, что, скорее всего, связано с геологической структурой и удаленностью от источника воздействия. Расстояние относительно диполя составляло: южный заземлитель – 13,83 км, северный – 13,29 км. Глубина – 300 м, до воды – 54 м. Фильтры расположены на глубине 95 метров. Обработка и анализ









результатов проводился по аналогии с первым пунктом наблюдений. Для осмысления общей картины хода геоакустической активности для данной точки также более информативно рассмотреть суточные записи усредненной амплитуды трех регистрируемых компонент (x, y, z), чем почасовые записи оригинальных сигналов. Это обусловлено очень низкой активностью ГАЭ и очень внушительным объемом данных. На рис. 5 приведен пример суточной записи. Как видно из рисунка, существуют некоторые тенденции по увеличению активности ГАЭ после пусков ЭРГУ, однако такой наглядный результат скорее исключение для данного пункта, чем правило. В основном активизация происходит неоднозначно по отношению к сеансам воздействия. Для данного примера такая тенденция наблюдается по компоненте x.



Рис. 5. Изменение усредненного значения СКЗ ГАЭ на скважине в пункте № 2 (с. Арчалы)

Заключение

Первые эксперименты по измерению геоакустической эмиссии в районе Бишкекского геодинамического полигона (БГП) показали, что примененные методики регистрации и обработки сигналов геоакустической эмиссии позволяют обеспечить высокую надежность и хорошее качество получаемых данных. При анализе данных было отмечено:

• на разных скважинах уровень активности и частотный диапазон сигналов различны, что, скорее всего, связано с локальной геологической структурой, а возможно и с конструкцией. и состоянием скважины;

• отмечаются периоды усиления ГАЭ после пусков ЭРГУ. Эти периоды идут с различными задержками по времени относительно начала работы установки;

• активность ГАЭ в рабочие дни и выходные различна, что возможно также связано с работой ЭРГУ;

• во время работы ЭРГУ наблюдаются многочисленные серии слабых сигналов ГАЭ, а в ночное время и выходные дни преобладают сигналы большой амплитуды, которые, как правило, или одиночны или идут небольшими сериями;

• после длительной паузы в работе ЭРГУ вновь начавшиеся пуски не вызывают какой-либо активности, однако на второй (или третий, в зависимости от точки измерения) день среда активизируется и эта активизация, как правило, приурочена ко второму или третьему сеансам работы установки;

• анализ сигналов в различных частотных диапазонах выявил, что активизация, приуроченная к времени сеансов ЭРГУ, начинает проявляться с частоты 40 Гц по каналам X и Y, и постепенно охватывает более высокочастотный диапазон, в компоненте вертикальной отмечено наличие высоких частот с момента проявления активизации.

На базе полученных результатов как методического, так и научного плана необходимо организовать активный геофизический мониторинг (геоакустический, гидрогеологический, сейсмический) на более продолжительный срок. Результаты такого мониторинга, несомненно, станут важнымидля разработки физической модели, описывающей реакцию блочной многослойной среды на электромагнитное воздействие.

Настоящее исследование осуществлено при поддержке РФФИ (проект № 10-05-00231а).

Литература

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Пономарев А.В., Соболев Г.А. Некоторые вопросы изменения состояния геологической среды при электромагнитном воздействии импульсами МГД-генератора // Научные труды ИТЭС ОИВТ РАН / Ред. Фортов В.Е. и Лихачев А.П. М.: ОИВТ РАН. 2000. Вып. 3. С. 217–224.

Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Трапезников Ю.А. и др. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1678–1689.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 152–164.

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.

Gavrilov V., Bogomolov L., Morozova Y., Storcheus A. Variations in geoacoustic emissions in a deep borehole and its correlation with seismicity // Annals of Geophysics, V. 51, N. 5/6, 2008, p. 737–753.

Zakupin A.S., Bogomolov L.M., Sycheva N.A. The effect of crossed electric and magnetic fields in loaded rock specimens. Materials Science and Engineering: A. 2009. V. 521–522. P. 401–404.

КОМПЛЕКСНЫЙ МОНИТОРИНГ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВА ПОРОД

А.А. Козырев, В.В. Рыбин

Горный институт КНЦ РАН, kozar@goi.kolasc.net.ru, rybin@goi.kolasc.net.ru

Разработана концепция иерархически-интегрированной системы комплексного мониторинга напряжённо-деформированного состояния (НДС) массива пород во взаимосвязи с природными и техногенными процессами в интенсивно изменяемой геологической среде. Концепция комплексного мониторинга предусматривает согласование разноранговых факторов и типов данных в единую систему сбора, контроля, анализа и управления состоянием крупных природно-технических систем (ПТС). Реализация проекта осуществляется на междисциплинарных принципах и сотрудничестве многих научных и производственных организаций и специалистов в различных областях знаний и техники.

Для современного горнопромышленного комплекса России и всего мира в целом характерен переход к отработке глубоких горизонтов крупных месторождений в освоенных горнорудных районах. Это всегда сопровождается трудным поиском наиболее рационального и эффективного решения, так как освоение этих горизонтов сопровождается ухудшением горнотехнических условий отработки (действием более высоких напряжений в нетронутом массиве и изменением деформационнопрочностных свойств пород) и снижением экономических показателей предприятия. Для большинства рудников карьеры спроектированы со значительным запасом прочности конструкции, и поэтому понижение глубины отработки влечет за собой существенное увеличение объемов вскрышных работ за счет разноски бортов при действующих нормативных значениях их среднего угла наклона. Если в дальнейшем предполагается переход на подземный способ добычи, то это также требует значительных капитальных затрат в течение длительного срока. Альтернативой этому может служить увеличение углов наклона бортов карьеров в конечном положении.

Геомеханическое пространство рудника рассматривается как сложная, многокомпонентная и иерархически организованная природно-техническая система. При этом карьер занимает лишь промежуточное положение в масштабной линейке ее компонентов, подпадая одновременно под влияние, как надранговых, так и иерархически подчиненных факторов. Размеры и форма карьера зависят от геологического строения рудного тела и вмещающих пород, их физических свойств, тектоники и НДС массива пород. При этом технологические элементы, составляющие карьер (отдельные уступы, борт в целом, рабочие горизонты и др.) в значительной мере изменяют свойства и состояние исходной природной среды, что в свою очередь оказывает обратное влияние на устойчивость технологических элементов. Таким образом, решение задачи обеспечения устойчивости борта карьера диктует необходимость комплексного, междисциплинарно-интегрированного и разномасштабного подхода (рис. 1). Суть его состоит в том, что на каждой стадии технологической цепочки работ проводятся мероприятия и исследования, направленные на сбор, обобщение и анализ исходных данных и параметров всей системы и ее иерархически организованных компонентов.



Рис. 1. Блок-схема технологии изучения скоростных характеристик интрузивных массивов

С целью изучения глубинного строения региона – района деятельности рудников – проводится сбор данных всех региональных сейсмических исследований МОВ (метод отраженных волн) и ГСЗ (глубинное сейсмозондирование) с дальнейшей их обработкой, компиляцией и форматированием для сейсмотомографического моделирования. Так, например, по району, включающему крупнейшие в мире щелочные массивы Хибинских и Ловозерских тундр, сформирован банк данных, содержащий свыше 600 сейсмических лучей региональных данных ГСЗ (профильные и площадные исследования) и более 2500 сейсмических лучей МОВ [Козырев, 2009]. Разнородность и различие качества исходных сейсмических данных, собранных ретроспективно по работам различных периодов, потребовали существенного усложнения методики изучения скоростных характеристик, что послужило основанием для разработки особой технологии интерпретации сейсмических материалов (рис. 2). Результатом сейсмических исследований является объемная скоростная модель исследованного участка массива [Глазнев, 2007].

Важнейшими исследованиями, отражающими региональный вклад тектоники в НДС верхней части коры, являются сейсмологические работы: регистрация современных событий, компиляция исторических сведений о землетрясениях, реконструкция палеосейсмичности, анализ временных рядов и прогноз сейсмической активности в перспективе на весь жизненный цикл горного предприятия. В Хибинском горнопромышленном районе для этих целей сформирована межведомственная интегрированная сеть сейсмического и инфразвукового мониторинга динамических событий, состоящая из 7 трехкомпонентных станций с аналоговой системой регистрации, 9 сейсмометров и 3 микробарометров. Сеть обеспечивает сейсмический мониторинг природно-технической системы (ПТС) «Хибин» на двух уровнях: в региональном масштабе и в масштабе рудного поля и его блоков. Изучение сейсмичности северной части Фенноскандинавского щита и сопредельных территорий шельфа проводятся Кольским региональным сейсмологическим центром (филиалом Геофизической службы Российской академии наук), а регистрация динамических событий в геомеханическом пространстве, эксплуатируемых апатит-нефелиновых месторождений, организована недропользователем – ОАО «Апатит».



 Рис. 2. Схема главных сейсмогенных зон и узлов северной части Фенноскандинавского щита (по данным цифрового мониторинга 1992–2005 гг.).
 1 – Финнмаркско-Мурманская (пассивная на данном отрезке времени); 2 – Кандалакшская; 3 – Хибинско-Ловозерская; 4 – Куусамо-Порьегубская; 5 – Кандалакшско-Варангерская; 6 – Ботний-Финнмаркская [Адушкин, 2007]

При сейсмических исследованиях на региональном уровне для исключения из каталогов землетрясений техногенных событий применяется метод «обобщенных огибающих». Его суть в следующем: на основании анализа более 5000 сейсмограмм событий с заведомо известным генезисом выделены 4 группы с совпадающими формами огибающих регистрируемых сигналов: подземный, наземный, воздушный взрывы, землетрясение, что позволяет сравнивать наблюдаемые события с выделенными 4 типовыми формами огибающих и по результатам сопоставления классифицировать все явления в соответствии с этими формами огибающих. Таким образом, удается избирательно различать природную и техногенную составляющие сейсмической активности. Первая из них группируется в сейсмогенные зоны и узлы (рис. 3), имеющие унаследованный характер минимум на протяжении нескольких тысяч – десятков тысяч лет, и обуславливает естественный «фон» динамических событий со своими закономерностями и режимом. А вторая группа увязывается с местами значительной техногенной активности и коррелируется с интенсивностью горных работ. При этом обе перечисленные группы могут взаимно усиливаться при пространственном совмещении или приближении друг к другу. Такое положение вещей диктует необходимость постоянного избирательного мониторинга за динамическими событиями как техногенного, так и природно-тектонического характеров, а также анализа их взаимообусловленности, влияния и тенденций развития.
ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОГО ИНСТИТУТА КНЦ РАН



Рис. 3. Система мониторинга геомеханического состояния массива пород с использованием комплекса методов

Структурные и инженерно-геологические исследования района работ и массива пород месторождения проводятся многоступенчато, последовательно уточняя и детализируя ключевые элементы и факторы на каждом из последующих этапов. На подготовительной стадии работ осуществляется выделение и анализ крупнейших (надранговых по отношению к месторождению/руднику) геолого-структурных элементов посредством дешифрирования аэро- и космо-фотоснимков (АФС и КФС), а также их сопоставления с геологическими картами разных масштабов и результатами геолого-геофизического изучения объекта исследований. Каждый из выделенных линеаментов и геоморфологических маркеров верифицируется на соответствие прямым (геологические границы и соотношения, результаты буровых и геофизических работ) и косвенным (особенности орогидрографии) признакам. В результате определяются основные структурные элементы и литотипы (группы пород, характеризующиеся сходными физико-механическими свойствами и инженерногеологическими условиями), по которым в первом приближении проводится районирование массива пород месторождения/карьера. При этом прослеживаются и увязываются в единую иерархически соподчиненную тектоническую схему разномасштабные геолого-структурные элементы и факторы, выявленные по результатам первого и второго этапов.

Большая роль отводится детальным натурным исследованиям трещиноватости и других структурных неоднородностей массива пород непосредственно в уступах карьера, а также обследованию керна инженерно-геологических и других типов скважин. С целью обеспечения максимальной информативности используется методика многопараметрической документации и анализа. Необходимо подчеркнуть, что изменчивость параметров трещиноватости является весьма характерной чертой массивов пород, но особенно ярко выражается в интрузивах центрального типа, таких как Хибины, Ловозеро, Ковдор и др. [Пожиленко, 2002]. В случае широкого проявления разнообразных и многостадийных эндогенных и экзогенных процессов предоставляется возможность проведения ретроспективной (от молодых к древним) реконструкции основных тектонических событий [Жиров, 2008]. Полученные таким образом структурные и инженерно-геологические данные служат основой для геомеханических расчетов и построения моделей различной детальности и наполнения [Козырев, 2009].

Завершающим блоком технологического комплекса работ по получению исходных данных для моделирования с оценкой устойчивости бортов карьеров являются геомеханические исследования. В свою очередь они подразделяются на проводимые «in situ» и расчётно-аналитические. Непосредственно в карьере проводятся инструментальные измерения действующих в массиве пород напряжений методом разгрузки в варианте торцевых измерений.

Сравнение расчетных оценок и измеренных величин максимальных главных напряжений в массиве показывает, что, как правило, в Кольском регионе фактические значения напряжений превышают максимальные расчетные по гравитационной составляющей за счет вышележащих пород. Это указывает на наличие значимой тектонической компоненты напряжений, для объяснения природы и закономерностей проявления которой необходим анализ и увязка результатов сейсмологических, сейсмотомографических и структурно-геологических исследований регионального и детального масштабов.

Связывающим и интегрирующим все мультидисциплинарные исследования методическим стержнем является модельный подход, предусматривающий построение последовательно детализирующихся и усложняющихся моделей.

На первом этапе разрабатываются сейсмотомографическая и сейсмотектоническая модели. Их использование совместно с результатами различных детальных исследований позволяет обосновать инженерно-геологическую модель месторождения, которая, в свою очередь, может состоять из ряда частных моделей, например:

 моделей структурных нарушений различного порядка, включая трещиноватость;

моделей распределения физико-механических свойств;

- модели естественного НДС среды и месторождения.

В результате построения инженерно-геологической модели разрабатывается инженерно-геологическая классификация пород и выполняется инженерногеологическое районирование массива пород.

Вторым этапом является разработка геомеханической модели карьера, которая также обычно состоит из частных моделей:

- напряженного состояния уступов и борта карьера;

- расчета параметров нарушенной зоны;

- расчета параметров предельных обнажений.

Третьим этапом является создание расчетных моделей определяемых элементов. Исходной информацией для построения инженерно-геологической модели являются:

 – физико-механические свойства выделенных литологических разновидностей;
– физико-механические свойства и геометрические параметры структурных неоднородностей;

- начальное напряженное состояние ненарушенного массива.

Указанные свойства и параметры могут быть получены традиционными методами инженерно-геологического исследования массивов горных пород (отбор представительных проб горных пород; лабораторные определения физико-механических свойств; картирование структурных неоднородностей с выделением систем и порядков неоднородностей; определение физико-механических характеристик структурных неоднородностей).

Исходной информацией для построения геомеханических моделей являются:

 – параметры полей статических напряжений в массиве пород в окрестности карьерной выемки;

– параметры нарушенной зоны.

Параметры полей напряжений могут быть получены путем непосредственных измерений значений напряжений натурными методами (метод разгрузки; гидроразрыва; ультразвукового каротажа скважин и т.д.). Параметры нарушенной зоны могут быть получены прямыми наблюдениями (в том числе с использованием фотоили телевизионной съемки) и геофизическими методами (ультразвуковой каротаж скважин; сейсмическая томография; реометрия; глубинные реперы и др.). Обязательным условием повышения устойчивости массива пород в приконтурной зоне является технология щадящего взрывания на конечном контуре карьера [Фокин, 2008].

Мониторинг геомеханического состояния массива пород при формировании глубоких карьерных выемок – необходимое условие обеспечения безопасности производства. В пределах Ковдорской ПТС реализована система мониторинга геомеханического состояния массива пород с использованием комплекса методов (рис. 4). Микросейсмический мониторинг осуществлялся сейсмической сетью из



Рис. 4. Пространственно-временное распределение сейсмоактивности на карьере рудника «Железный»

12-ти сейсмодатчиков в скважинах на юго-восточном борту карьера. Пространственное распределение сейсмических событий 1400 естественных сейсмособытий, зарегистрированных за период с завершения пусконаладочных работ по октябрь 2009 г. (рис. 5).



Рис. 5. Результаты моделирования НДС массива в юго-восточной части карьера с учетом неоднородности геологического строения

Установлено, что максимальная сейсмоактивность приурочена к дну карьера и события имеют источники, расположенные на глубинах от поверхности дна до 200 метров от дневной поверхности. Здесь зарегистрированы наиболее мощные события, в частности, в начале сентября 2009 г. здесь было зарегистрировано событие с энергией в $5 \cdot 10^6$ Джоуля (оценочная магнитуда – 1.2). Выявлена зона, которая вычленяет линейную структуру, расположенную в направлении Север-Юг на значительной глубине. Применительно к этой зоне, следует отметить 2 существенных фактора: 1 – это зона геологического разлома, 2 – за период наблюдений в зоне активно проводились технологические работы. Нами промоделировано НДС массива в наблюдаемом районе с учетом влияния ослабленной зоны (рис. 6). Расчет НДС в окрестности карьерной выемки был проведен методом конечных элементов в объемной постановке с учетом основных геологических и горнотехнических факторов. Наблюдается хорошее соответствие между расчетными данными и экспериментальными в виде распределения сейсмоактивности. Выявленная сейсмоактивность явно свидетельствует о существенном динамическом изменении в напряженном состоянии массива по мере развития карьера. Полученный результат имеет важное методическое значение, так как подтверждает эффективность использования микросейсмического мониторинга в качестве инструментально-методического средства контроля состояния напряженного массива горных пород в районе производства горных работ.

Таким образом, методические основы и технологические решения эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений полезных ископаемых открытым способом строятся на комплексе глубоко интегрированных мультидисциплинарных фундаментальных и прикладных исследований. К настоящему времени предлагаемый подход успешно апробирован на нескольких карьерах Мурманской области, в частности, на таких гигантах, как Ковдорский железорудный карьер (рис. 7). Этот практический опыт показал, что методология представляет собой открытую развивающуюся систему, позволяющую осуществить гибкое настра-



Рис. 6. Формирование борта карьера с использованием вертикальных уступов высотой 24 м (карьер рудника «Железный» ОАО «Ковдорский ГОК»)

ивание ее применительно к условиям каждого индивидуального карьера и/или его части. Сложность и комплексность задач предопределила необходимость привлечения к разработке новой методологии специалистов различного профиля из Горного и Геологического институтов КНЦ РАН, Кольского филиала Геофизической службы РАН и горнорудных предприятий.

Разрабатываемые научно-методические подходы позволяют достоверно оценивать свойства и состояние массива пород в пределах существующей либо проектируемой карьерной выемки, корректировать их (свойства и состояние массива пород) в процессе освоения месторождения и на этой основе рекомендовать производству параметры открытой системы разработки, адекватные существующим природно-техногенным условиям.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 09-05-12 064-офи м).

Литература

Адушкин В.В., Асминг В.Э., Баранов С.В., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А. и др. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы // Землетрясения. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

Глазнев В.Н., Жирова А.М. Создание и применение технологии изучения скоростных свойств интрузивных массивов при построении комплексной модели земной коры Хибинского и Ловозерского массивов Кольского полуострова // Геофизический вестник. – Москва: ЕАГО, 2007. № 6. С. 15–19.

Жиров Д.В., Рыбин В.В., Шпаченко А.К. Эволюция хрупких деформаций массива пород Ньоркпахкского месторождения апатит-нефелиновых руд по результатам документации и анализа трещиноватости // Тектонофизика и актуальные вопросы о Земле. – М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 124–127. Козырев А.А., Рыбин В.В., Жиров Д.В., Билин А.Л., Виноградов А.Н., Каспарьян Э.В., Виноградов Ю.А., Семенова И.Э., Жирова А.М. Методические основы технологии эффективного и безопасного освоения глубоких горизонтов месторождений полезных ископаемых открытым способом // Вестник МГТУ, 2009. Т. 12, № 4. С. 644–653.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. – Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Фокин В.А., Тарасов Г.Е., Тогунов М.Б., Данилкин А.А., Шитов Ю.А. Совершенствование технологии буровзрывных работ на предельном контуре карьеров. – Апатиты: КНЦ РАН. 2008. 224 с.

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМОЭМИССИОННОЙ ТОМОГРАФИИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН

Ю.И. Колесников, Е.А. Хогоев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск kolesnikovyi@ipgg.nsc.ru

В работе обсуждаются результаты применения метода сейсмоэмиссионной томографии для изучения зон повышенной геодинамической активности двух типов – под выходом на дневную поверхность разрывного нарушения, образовавшегося в результате крупного землетрясения, и под действующим грязевым вулканом.

Введение

Сейсмоэмиссионная томография является одним из направлений пассивной сейсмики, активно развиваемым в последние годы. Имеются примеры удачного применения сейсмоэмиссионной томографии для изучения и мониторинга активных гидротермальных и вулканических областей [Троицкий, 1987; Александров и Рыкунов, 1992; Чеботарева и др., 1997¹⁻³; Кугаенко и др., 2004], локализации эпицентров землетрясений [Шубик и Ермаков, 1997; Колесников и др., 2004], а также для мониторинга месторождений углеводородов в процессе их разработки [Александров и Мирзоев, 1997; Geiser et al., 2006; Чеботарева и др., 2008; Steiner et al., 2008].

В основе эмиссионной томографии лежит математическая реконструкция пространственного распределения в изучаемой среде источников излучения сейсмической энергии по микросейсмическому полю, зарегистрированному на некоторой, в общем случае объемной, системе наблюдений. Обработка сейсмических записей в этом методе сводится к их суммированию по годографам, рассчитанным для системы наблюдений в предположении об известном скоростном разрезе. При вычислении годографов предполагаемый сейсмический источник последовательно помещается в различные точки исследуемого объема среды, например, производится сканирование по узлам регулярной сетки. Для каждого положения источника вычисляется некий энергетический параметр, характеризующий интенсивность излучения. В данной работе в качестве такого параметра выбрана когерентная мера подобия (сембланс) *S* – отношение энергии суммарного по всем точкам приема сигнала к сумме энергий каждого сигнала в отдельности. Если записи содержат сигналы от сейсмических источников из исследуемого объема среды, положению каждого источника будет соответствовать некоторый локальный максимум *S*. Таким образом, визуализируя *S*, можно получить представление о распределении источников упругой энергии в изучаемой среде. Более детальное описание алгоритма можно найти, например, в работах [Колесников и др., 2003; Кугаенко, 2005].

В данной работе описаны примеры применения метода сейсмоэмиссионной томографии для изучения двух зон повышенной геодинамической активности – под выходом на дневную поверхность разрывного нарушения, образовавшегося в результате крупного землетрясения и под действующим грязевым вулканом.

Активный разлом в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения 2003 года

Крупнейшее за инструментальный период сейсмологических наблюдений в Алтае-Саянской горной области Чуйское (Горный Алтай) землетрясение ($M_s = 7,3$) произошло 27.09.2003 г. в горной перемычке между Чуйской и Курайской впадинами. Землетрясение сопровождалось многочисленными проявлениями на дневной поверхности – обвалами, оползнями, выходами на поверхность разрывных нарушений, грунтовых вод и т.д. Наряду с другими геофизическими методами, в 2009 г. полевым отрядом ИНГГ СО РАН при технической поддержке группы сотрудников ФГУП СНИИГГиМС были проведены пассивные сейсмические наблюдения в зоне развития трещин, появившихся в результате землетрясения на дневной поверхности в Чуйской впадине.

Регистрация микросейсмического поля была проведена на профиле длиной 870 м, пересекающем наиболее проявившееся в рельефе в данной зоне разрывное нарушение (образовавшийся на поверхности ров в некоторых местах достигал ширины 7 м при глубине до 3 м) и ориентированном перпендикулярно направлению последнего. Вдоль профиля были установлены 30 сейсмоприемников с шагом 30 м. Регистрация проводилась отдельными сеансами продолжительностью от 2 до 5 минут с перерывами между сеансами не более 2 минут. Эти микросейсмические данные были обработаны по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии.

Предварительно для такой системы наблюдений было проведено численное моделирование для источника, расположенного под профилем на глубине 600 м, с синтетическим сигналом вида

$$S(t) = \frac{1}{R} A e^{(-\alpha t)} \sin(2\pi f t) \,,$$

где A – амплитуда, α – коэффициент затухания сигнала, f – частота, t – время и R – расстояние источник-приемник. Моделирование проводилось с целью оценки влияния на результаты работы алгоритма сейсмоэмиссионной томографии неточного задания скорости в среде, случайного шума в данных и флуктуаций времен прихода сигнала, вызванных влиянием рельефа, приповерхностных неоднородностей и т.д.

Как показали численные эксперименты, при однородной модели среды и профильной системе наблюдений неточное задание скорости приводит в основном к смещению восстановленного источника в вертикальном направлении. При завышенной скорости источник смещается вверх, а при заниженной – вниз. Случайный шум в данных влияет на контрастность выделения источника по значениям меры подобия S – если в отсутствие шума максимальное значение S в точке источника может превышать фоновые значения в десятки раз, то при отношении сигнал/шум порядка единицы это превышение составляет несколько десятков процентов. Разброс в пределах полупериода времен прихода импульсов на сейсмограмме относительно годографа для истинного положения источника влияет на результаты восстановления источника существенно меньше, чем случайный шум.

Обработка данных микросейсмических наблюдений, полученных на упомянутом выше профиле в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения, проводилась в предположении об однородной модели среды. Учитывая длину профиля, сканирование по предполагаемым источникам проводилось для интервала глубин от дневной поверхности до 1000 м. Исходя из имеющихся сейсморазведочных и сейсмологических данных [Глубинные..., 1970; Соловьев и др., 2000], была выбрана скорость продольных волн для однородной модели – $V_P = 5000$ м/с.

Поскольку импульсы сейсмоакустической эмиссии (САЭ) могут генерироваться через небольшие интервалы времени, обработка велась по относительно коротким последовательным временным интервалам (блокам трасс), каждая длительностью две секунды. В то же время разница минимального и максимального времени прихода волны в точки приема от импульсного возмущения в исследуемой среде была значительно меньше длины обрабатываемого временного интервала, что в большинстве случаев обеспечивало прослеживание сигналов при достаточной их интенсивности на всех каналах расстановки. Всего было обработано 320 блоков данных, каждый из которых состоял из 30 двухсекундных отрезков сейсмических трасс.

Результаты обработки визуализированы двумя способами. На рис. 1, а представлено суммарное по всем блокам и нормированное на число блоков распределение меры подобия *S* в вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений. На рис. 1, б каждая точка соответствует максимуму *S*, полученному по одному из отдельно обработанных двухсекундных блоков данных, то есть положению источника САЭ, наиболее энергетически выраженному в данном блоке. Как можно видеть, оба способа визуализации дают на качественном уровне весьма сходную картину. В обоих случаях выделяются две шумящие области, имеющие противоположный наклон и образующие обращенную острием к поверхности клиновидную структуру. Левая часть этой структуры энергетически более выражена, что проявляется в больших значениях меры подобия *S*. Наиболее интенсивное излучение наблюдается под участком профиля 300–500 м, что согласуется с положением наиболее проявившегося в рельефе в данной зоне разрывного нарушения, пересекающего профиль на поверхности в районе отметки 340 м.

Нужно заметить, что профильная система наблюдений, строго говоря, не позволяет судить об объемном распределении источников САЭ, так как в случае однородной среды годографы волн от всех источников, расположенных на какой-либо перпендикулярной к профилю плоскости на одинаковом от него удалении, совпадают. Тем не менее, учитывая то, что наблюдения проводились с помощью вертикальных сейсмоприемников, можно достаточно уверенно говорить, что основная масса источников эмиссии находится в интервале глубин 400–800 м, то есть в кристаллических породах под слоем рыхлых осадков.



Рис. 1. Аномалия, выделенная в зоне активного разлома: (а) – распределение меры подобия S в вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений; (б) – положение точек максимумов S, определенных по отдельным двухсекундным блокам данных.

Стрелкой отмечено место пересечения профиля с выходом разрывного нарушения на дневную поверхность

Грязевой вулкан Гора Карабетова (Таманский полуостров)

Для грязевых вулканов Таманского полуострова характерно чередование периодов активной деятельности и длительного покоя. Генезис грязевых вулканов и механизмы, приводящие к их периодической активизации, в настоящее время изучены недостаточно. Для лучшего понимания природы грязевого вулканизма представляет интерес изучение подводящих каналов вулканов. Так как эти каналы вследствие движения в них газа и жидкости должны иметь повышенный уровень САЭ, метод сейсмоэмиссионной томографии может оказаться эффективным инструментом такого изучения. Мы провели обработку по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии данных пассивных микросейсмических наблюдений, выполненных полевым отрядом ИВМиМГ СО РАН при технической поддержке группы сотрудников ИНГГ СО РАН на участке самого крупного на Таманском полуострове действующего грязевого вулкана Гора Карабетова.

Измерения проводились на площадной системе наблюдений, включающей 36 пунктов приема (записи на трех из них были признаны некондиционными), расположенных на четырех параллельных профилях. Расстояния между профилями – 100 м, между приемниками на профилях – 50 м. Схематически взаимное расположение системы наблюдений и кратера вулкана (отмечен звездочкой) иллюстрирует рис. 2, а. Там же показана проекция на дневную поверхность кубической сетки сканирования, в узлы которой последовательно помещался предполагаемый источник при обработке записей по алгоритму сейсмоэмиссионной томографии.

Обработка производилась по двухсекундным интервалам (блокам сейсмических трасс), записанным одновременно во всех точках системы наблюдений. Средняя скорость распространения продольных волн, использованная при обработке, была



Рис. 2. Аномалия, выделенная в зоне грязевого вулкана: (а) – взаимное расположение системы наблюдений (точки), кратера вулкана (звездочка) и проекции кубической области сканирования на дневную поверхность; (б), (в) и (г) – распределение меры подобия *S* в горизонтальной и вертикальных плоскостях, пересекающихся в точке ее максимума

оценена по данным активных сейсмических измерений – $V_p = 1350$ м/с. В результате обработки было установлено, что для большинства временных интервалов, на которых были выявлены заметные аномалии меры подобия *S* (критерий – превышение максимального в области сканирования значения *S* над минимальным более чем на 50%), эти аномалии имели приповерхностный характер, что не позволяет связывать их с проявлениями вулканической деятельности.

В то же время по некоторым блокам данных были получены аномалии, прослеживающиеся до относительно больших глубин, которые могут быть интерпретированы как результат эндогенных процессов, например, движения жидкости и газа по подводящим каналам вулкана. Пример такой аномалии, выявленной под вулканом и имеющей максимум на глубине примерно 160 м, приведен на рис. 2, б–г (показаны сечения меры подобия *S* в плоскостях, пересекающихся в точке ее максимального значения; звездочкой отмечена проекция на горизонтальное сечение кратера вулкана).

Заключение

Результаты обработки данных пассивных сейсмических наблюдений в двух районах показали, что метод сейсмоэмиссионной томографии является эффективным инструментом исследования зон, характеризующихся повышенной геодинамической активностью. Даже данные, полученные при регистрации микросейсмического поля датчиками, установленными на поверхности земли (без их заглубления) позволяют выделять шумящие зоны, расположенные на глубинах до нескольких сотен метров. Кроме площадных поверхностных систем наблюдений, полезная информация о таких зонах может быть получена даже по данным, полученным при профильных наблюдениях.

Авторы выражают благодарность за предоставленные полевые сейсмограммы В.А. Куликову, В.В. Ковалевскому, Д.А. Медных.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (проект 16.8), программы РАН ОНЗ-7 (проект 3), интеграционных проектов СО РАН № 61 и № 133.

Литература

Александров С.И., Мирзоев К.М. Мониторинг микросейсмической эмиссии на нефтяном месторождении // Проблемы геотомографии. – М.: Наука, 1997. С. 191–200.

Александров С.И., Рыкунов Л.Н. Шумовой мониторинг Южной Исландии // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 5. С. 808–810.

Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири. М.: Наука, 1970. 128 с.

Колесников Ю.И., Хогоев Е.А., Донцов М.В. О выборе систем наблюдений для сейсмоэмиссионной томографии // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия: Материалы междунар. геофиз. конф., Новосибирск, 15–19 сентября 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 117–121.

Колесников Ю.И., Хогоев Е.А., Полозов С.В., Донцов М.В. Применение сейсмоэмиссионной томографии для локализации сейсмических источников // Сейсмические исследования земной коры: сб. докл. Международной научной конференции, посвящ. 90-летию акад. Н.Н. Пузырева, Новосибирск, 23–25 ноября 2004 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 129–134.

Кугаенко Ю.А. О возможности обнаружения источника сейсмической эмиссии в условиях интенсивных помех при использовании эмиссионной томографии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 763–775.

Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Локация источников сейсмического шума, связанного с проявлением гидротермальной активности, методом эмиссионной томографии // Физика Земли. 2004. № 2. С. 66–81.

Соловьев В.М., Селезнев В.С., Жемчугова И.В., Лисейкин А.В. Глубинное строение Алтае-Саянского региона по данным площадных сейсмологических систем наблюдений // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы междунар. геофиз. конф., Новосибирск, 27–29 сентября 2000 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. С. 222–228.

Троицкий П.А. Исследование шумового отклика литосферы на землетрясения // Проблемы нелинейной сейсмики. – М.: Наука, 1987. С. 215–226.

Чеботарева И.Я., Кушнир А.Ф., Рожков М.В. Устранение интенсивной помехи при пассивном мониторинге месторождений углеводородов методом эмиссионной томографии // Физика Земли. 2008. № 12. С. 65–82.

Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х. Векторная эмиссионная томография: исследование эмиссионной активности в районе вулканического фронта (Япония) // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 161–175¹.

Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х. Исследование источников сейсмической эмиссии в земной коре (Япония, Северный Канто) // Докл. РАН. 1997². Т. 357, № 4. С. 542–546.

Чеботарева И.Я., Николаев А.В., Сато Х., Шиоми К. Источник сейсмической эмиссии, связанный с магматическим телом в районе вулканического фронта, остров Хонсю, Япония // Вулканология и сейсмология. 1997³. № 2. С. 58–73.

Шубик Б.М., Ермаков А.Б. Автоматическое определение координат и моментов возникновения сейсмических событий, основанное на принципах эмиссионной томографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 189–202.

Geiser P., Vermilye J., Scammell R., Roecker S. The Use of Seismic Emission Tomography (SET) for Imaging Hydraulically Linked Fracture/fault Networks of Hydro-carbon Reservoirs // American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract № H42B-03.

Steiner B., Saenger E.H., Schmalholz S.M. Time reverse modeling of low-frequency microtremors: A potential method for hydrocarbon reservoir localization // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L03307.

МЕЖБЛОКОВЫЕ ЗОНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

К.Ж. Семинский, Н.О. Кожевников, А.В. Черемных, Е.В. Поспеева, А.А. Бобров, В.В. Оленченко, М.А. Тугарина, В.В. Потапов, Ю.П. Бурзунова

Результаты разномасштабных геолого-геофизических работ в области перехода от Байкальского рифта к Сибирской платформе показали, что земная кора имеет иерархичное зонно-блоковое строение. Межблоковые зоны характеризуются наличием трех подзон, отличающихся степенью нарушенности горных пород, что отражается в закономерных вариациях разнотипных геофизических полей.

Введение

После работ академика М.А. Садовского большинством специалистов признается, что литосфера представляет иерархическую структурированную среду, которая состоит из блоков, взаимодействующих по зонам с пониженной (вследствие раздробленности) квазивязкостью субстрата. В то же время зонно-блоковая структура различных объемов литосферы сложна для картирования вследствие многообразия проявлений межблоковых структур. Это связано с комплексом факторов, влияние которых можно показать на примере межблоковых зон разломного типа, являющихся по строению наиболее простыми. Разломные зоны, как деформационные структурные элементы земной коры, отличаются пространственно-временной неравномерностью развития [Семинский, 2003]. Формирование их внутренней структуры происходит в течение трех главных стадий, каждой из которых соответствует характерное состояние деформируемого субстрата (рис. 1). На ранней дизьюнктивной стадии разлом представляет широкую полосу проявления разнотипных опережающих разрывов 2-го порядка. Отличительной особенностью поздней дизьюнктивной стадии является резкая дифференциация разломной зоны в продольном направлении на участки, представленные сегментами будущего магистрального сместителя, и широкие интенсивно нарушенные области, в которых происходит сочленение этих сегментов друг с другом. На стадии полного разрушения появляется и эволюционирует выраженный тектонитами магистральный сместитель и оперяющие его нарушения 2-го порядка.

Таким образом, межблоковая зона разломного типа может внешне существенно по-разному проявляться на отдельных участках по ее простиранию и, тем более, на разных стадиях эволюционного развития вследствие действия общих законов развития структурных элементов земной коры. Очевидно, что отличия будут усиливаться у разломов, относящихся к разным масштабным рангам и морфогенетическим типам, а также формирующихся в условиях неравномерного внешнего воздействия, под влиянием структурно-вещественных неоднородностей коры и на ее разных глубинных уровнях. Еще одним важным фактором, обеспечивающим многообразие проявлений разломных зон, является их проницаемость для магмы, флюидов (в т.ч. воды) и газов.



Рис. 1. Принципиальная схема трещинообразования в зоне разлома с правосдвиговым характером смещения крыльев [Семинский, 2003].

(A) – внутренняя структура полностью сформировавшегося разлома; (Б) – схемы активных разрывов на разных стадиях развития разломной зоны, каждой из которых соответствуют характерные участки кривой «нагрузка (σ) – деформация (ε)»: AB – упрочнение; BC – ослабление; CD – скольжение по сместителю. I – магистральный сместитель; 2 – вторичные разрывы и трещины; 3 – характер смещения крыльев по зоне в целом и составляющим ее разрывам; 4–6 – границы разломной зоны на разных стадиях ее развития В соответствии с вышеизложенным одни и те же разломы имеют разный имидж в геолого-геофизических полях различной природы. Например [Schulz, Evans, 2000], ширина зон крупных сдвиговых дизъюнктивов по электро- и сейсморазведочным данным составляет примерно 1 км, а по геолого-геохимическим признакам – не более первых десятков метров. Как следствие этого, у исследователей не сложилось единого мнения по поводу критериев выделения границ зон и главных особенностей их внутреннего строения. Большинство специалистов придерживается упрощенных представлений о разломе [Caine et al., 1996], как узкой полосе тектонитов главного сместителя, окруженной зоной разрушения с повышенной плотностью разрывов.

Прогресс в картировании зон взаимодействия блоков (и, в частности, разломных зон) в настоящее время связывается с практикой исследования одних и тех же дизъюнктивов комплексом разнотипных геолого-геофизических методов [Unswort et al., 1997; Schulz, Evans, 2000; Weber et al., 2009; и др.]. В статье представ-



Рис. 2. Обзорные схемы, представляющие положение участка работ (А), профиля геологогеофизических исследований п. Баяндай–м. Крестовский (Б) и его детально изученной части (В) на разномасштабных моделях рельефа Прибайкалья.

1 – пункты радон-тороновой съемки на детальном участке работ; 2 – пункты магнитотеллурического зондирования; 3 – дизъюнктивные структуры, описанные в тексте (1 – зона Приморского сброса; 2 – зона Тырганского сброса); 4 – контуры рис. Б на рис. А (а) и рис. В на рис. Б (б)

лены первые результаты работ подобного типа, проведенных на территории Западного Прибайкалья, где структуры активного в настоящее время Байкальского рифта взаимодействуют с тектоническими элементами краевой части древнего Сибирского кратона (рис. 2, А). Главными задачами исследований было: 1) выявить иерархию межблоковых зон северо-западного плеча Байкальского рифта, 2) установить главные особенности их внутреннего строения и 3) характер проявления в геолого-геофизических полей различной природы.

Методы и результаты исследований

В комплекс геолого-геофизических работ были включены такие методы, которые позволяют по разным признакам выделять разрывные структуры, так как их сгущения представляют межблоковые зоны земной коры. Это структурногеологические методы изучения разрывов, морфотектонический анализ рельефа (в том числе дешифрирование космоснимков), магнитная съемка, электроразведка методами естественного электрического поля (ЕП) и симметричного профилирования (СП), магнитотеллурические зондирования (МТЗ), эманационная съемка, гидрогеологические исследования водопроявлений.

Основной объем работ был проведен по профилю п. Баяндай—м. Крестовский, который пересек все основные морфоструктурные элементы изучаемой территории (рис. 2, Б): Предбайкальский прогиб, Онотское плоское поднятие, Прихребтовую депрессию, Приморское глыбовое поднятие, Приольхонскую краевую ступень, край Байкальской впадины. Работы проводились в двух существенно отличающихся масштабах (рис. 2, Б-В), что отразилось на графиках (рис. 3, А), представляющих результаты приповерхностных геолого-геофизических исследований. Серым цветом отмечены аномальные значения параметров, в качестве которых по предыдущему опыту [Семинский, Бобров, 2009] принимались значения, отклоняющиеся в зависимости от типа рассматриваемого количественного показателя в большую или меньшую сторону от среднего арифметического.

Как видно из рис. 3, А, подавляющее большинство аномалий располагается в юго-восточной части профиля. Исключение составляет участок, приуроченный к осевой части Предбайкальского прогиба. Отдельные аномалии, несмотря на различие рассматриваемых геолого-геофизических полей, по большому счету приурочены к одним и тем же участкам профиля, и, судя по характеру значений, представляют межблоковые зоны изучаемого региона. Их субстрат вследствие нарушенности разрывами является высокопроницаемым для воды и газов, миграция которых представляет одну из основных причин, приводящих к возникновению аномалий геофизических полей. Так, зонам соответствуют (рис. 3, А): понижение в рельефе, максимум плотности линеаментов, пики объемной активности радона и количества распадов торона, минимум кажущегося удельного электрического сопротивления, а также в отдельных случаях – минимумы потенциала естественного электрического го

Отметим, что степень проявления шести зон в упомянутых геологогеофизических полях характеризуется закономерными качественными и количественными различиями. Для второй (II), четвертой (IV) и шестой (VI) из них (рис. 3, А) по сравнению с тремя другими зонами в большинстве случаев свойственны более выраженные положительные аномалии *D*, *Q* и *N*. С другой стороны, в рельефе эти зоны проявлены менее отчетливыми впадинами и представле-



ны небольшими разломами, относящимися к разным морфогенетическим типам. В отличие от них первая (I), третья (III) и пятая (V) зоны в структурном отношении образованы крупными наклоненными на юго-восток сбросами (Прихребтовый, Приморский и Морской), перемещения по которым привели к формированию глубоких грабенов (рис. 3, A). Это свидетельствует, что зоны I, III и V представлены глубинными, а три другие (II, IV и VI) – сравнительно близповерхностными дизьюнктивными структурами. Зоны явно составляют структурные пары, причем те из них, которые наиболее отчетливо выражены во всех изученных полях (III–IV и V–VI), расположены настолько близко друг к другу, что на некоторых графиках имеет место единая аномалия с двумя близко расположенными экстремумами. На глубине (рис. 3, Б) это отражается существованием широких участков очень низких сопротивлений (4–30 Омм), которые, согласно известным принципам интерпретации магнитотеллурических материалов, представляют обводненные вследствие высокой нарушенности участки земной коры.

Один из фиксирующихся участков низких сопротивлений располагается под центральной частью Предбайкальского прогиба, тогда как другие – приурочены к юго-восточной половине профиля. Две из трех пар межблоковых зон, объединяющихся по данным близповерхностных методов исследования (I–II и V–VI), отчетливо выделяются широкими полосами минимальных значений кажущегося сопротивления. В отличие от них Приморская зона (участки III–IV) не образует столь существенной аномалии, создавая лишь небольшой минимум под собственно Приморским сбросом. Выявление причин отмеченной особенности может быть темой отдельного исследования. Однако выраженность Приморского сброса эскарпом в 600 м, а также известная для него амплитуда кайнозойских вертикальных перемещений (7,5 км) не оставляют сомнений в наличии данного разлома и на глубине.

Таким образом, комплексные геолого-геофизические исследования позволяют считать, что вся юго-восточная половина профиля п. Баяндай-м. Крестовский пересечена крупнейшей межблоковой зоной 2-го иерархического уровня, если за структуру 1-го порядка принять Байкальский рифт в целом. Эту зону логично именовать Обручевской разломной системой вслед за В.Д. Мацем и др. [2001], увеличив в соответствии с полученными данными ее поперечные размеры 2 раза (≈50 км). Система имеет иерархичное строение и представлена Прихребтовой, Приморской и Морской межблоковыми зонами (3-й уровень), каждая из которых состоит

Рис. 3. Результаты геолого-геофизических исследований вдоль профиля п. Баяндай-м. Крестовский.

(А) – изменения вдоль профиля высоты рельефа (*H*), плотности линеаментов (*D*), объемной активности радона (*Q*), количества распадов торона (*N*), потенциала ЕП (*U*), кажущегося удельного электрического сопротивления (*ρ_e*) и полного вектора магнитной индукции (*T*).

Расстояние между соседними точками для каждой пары однотипных графиков составляет 2500 м (верхний график из пары) и 250 м (нижний график). Светло-серым цветом на графиках выделены области аномальных значений, отличающихся в большую или меньшую сторону от среднего арифметического (горизонтальный пунктир). Внизу показано положение межблоковых зон трех иерархических уровней, границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета, определены по результатам комплексного анализа данных.

(Б) – геоэлектрический разрез, построенный по материалам МТЗ: 1 – пункты зондирований; 2 – изолинии значений удельного сопротивления, Омм; 3 – области с сопротивлением, меньшим 30 Омм; 4 – крупные морфоструктуры и разломы, пересеченные профилем: 1 – Морский сброс, 2 – Приморский сброс, 3 – Прихребтовый сброс, 4 – Тырганский сброс, 5 – Бугульдейско-Чернорудский грабен; 5 – разломы предполагаемые (а) и установленные (б)

из двух более мелких зон 4-го уровня иерархии (рис. 3, А). Обручевская система представляет северо-западное плечо Байкальского рифта и контактирует с крупным слабо нарушенным блоком, другой границей которого является Предбайкальская межблоковая зона, причем два последних структурных элемента относятся к платформе.

Данные о строении разломных зон 5-го и более высоких уровней иерархии были получены на основе детальных геолого-геофизических исследований в пределах Приморской межблоковой структуры (рис. 3, А). Пятый уровень представлен ограничивающими Бугульдейско-Чернорудский грабен Приморским и Тырганским сместителями, которым соответствуют низкие значения объемной активности радона, количества распадов торона, кажущегося электрического сопротивления, модуля полного вектора магнитной индукции, а в естественном электрическом поле – участки флуктуаций потенциала на фоне равномерного увеличения данного параметра. Такая комбинация параметров объясняется тем, что зоны разломных сместителей насыщены непроницаемой для газов глинкой трения с низкими удельным сопротивлением и содержанием ферримагнитных минералов. Значения параметров геофизических полей вблизи рассматриваемых крупных сместителей свидетельствуют о наличии у них зон влияния шириной в сотни метров, где породы интенсивно нарушены и обводнены в отличие от окружающих горных массивов.

Самые мелкие межблоковые зоны разломного типа из-за недостаточной обнаженности горных пород на профиле п. Баяндай-м. Крестовский исследовались в аналогичной структурной ситуации (Приольхонская краевая ступень) по обрывистым берегам пролива Ольхонские Ворота (рис. 2, А). Детальные исследования подтвердили на локальном уровне вывод о том, что в межблоковых зонах земной коры геофизические поля в большей степени отражают не вещественное, а структурное состояние деформируемого субстрата. Вследствие этого, основной акцент был сделан на детальном анализе распределения плотности трещин вблизи хорошо обнаженных мелких разломов, что для примера иллюстрирует рис. 4. Основой для исследования являлся график изменения плотности трещин в одном погонном метре, измеренной с шагом 2,5 м на 320-метровом участке горного массива, который нарушен разломным сместителем, представленным зоной дробления и интенсивной трещиноватости мощностью 2,5 м.

В первую очередь, методом скользящего среднего определялся уровень фоновой трещиноватости, соответствующий слабо нарушенным блокам. В северной и южной частях профиля он оказался различен, так как разломная зона приурочена к контакту горных пород с отличающимися структурно-механическими свойствами (рис. 4, Б). Кроме того, было установлено, что самые низкие значения плотности трещин (до 4 тр./пог.м) отражают положение на профиле разнотипных вещественных неоднородностей (жилы пегматита, мигматизированные прослои и др.). Затем по значениям плотности трещин, превышающим фоновое, выделялись границы зон разломного ранга (полосы серого цвета на рис. 4, Б). Дополнительный анализ распределения этих аномальных величин в северной и южной половинах профиля (см. графики слева и справа) позволил выделить еще два характерных уровня плотности. Участки их распространения показаны более темным оттенком серого цвета и в большинстве случаев, судя по черным стрелкам, вмещают те разломные элементы, которые были выделены путем геолого-структурных наблюдений непосредственно в поле. При этом самому высокому уровню нарушенности горных пород на данном участке (более 28 тр./пог.м) соответствует осевая часть главной разломной зоны.



Рис. 4. Результаты анализа разрывных сетей в горном массиве, нарушенном одним из локальных разломов Приольхонья (Западного Прибайкалье).

 (A) – фотографии четырех характерных участков вблизи главного разломного сместителя, отличающихся степенью нарушенности пород трещинами;

(Б) – график вариаций плотности трещин (П) вкрест простирания разломной зоны, на котором оттенками серого цвета показаны участки с разной нарушенностью пород трещинами. Участки выделены по характерным значениям, установленным при анализе гистограммам распределения значений плотности трещин (N), которые построены отдельно для южного (слева) и северного (справа) участков обнажения, представленных разнотипными породами и поэтому отличающихся разным уровнем фоновой трещиноватости. Черные короткие стрелки – положение структур разломного типа, выделенных в обнажении по прямым геолого-структурным признакам;

(В) – принципиальный вид приразломной зональности: 1 – горный массив, слабо нарушенный трещинами; 2 – подзона повышенной трещиноватости (III); 3 – подзона разрывов 2-го порядка и интенсивной трещиноватости (II); 4 – подзона магистрального сместителя (I); 5 – зонки дробления разрывов 2-го порядка

Представленные материалы, как и результаты количественного анализа других разломных зон Приольхонья, показали, что по степени нарушенности трещинами участки коренных выходов метаморфических пород центральной части Байкальского рифта могут быть разделены на 4 группы (рис. 4, А). Первая из них характеризуется фоновой трещиноватостью, вторая – повышенной трещиноватостью, третья – интенсивной трещиноватостью, а четвертая – дроблением, причем три последних ситуации представляют разломные зоны. Для приведенного примера ширина зоны исследованного разлома составляет ≈100 м. При этом в ее пределах есть участки с плотностью трещин ниже уровня фона, но их ширина существенно меньше той, которая характерна для располагающихся рядом областей повышенной трещиноватости. Они представлены отмеченными ранее местами локали-

зации структурно-вещественных неоднородностей и в целом свидетельствуют о зонно-блоковой структуре зон. Таким образом, внутреннее строение рассмотренной разломной зоны по большому счету состоит из трех подзон (рис. 4. В). От слабо нарушенного «протолита» разломную зону отделяют подзоны повышенной трещиноватости. По направлению к оси они переходят в подзоны интенсивной трещиноватости и разрывов 2-го порядка. Наконец, в центральной части имеет место подзона магистрального сместителя.

Подобным строением обладают все изученные локальные, а также, судя по представленным выше данным, и более крупные разломные зоны. Причиной существования выявленной структурной зональности является установленная ранее стадийность формирования разломных зон (рис. 1. Б). На ранней дизъюнктивной стадии образуется зона повышенной трещиноватости. Затем отдельные крупные трещины, объединяясь друг с другом в относительно узкой приосевой области, формируют разрывы 2-го порядка. Последние, в свою очередь, удлиняясь, формируют магистральный сместитель, появление которого знаменует переход к стадии полного разрушения. В итоге на интегральной схеме (рис. 1. А) имеет место зональная структура разлома, поперечное пересечение которой обнаруживает наличие подзон, которые, в частности, были выявлены при исследованиях разломов Западного Прибайкалья.

Выводы

 Геофизические поля межблоковых зон в большей степени отражают разрывную, а не вещественную составляющую их строения. Это позволило на основе комплексного исследования тектонической структуры Западного Прибайкалья выявить принципиальную картину нарушенности земной коры региона и установить ее иерархичное зонно-блоковое строение.

2. Обручевская разломная система при ширине ≈50 км является главной межблоковой зоной Западного Прибайкалья и представляет северо-западное плечо Байкальского рифта. Она состоит из Морской, Приморской и Прихребтовой межблоковых зон, трассирующихся из глубин в несколько километров, а у поверхности представленных сетью более мелких зон, относящихся по своему типу к разломным.

3. Внутреннее строение межблоковых зон разломного типа характеризуется наличием трех главных структурных подразделений: І – подзоны повышенной трещиноватости; II – подзоны интенсивной трещиноватости и разрывов 2-го порядка; III – подзоны магистрального сместителя.

Гранты поддержки: программа СО РАН ОН3-7 (№ 6, 7) и ФЦП (№ 02.740. 11.0446).

Литература

Мац В.Д. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.

Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 243 с. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Радоновая активность разломов (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 881–896.

Caine et al. Fault zone architecture and permeability structure // Geology. 1996. V. 24. P. 1025–1028.

Schulz S.E., Evans J.P. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults // J. of Struct. Geol. 2000. V. 22. P. 913–930.

Unsworth M. J. et al. Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California // Geology. 1997. V. 25. N 4. P. 359–362.

Weber M. et al. Anatomy of the Dead Sea Transform from lithospheric to microscopic scale // Rev. Geophys. 2009. V. 47. RG2002. doi:10.1029/2008RG000264.

ПРЕЦЕССИЯ СТРУКТУРНЫХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А.А.Спивак, С.Б. Кишкина

Институт динамики геосфер РАН, Москва

С целью определения особенностей дифференциальных движений структурных блоков земной коры изучались движения консолидированного блока, примыкающего к глубинной тектонической структуре – Нелидово-Рязанской шовной зоне. По результатам синхронных наклономерных и длиннопериодных сейсмических наблюдений установлен новый, не описанный ранее тип движения в земной коре – прецессионное движение структурных блоков. Наличие околосуточных и двухнедельных периодичностей угловых вариаций движения блока и их значимая корреляция с вариациями приливной силы свидетельствуют о том, что в качестве основной причины прецессии блока следует рассматривать гравитационное взаимодействие в системе Земля-Луна-Солнце. Показано, что вызванная прецессией блока деформация вещества разломной зоны, играющей роль межблокового промежутка, сопоставима с деформацией, вызываемой вековыми дифференциальными движениями блоков, однако, при существенно большей скорости деформирования.

Введение

Исследование блоковых движений в земной коре представляет значительный интерес как с точки зрения формирования представлений о закономерностях геодинамических процессов, протекающих в земной коре, так и с практической точки зрения. Особое внимание при этом уделяется установлению величин дифференциальных движений, в значительной мере определяющих несущие способности оснований объектов и сооружений, а также целостность конструкций, включая протяженные линейные объекты в виде трубопроводов разного назначения. Одновременно с этим изучение дифференциальных блоковых движений позволяет получить важную информацию о деформировании вещества разломных зон, играющих роль межблоковых промежутков. Деформация разломов определяет изменение свойств и закономерности преобразования вещества-заполнителя, что влечет за собой изменение не только режимов механических процессов, но также режима подземных вод и геофизических полей.

С целью получения данных о характере движения индивидуального блока земной коры в ИДГ РАН проводятся синхронные наклономерные длиннопериодные сейсмические измерения на серединном участке Северного структурного блока (ССБ) Приокского участка Нелидово-Рязанской тектонической структуры (рис. 1) [Горбунова, Иванченко, Спивак, 2002]. Измерение наклонов в двух взаимно перпендикулярных направлениях позволяет выделять угловые смещения и определять основные связи угловых движений со слабыми внешними воздействиями, представленными, например, приливной деформацией, вызванной гравитационным взаимодействием в системе Земля-Луна-Солнце.



Рис. 1. Схема расположения ССБ относительно НРТС (границы НРТС показаны)

Объект исследований, используемая аппаратура

Приокский участок Нелидово-Рязанской тектонической структуры (НРТС) представляет собой глубинную разломную зону сдвигового типа и расположен в пределах Тульской моноклинали Московской синеклизы между городами Серпухов и Ступино Московской области в интервале $37,6^{\circ}$ Е– $37,9^{\circ}$ Е с выраженным широтным простиранием (54,84° N). На уровне кристаллического фундамента НРТС соответствует Зарайско-Сердобскому разлому – граница раздела между Пачелмским авлакогеном и Алексинским выступом Воронежской антиклизы. Линейные размеры независимо деформирующегося ССБ оцениваются величиной $L \sim 10-20$ км, ско-

рость вертикального движения, практически совпадающая со скоростью дифференциальной подвижки относительно воздымающегося южного структурного блока, составляет 1–2 мм/год [Горбунова, Иванченко, 2004].

Регистрация наклонов земной поверхности выполняется в течение периода с 2007 г. по настоящее время с помощью прецизионного наклономерного комплекса НМД-Ш (рис. 2), размещенного на бетонном постаменте приборного сооружения сейсмической станции MHV (54,9595° N; 37,7664° E) на глубине около 20 м от свободной поверхности, что исключает влияние атмосферных температурных вариаций на результаты измерений.



Рис. 2. Расположение наклономера НМД-Ш (1) на постаменте сейсмической станции МНV ГФО «Михнево»

Основные характеристики наклономера НМД-Ш: чувствительность 10^{-4} угл. с., диапазон измерений 30 угл. с. Ориентация датчика позволяла определять абсолютные углы наклона измерительной площадки α в направлениях север-юг (СЮ) и восток-запад (ВЗ). Показания наклономера снимались через каждые 30 мин.

Сейсмическая регистрация выполнялась сейсмоприемниками STS-2 (частотный диапазон от 120 с до 40 Гц) и КСЭШ-Р (частотный диапазон от 600 с до 5 Гц), сбор информации осуществлялся с помощью программируемых регистраторов «Quanterra» и «RefTek». Характеристики сейсмических каналов позволяли определять траекторию смещения точки регистрации в пространстве с помощью процедуры почасового усреднения длиннопериодной составляющей микросейсмического фона.

Прецессионное движение блока

Анализ наклономерных наблюдений показал, что помимо трендовой составляющей угловых движений (тренд за период наблюдений составил 14,7 угл. с. для ВЗ

направления и 4 угл. с. для направления СЮ) наблюдаются хорошо выраженные околосуточные вариации углов наклонов структурного блока. При этом отчетливо выделяются как 24-х часовые, так и 12-ти часовые вариации (рис. 3). *F* – вертикальная составляющая приливной силы

По результатам анализа установлена значимая корреляционная связь вариаций наклонов с вариациями приливной силы F (непараметрический коэффициент корреляции Спирмена за период наблюдений составляет величину 0,7–0,9 при уровне значимости не хуже 0,95). При этом наряду с суточной периодичностью наблюдается хорошо выраженная двухнедельная цикличность, совпадающая по характеру с двухнедельной цикличностью приливной силы (рис. 3). Здесь следует отметить, что в отличие от наклонов в направлении B3 (вдоль простирания HPTC) максимальная корреляция между величиной приливной силы и наклонами в направлении СЮ (поперек HPTC) достигается со средней задержкой ΔT около 4–6 час (рис. 3).



Рис. 3. Пример околосуточных вариаций наклонов ССБ НРТС с вычетом тренда. F – вертикальная составляющая приливной силы

Это полностью соответствует условиям установления равновесного напряженного состояния в структурном блоке при распространении приливной волны в направлениях вдоль и поперек разломной зоны. Действительно, при условии монолитности структурного блока для установления равновесного напряженного состояния вдоль разломной зоны требуется $L/C \sim 10$ с (C – скорость распространения поперечных волн), а установление равновесия в поперечном к НРТС направлении требуется гораздо большее время вследствие сложных релаксационных процессов, протекающих в сложно структурированном теле разломной зоны: разуплотнением, параметрами, описывающими деформируемость и ползучесть материала и т.д. Величина ΔT не постоянна и, как это следует из данных рис. 3, изменяется со временем, причем для подавляющего большинства временных интервалов эти изменения носят периодический характер с периодом около 2-х недель, что совпадает с двухнедельной периодичностью вариаций приливной силы.

Высокая корреляция наклонов блока с величиной приливной силы, а также хорошее совпадение периодичностей и цикличностей вариаций F, α и ΔT (рис. 3) позволяет рассматривать приливную деформацию в качестве основной причины угловых движений структурного блока.



Рис. 4. Пример суточных (1) и полусуточных (2) вариаций угла прецессии структурного блока в период 14–15.11.2007 г.

Задержка между наклонами верхней грани структурного блока в двух направлениях, является причиной сложного неравномерного прецессионного движения блока (угол прецессии постоянно изменяется). В качестве примера на рис. 4 приведены выделенные с помощью полосовой фильтрации суточная и полусуточная вариации угла прецессии блока. Результирующее движение блока, полученное суммированием суточных и полусуточных вариаций угла прецессии, имеет сложный характер, который изменяется со временем (рис. 5, а, б).

Апертуру прецессии точки регистрации, расположение которой в первом приближении допустимо приписать поверхности структурного блока (рис. 6), с известной точностью можно оценить путем вычисления среднего значения регистрируемого смещения в длиннопериодной области спектра сейсмических колебаний. В качестве примера на рис. 7 приведена вариация апертуры прецессии для околосуточной составляющей движения для одного из периодов наблюдений. Представленные траектории движения точки регистрации в разных плоскостях свидетельствуют о достаточно хорошей корреляции вертикального смещения и смещения вдоль направления С-Ю.



Рис. 5. Примеры суточных вариаций угла прецессии с полусуточной нутацией: *a* – 26–28.10.2007 г.; *б* – 14–15.11.2007 г.



Рис. 6. Схема прецессии структурного блока земной коры (1); 2 – положение блока в отсутствие прецессии; О – центр прецессии

Одновременно рис. 7 демонстрирует временную несогласованность движений вдоль направлений север-юг и восток-запад. Апертура прецессии блока изменяется со временем и составляет 250–500 мкм. Это определяет положение центра прецессии, который располагается в нашем случае на глубине около 1 км.

Следует отметить, что при известных размерах структурного блока и наблюдаемых углах прецессии (0,025–0,05 угл. с) суточные сдвиговые движения могут достигать 1–5 мм/сут, что совпадает по амплитуде с вековыми движениями блока.



Рис. 7. Пример траектории движения точки регистрации (1); 2–4 – траектории в соответственно в плоскостях {C-Ю,B-3} {Z, C-Ю} и {Z,B-3}

Однако при этом следует учитывать, что скорость прецессионных движений почти на 3 порядка превышает скорость вековых движений, что определяет существенно большую значимость прецессионных движений для поведения и преобразования вещества-заполнителя разломной зоны.

Выводы

1. Установлен не описанный ранее тип движения структурного блока земной коры-прецессия.

2. Основную роль в формировании прецессионного движения блока играет приливный фактор.

3. При известных размерах структурного блока и наблюдаемых углах прецессии (0,025–0,05 угл. с) суточные сдвиговые движения могут достигать 1–5 мм/сут, что совпадает по амплитуде с вековыми движениями блока. Однако при этом следует учитывать, что скорость прецессионных движений почти на 3 порядка превышает скорость вековых движений, что определяет существенно большую значимость прецессионных движения и преобразования вещества-заполнителя разломной зоны.

4. Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о том, что при количественном описании современных движений земной коры и прогнозировании изменений физико-механических характеристик среды в результате ее деформирования в условиях возмущений естественного происхождения необходимо помимо хорошо известных поступательного и ротационного движений учитывать прецессию структурных блоков. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08-05-00359-а и 09-05-00669-а).

Литература

Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Спивак А.А. Выбор объекта для проведения комплексных исследований геодинамических и геофизических аномалий в зонах влияния тектонических структур // Нестационарные процессы в верхних и нижних оболочках земли: сб. научн. трудов. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2002. С. 114–127.

Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Структурно-тектоническое районирование Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны с привлечением данных дистанционного зондирования // Динамика взаимодействующих геосфер: сб. научн. трудов. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2004. С. 91–104.

Родионов В.Н. Геомеханика. М.: ИНЭК, 2004. 80 с.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ БИШКЕКСКОГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов¹, А.К. Рыбин, Н.А. Сычева

Научная станция РАН в г. Бишкек ¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН sychev@gdirc.ru, bogomolov@imgg.ru

Представлены результаты исследований потока сейсмических событий, зарегистрированных при помощи цифровой телеметрической сети KNET на территории Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань), где в 2000–2005 гг. проводились экспериментальные электромагнитные зондирования с применением мощного источника – электроразведочного генераторного устройства, заменившего геофизические магнитогидродинамические (МГД) генераторы Статистический анализ данных дополнен новыми методами обработки, развитыми для диссипативных динамических систем.

Введение

Одним из факторов, которые могут оказывать триггерное влияние на сейсмическую активность, являются мощные электромагнитные импульсы естественного (магнитные бури) или искусственного происхождений [Соболев и Пономарев, 2003; Современная..., 2005]. Начиная с первых работ [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 1999], где был обнаружен прирост слабой сейсмичности на территории Гармского и Бишкекского полигонов (БГП) после электромагнитных зондирований земной коры с применением геофизических МГД генераторов, не вызывала сомнений значимость этих наблюдений для проблемы разрядки избыточных напряжений в геосреде и возможности уменьшения опасности катастрофического землетрясения. Удобство регулировки параметров и экологическая приемлемость выделяют искусственные электромагнитные воздействия среди прочих способов стимулирования высвобождения накопленной в среде энергии при приросте числа слабых событий. В наибольшей степени это относится к невзрывным электроимпульсным системам, которые в конце XX века стали использоваться для электрозондирований земной коры

В экспериментальных режимах включения электроразведочных генераторных устройств (ЭРГУ)-600-2 в период 2000–2005 гг. энерговклад в земную кору был сопоставим с энергией слабого землетрясения (~10⁸ Дж) и превышал энерговклад при зондированиях с использованием МГД генераторов. При этом временная зависимость (профиль) импульсов тока была аналогична однополярным электроимпульсам при пусках МГД генераторов. Обработка и интерпретация сейсмических данных в период экспериментальных зондирований (2000–2005 гг.), в целом, подтвердили эффект кратковременного прироста слабой сейсмичности под влиянием однополярных электроимпульсов [Сычев и др., 2008]. Задачей следующего этапа исследований становится выделение особенностей и/или закономерностей откликов сейсмической активности, позволяющих выбрать наиболее правдоподобную модель среди гипотез о механизме электромагнитного влияния на среду.

Для анализа слабой сейсмичности использовался каталог землетрясений (6470 событий) за 1998–2008 гг., полученный по данным сети KNET (10 цифровых телеметрических станций). При исследовании наведенной сейсмичности желательно использовать события малых энергетических классов (6–7). Регистрация таких слабых событий возможны только в том случае, если они произошли либо внутри сети KNET, либо вблизи ее. При удалении от территории сети класс слабых событий будет представлен не так полно. Поэтому при анализе сейсмичности территория исследования была ограничена областью БГП (41,5–43,5° с.ш., 73–77° в.д.), внутри которого и находятся станции сети KNET, где чувствительности сети достаточно для регистрации слабых событий. Диапазон представительных классов (линейный участок на графике повторяемости) по этому каталогу 6,5 \leq K \leq 10,5.

Особенности сейсмического режима на территории БГП в период проведения экспериментальных зондирований

Для определения усредненного эффекта электромагнитного воздействия (ЭВ) все окна $\{t_j - 17, t_j + 17\}$, где $t_j, j = 1, 2, 3 \dots 53$ – время очередного энерговоздействия, были совмещены и построены кумулятивные распределения среднесуточного количества сейсмических событий до и после ЭВ. На рис. 1, а приведены кумулятивные зависимости суточного числа событий с различными энергетическими классами. Графики показывают, что после воздействий прирост количества событий классов 7,5–8,5 начинается раньше, чем активация событий с энергиями, соответствующими диапазону 8,5 < K < 9,5. Вместе с тем, наибольший прирост, превышающий 2 СКО (пунктир), отмечается для событий классов 8,5–9,5.

На рис. 1, б показаны аналоги графика повторяемости, построенные по двум выборкам. Для построения графиков были сформированы два каталога: один содержал события, произошедшие в 10-дневном интервале до ЭВ, а другой – в 10-днев-



Рис. 1. Кумулятивные распределения суточного количества сейсмических событий для территории БГП (а). Пунктиром показано среднее значение, найденное по первым 17 суткам до ЭВ (1), и среднеквадратичное отклонение от него (2) и 2 СКО (3). Зависимости количества сейсмических событий в 10 дневном интервале до и после ЭВ от класса землетрясения (б)

ном после ЭВ. Площадь между этими кривыми описывает прирост сейсмичности после ЭВ и составляет примерно 40 событий (до – 369 и после – 410). По отношению ко всем событиям это около 5%. Прирост отчетливо проявляется в узком диапазоне классов ($7 \le K < 8$), и из-за этого различие в «факторе b», то есть угловом коэффициенте графика повторяемости (в осях **InN-K**), совсем небольшое.

Отклики слабой сейсмичности и следование событий с классами К > 10,5

В период проведения экспериментальных зондирований на территории БГП произошло 42 землетрясения с энергетическими классами 10,5–13, то есть выше границы представительного диапазона К. Кумулятивное суточное распределение этих событий в интервале ±17 суток от совмещаемого дня ЭВ сходно, в общих чертах, с распределениями событий, построенными для других диапазонов (рис. 1). Можно отметить прирост числа событий классов 10,5–13 на 5–9 день после воздействий (по сравнению с предысторией). Но наиболее интересным является существенное уменьшение числа событий в интервале 12–17 суток после ЭВ. Это может быть проявлением частичной разрядки напряжений, произошедшей в результате стимулированного электромагнитными импульсами прироста числа событий классов 6,5– 10,5. Для визуального анализа особенностей следования событий с «умеренной» энергией более удобным является построение кумулятивных графиков для интервала 0–34 сутки после ЭВ. Это позволяет расширить границы рассматриваемого интервала 12–17 суток, что явно необходимо для идентификации паузы в следовании не очень частых событий классов 10,5–13. Ввиду того, что на третьем этапе экспериментальные зондирования проводились через 49 суток, а не через 35, переход к новому временному окну не сводится к тривиальному переносу графика из левого полуокна (см. рис. 1) и требует перерасчета. Результат такого перерасчета показан на рис. 2.



Рис. 2. Неравномерность суточного распределения событий классов 10,5–13 в интервале после электромагнитных воздействий в сравнении распределением событий классов 6,5–10,5

Он свидетельствует о неравномерности в следовании событий классов 10,5– 13 с активацией после ЭВ, заметным спадом числа таких событий в интервале 12–25 сутки после воздействия и новым приростом в интервале после 26 суток. Для событий представительных энергетических классов 6,5–10,5 спад активности в интервале 12–25 сутки выражен слабее и связан с тем, что в эти дни отклик на внешние воздействия уже завершился. В годы до и после проведения эксперимента (1998–1999 гг., 2006–2008 гг.) не было обнаружено подобной неравномерности следования событий.

Неравномерность временного распределения событий классов 10,5–13 оказалась более значимой, чем перераспределение их гипоцентров по площади. Для иллюстрации этого на рис. 3, а показано расположение гипоцентров этих событий, произошедших в 2000–2005 гг., а на рис. 3, б, в приведены площадные распределения гипоцентров для выборок событий с умеренной энергией, произошедших в течение 10 суток до и после ЭВ. По этим рисункам видно, что характер распределений остается тем же. Имеющиеся данные (рис. 2) могут интерпретироваться как один из признаков того, что кратковременный прирост слабой сейсмичности после ЭВ сопровождался некоторыми составляющими эффекта частичной разрядки напряжений. Сами по себе эти данные вряд ли могут быть обоснованием, что реализовался именно эффект «энергетического размена», описанный в работах [Мирзоев и др., 1987; Капустян и Юдахин, 2007] для случая вибрационного воздействия. Однако они определяют пределы во времени, в которых с наибольшей вероятностью может сохраняться релаксированное состояние среды после воздействий с данными параметрами. Согласно рис. 2, для рассмотренных экспериментальных зондирований это время наступает с задержкой 11–12 суток после ЭВ и длится около 12 суток.

Реконструкция напряжений, выполненная в работе [Ребецкий, Сычева, 2008] по сейсмологическим данным сети KNET (рис. 3, г) для территории БГП показала, что погружение осей максимального сжатия направлено, в основном, на север, северо-запад. При этом существуют области, где эти оси имеют субвертикальное



направление, что отвечает режиму горизонтального растяжения (рис. 3, д). Большая часть региона имеет режим горизонтального сдвига при достаточно широком представительстве режима горизонтального сжатия. Касательные напряжения на горизонтальных площадках, характеризующие направление воздействия со стороны мантии на земную кору, имеют достаточно мозаичное распределение в отличие от того, что наблюдается для зон субдукции [Ребецкий, 2007]. Тем не менее, можно выделить зону повышенных касательных напряжений, находящуюся на расстоянии около 35 км к юго-востоку от источника ЭВ. Ниже будет показано, что в период экспериментальных ЭВ происходила кластеризация событий в этой зоне. Сравнение сейсмичности в годы, предшествующие эксперименту позволяет отметить, что в это время сейсмичность проявляется в зоне сжатия. Во время проведения эксперимента она смещается в зону сочленения двух режимов сжатия и сдвига. После эксперимента происходит возврат сейсмической активности в зону сжатия.

Для определения миграции сейсмичности построены площадные распределения числа слабых событий в узком диапазоне энергетических классов K = 8,5-9,5,за период 1998–2008 гг. При построении изолиний сейсмичности использовалась методика скользящего окна со стороной $0,5^{\circ}$ и сдвигом $0,1^{\circ}$. Исследуемый период был разбит на временные интервалы до проведения эксперимента, после него и период дополнительных воздействий, по каждому из них получены площадные распределения слабой сейсмичности. Рассматривались только события 8,5-9,5 классов в связи с тем, что это наиболее чувствительный к воздействиям диапазон классов землетрясений. Полученный результат представлен на рис. 4. Если до начала проведения эксперимента (1998–1999 гг.) область повышенной сейсмической активности в выбранном диапазоне классов находится юго-восточнее диполя, то в 2000– 2005 гг. происходит смещение зоны концентрации сейсмичности на северо-запад (по направлению к источнику ЭВ). Таким образом, вполне определенно наблюдается эффект повышения сейсмической активности в непосредственной близости от питающего диполя. После завершения эксперимента в 2006–2008 гг. наблюдается тенденция к возврату зоны повышенной активности в юго-восточном направлении.



Проявления реакции среды на ЭВ в характеристиках режима сейсмотектонических деформаций

Для исследования проявлений ЭВ в вариациях фокальных параметров и режима сейсмотектонических деформаций (СТД) использован каталог фокальных механизмов, который содержит параметры очагов землетрясений слабых сейсмических событий, произошедших внутри территории сети KNET (более 800) за 1999–2008 гг. Из этого каталога были сформированы 4 выборки: две выборки включали сейсмические события, которые произошли за 10 дней до ЭВ и после него, другие две выборки землетрясения, произошедшие за 17 дней до и после ЭВ. При расчете СТД

использовался подход, описанный в [Сычева и др., 2005]. Глубина исследования составляет 30 км. На рис. 5 а, б слева представлены карты СТД за 10 (123 события) и 17 (206 событий) дней до ЭВ, а справа после ЭВ (124 и 202 события). Согласно классификации режимов СТД [Юнга, 1997], до ЭВ для западной части исследуемой территории характерны сдвиговый характер СТД, а для восточной – режим транспрессии. Эти режимы наблюдаются для 10 и 17 дней. На картах СТД после ЭВ сдвиговый режим для западной части, который был характерен для этой территории до ЭВ, меняется на режим транспрессии. Этот же результат наблюдается на карте СТД за 17 дней после воздействия. При визуальном рассмотрении отме-





Треугольниками обозначены станции сети КNET. Точка – местоположение диполя. На врезках – распределение азимутов углов осей сжатия фокальных механизмов очагов

чается изменение азимутов осей сжатия – разворот от северо-северо-западного до ЭВ на северо-западное. Такой результат может быть обусловлен изменением состояния среды после воздействия, что отразилось на изменении режима СТД. Карта СТД, полученная по всем землетрясениям, которые произошли на исследуемой территории, представлена на рис. 5, в. Такой характер СТД представлен в вышеуказанной работе [Сычева и др., 2005], при этом использовались данные за 1994– 2004 гг., то есть характер СТД не изменяется при разном наборе данных. А при разделении землетрясений на те, которые произошли до ЭВ и после, анализ показывает об изменении характера СТД.

На врезках рис. 5, а, б представлены диаграммы распределения азимутов осей сжатия фокальных механизмов очагов землетрясений по четырем выборкам, которые использовались при построении карт СТД. Эти диаграммы хорошо отображают диапазон изменения азимутов осей Р до ЭВ и после него. Отмечается узкий разброс этого угла (345°) для сейсмических событий до ЭВ (рис. 5, а, б слева) и расширение этого разброса после ЭВ (330–360°) (рис. 5, а, б справа).

Применение аппарата нелинейного анализа динамических систем для обработки сейсмологических данных

Воспользуемся аппаратом нелинейного анализа динамических систем для проверки того, что изменение сейсмического режима носит не случайный характер, и, что в период дополнительных воздействий процесс становится более детерминированным. Рассмотрим вариант, когда не требуется восстанавливать фазовую динамику системы. Подобные приемы были использованы в работе [Chelidze et al., 2006].

В [Eckmann et al., 1987] предложен метод, расширяющий возможности нелинейного анализа временных рядов и основанный на фундаментальном свойстве диссипативных динамических систем – рекуррентности (повторяемости состояний). В отечественной литературе этот метод известен как метод построения математических моделей с использованием рекуррентных диаграмм. Рекуррентные диаграммы (recurrence plot, в дальнейшем RP) позволяют изучать многомерные процессы через отображение рекуррентностей траектории на двухмерную двоичную матрицу размером N × N, в которой 1 (черная точка) соответствует повторению состояния при некотором времени *i* в некоторое другое время *j*, а обе оси координат являются осями времени:

$$R_{i,j} = \Theta(\varepsilon_i - \|\vec{x}_i - \vec{x}_j\|), \, i, j = 1 \dots N, \tag{1}$$

где N – длина ряда состояний x_i , ε_i – размер окрестности, || || – норма.

Для анализа также использован каталог сейсмических событий за 1998–2008 гг., энергетический класс К = 6,5÷10,5. В качестве исследуемого параметра анализировались интервалы времени и расстояния между последовательными событиями. Использовались следующие параметры окрестности текущей точки: для временных интервалов – 40 мин (время события с точностью до минуты), а для расстояний – 10 км. Производился также и расчет совместных рекуррентных диаграмм по двум параметрам одновременно: по времени и по расстоянию:

$$R_{i,j} = \Theta(\varepsilon_{i,x} - ||\vec{x}_i - \vec{x}_j||) \cdot \Theta(\varepsilon_{i,y} - ||\vec{y}_i - \vec{y}_j||), \, i, j = 1 \dots \mathrm{N},$$
(2)

где: x_i – время, y_i – расстояние.

Результаты построений приведены на рисунках 6–8. Как видно из рисунков, сейсмический процесс во время проведения дополнительных ЭВ на территории Северного Тянь-Шаня становится более регулярным, что может быть проявлением детерминизма в реакции среды на зондирования мощными импульсами тока.



Рис. 6. Рекуррентные диаграммы по временным интервалам между событиями по каталогу КNET за 1998–1999 гг. (а), 2000–2005 гг. (б) и 2006–2008 гг. (в)



Рис. 7. Рекуррентные диаграммы по расстояниям между событиями по каталогу КNET за 1998–1999 гг. (а), 2000–2005 гг. (б) и 2006–2008 гг. (в)



Рис. 8. Совместные рекуррентные диаграммы по временным интервалам и расстояниям между событиями по каталогу KNET за 1998–1999 гг. (а), 2000–2005 гг. (б) и 2006–2008 гг. (в)
Заключение

Новое обращение к материалам экспериментальных электромагнитных зондирований и сейсмическим данным 2000-2005 гг. еще раз продемонстрировало, что возбуждение мощных импульсов тока в земной коре обладает определенным потенциалом для стимулирования слабой сейсмичности. При этом подтверждены результаты предшествующих работ об идентификации случаев кратковременного прироста суточного числа событий на территории Северного Тянь-Шаня в качестве откликов на ЭВ. Кроме того, получены новые результаты, которые могут иметь принципиальное значение для концепции «энерговоздействий». Одним из них является обнаружение в кумулятивных распределениях суточного числа событий чередующихся изменений для выборок событий слабых и умеренных энергий. Формально, «прореживание» событий классов 10,5–13 вслед за приростом числа слабых землетрясений (6,5 < K < 10,5) выглядит как признак частичной разрядки напряжений после ЭВ. Но в условиях, когда количество «вызванных» слабых событий относительно невелико (по оценкам, основанным на графиках энергетических распределений (рис. 1) это порядка 40 событий, то есть 2,5% их общего числа) вряд ли возможно обнаружить проявления такой разрядки в реальном времени.

Настоящее исследование осуществлено при финансовой поддержке РФФИ (гранты 09-05-00687a и 10-05-00231-a).

Литература

Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. – Екатеринбург: УрО РАН. 2007. 415 с.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС / Сейсмологические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. – Душанбе: Дониш. 1987. С. 101–119.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET // Тезисы докладов Четвертого Международного Симпозиума: Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы». – Бишкек. 2008. С. 378–381.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия) / Отв. ред. Макаров В.И. М.: Научный мир. 2005. 400 с.

Сычев В.Н., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. и др. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: Изд. Института горного дела СО РАН. 2008. С. 179–188.

Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 542–545.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 152–160.

Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу. // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.

Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Annals of Geophysics. 2006. V. 49. N. 4/5. P. 961–975.

Eckmann J.P., Kamphorst S.O., Ruelle D. Recurrence Plots of Dynamical Systems // Europhysics Letters. 1987. V. 5. P. 973–977.

СОЛНЕЧНЫЕ ВСПЫШКИ, ВАРИАЦИИ УРОВНЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов¹, В.Н. Сычев

Научная станция РАН в г. Бишкек, ¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

В работе продолжено исследование вопроса о взаимосвязи сильных магнитных бурь, вызванных солнечными вспышками, и вариаций сейсмичности. Используются данные о временных зависимостях параметров сейсмического шума (среднего уровня, среднеквадратичного отклонения, СКО), регистрируемого станциями сейсмической сети KNET (Северный Тянь-Шань). Отмечены проявления влияния магнитных бурь, произошедших после сильных и сверхсильных солнечных вспышек в 2000–2006 гг. Полученные результаты согласуются с результатами работ о связи сейсмичности с магнитными бурями.

Введение

К настоящему времени наличие определенного влияния солнечной активности на сейсмичность Земли можно считать установленным [Сытинский, 1985; 1989; Соболев и др., 2001; Закржевская и Соболев, 2004]. Тем не менее, сохраняет актуальность поиск и анализ новых примеров, в которых проявляется влияние на сейсмичность активности Солнца, в частности, геоэффективных солнечных вспышек, сопровождающихся магнитными бурями с резким началом. Об этом свидетельствуют следующие обстоятельства. В обобщающих работах [Соболев и Пономарев, 2003; Сычев, 2008] обращено внимание на сходство изменений сейсмичности при возбуждении в земной коре импульсных токов, возбуждаемых естественными (магнитные бури) и искусственными источниками. По всей видимости, это соответствует общности механизма триггерного воздействия электромагнитных полей. В ситуации, когда проведение новых экспериментальных электромагнитных зондирований с мощными источниками (геофизические магнитогидродинамические (МГД) генераторы, электроимпульсные системы [Сычев и др., 2008]), сталкивается с экономическими и прочими трудностями, случаи естественной реализации «электровоздействий» становятся востребованными в исследованиях по наведенной и техногенной сейсмичности (включая вопрос о разрядке избыточных напряжений в Земной коре).

Целью данной работы является исследование влияния таких вспышек и магнитных бурь на параметры сейсмического шума (на примере Северного Тянь-Шаня), и сопоставление с ранее полученными результатами о вариациях в потоке сейсмических событий в периоды с такими возмущениями [Соболев и др., 1998, 2001].

Методика исследования сейсмического шума

В качестве исходного материала рассматривались цифровые записи станций сейсмической сети KNET (рис. 1). Для обработки и анализа были привлечены данные с шести из десяти станций KNET: AAK, AML, EKS2, KBK, KZA, TKM2 (на рис. 1 отмечены черными треугольниками).

В период эксплуатации сети KNET было установлено, что наиболее низким уровнем шумов в частотном диапазоне 1–50 Гц характеризуются станции AAK, AML и TKM2. К наиболее зашумленным можно отнести станции KZA и EKS2. В некоторых случаях причины шумовых отличий понятны. Так, например, одна из малошумных станций AAK размещена в штольне института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики (НАН КР), а довольно высокий уровень шумов на станции KZA объясняется сильным ветром. В исследовании ва-



Рис. 1. Киргизская сейсмологическая сеть KNET: Δ – местоположение станций. Черными треугольниками отмечены станции, данные с которых рассматриваются в данной работе

риаций сейсмического шума в данной работе основная роль отводится записям с малошумящих станций ААК, ТКМ2.

Для анализа возможного влияния солнечных вспышек и магнитных бурь на уровень сейсмического шума используется текущее значение его среднеквадратичного отклонения (СКО) как достаточно устойчивая характеристика. Для расчета СКО сейсмического шума формировались выборки за каждые 20 минут. Определялось среднее значение, дисперсия и среднеквадратичное отклонение (72 точки за сутки). Время исследования по каждой солнечной вспышке определялось датой ее возникновения ±20 сут, и в целом составляло 41 сутки. В таблице представлен список и некоторые характеристики наиболее значимых солнечных вспышек, которые произошли за 2000–2006 гг., а также сведения о магнитных бурях, которые, как правило, возникали после этих вспышек. Таблица составлена по ланным Интернетсайта http://www.izmiran.ru/services/saf/forecast. Данные о возмущениях магнитного поля Земли были получены по станции Ак-Суу геомагнитной сети Научной станции РАН, где наблюдения ведутся с 1983 года. Время начала бури определялось непосредственно из суточного хода поля по станции по резким отклонениям абсолютной величины магнитного поля от тренда, учитывающего характерный суточный ход, то есть усредненные вариации в магнитоспокойные дни.

Таблица

Nº	Рис.	Солнечная вспышка		D	Магнитная буря	
		начало	конец	Рмах Дж/м ²	начало	конец
		дата; час	дата; час		дата; час	дата; час
1	2a	05/12/2006; 07	05/12/2006; 08	0,71	06/12/2006; 07	08/12/2006; 23
2	26	07/09/2005; 21	11/09/2005; 21	2,60	09/09/2005; 14	13/09/2005; 15
3	2в	15/01/2005; 05	17/01/2005; 17	0,63	16/01/2005; 13	19/01/2005; 18
4	2г	28/10/2003; 11	29/10/2003; 04	1,80	28/10/2003; 02	31/10/2003; 17
5	2д	28/05/2003; 00	28/05/2003; 03	0,28	29/05/2003; 12	31/05/2003; 03
6	2e	26/07/2002; 20	26/07/2002; 23		26/07/2002	26/07/2002
6	3 a	21/04/2002; 01	21/04/2002; 10	0,60	Нет бури	
8	36	04/11/2001; 12	06/11/2001; 00	0,22	05/11/2001; 11	06/11/2001; 23
9	3в	24/09/2001; 16	25/09/2001; 09	0,63	25/09/2001; 20	26/09/2001; 14
10	3г	08/11/2000; 23	09/11/2000; 07	0,21	10/11/2000; 06	10/11/2000; 20
11	3д	14/07/2000; 09	15/07/2000; 12	0,75	15/07/2000; 15	16/07/2000; 16

Солнечные вспышки и, вызванные ими, магнитные бури

Результаты исследования

Временные зависимости СКО сейсмического шума для станций ААК и ТКМ по каждому из одиннадцати исследуемых интервалов с солнечной вспышкой в середине представлены на рисунках 2, 3 (ААК – слева, ТКМ – справа). Цена деления по оси абсцисс – 1 сут. На графики также вынесена следующая информация: серый вертикальный прямоугольник в середине окна – день аномальной солнечной вспышки; черные полосы под осью абсцисс – дни магнитных бурь; серые кружки – локальные сейсмические события; черные ромбики – глобальные сейсмические события. Серыми вертикальными прямоугольниками отмечены дни не только аномальных солнечных вспышек (в середине окна), но и дни эруптивных событий [http://www.izmiran.ru/services/saf/forecast], которые произошли в период ±20 дней относительно главной солнечной вспышки. Как показывают рисунки 2, 3, графики отличаются друг от друга и на первый взгляд не дают закономерной картины. Для анализа результатов рассмотрим каждый временной интервал с солнечной вспышкой (вспышками). При этом будем выделять случаи нарастания текущих значений СКО, если при вспышках и магнитных бурях (или вскоре после них) такие приросты происходят.

05.12.2006. (рис. 2, а). В этот период кроме сверхсильной вспышки 5-6 декабря произошло еще несколько достаточно мощных солнечных вспышек 13, 14 декабря 2006 г., за которыми последовали магнитные бури (6–8.12.06) и (14–15.12.06), и магнитные возмущения с 18.12.2006 г. по 23.12.2006 г. На графике рис. 2, а видно, что после первой вспышки происхолит незначительное повышение СКО сейсмического шума на станции ААК (слева) и заметное возрастание СКО сейсмического шума на станции ТКМ (справа). Отмеченное повышение носит кратковременный характер (сутки). После вспышки возникла магнитная буря и после ее окончания происходит резкое возрастание СКО, которое может быть вызвано серией локальных сейсмических событий, произошедших с 10 по 12 декабря 2006 г. Следующая солнечная вспышка наложилась на спадающий участок графика СКО, и новое возрастание СКО начинается после вспышки, во время магнитной бури 13–14 декабря. Магнитные возмущения, которые произошли с 18 по 23 декабря, сопровождаются новым ростом амплитуды СКО. 26 декабря в районе Кочкорской впадины произошло Кочкорское землетрясение (M = 5.8, каталог СМТ, координаты эпицентра 42,2° с.ш., 76° в.д.), которое является наиболее сильным событием для рассматриваемой территории за период 2006–2007 гг.

07.09.2005. (рис. 2. б). В рассматриваемый период произошли еще вспышки 8, 9 и 10 сентября. В период этих вспышек происходит кратковременный прирост СКО сейсмического шума, максимум амплитуды приходится на 9 сентября. Магнитная буря началась через сутки после первой вспышки и продолжалась до 13 сентября. 13 сентября произошла еще одна солнечная вспышка, вызвавшая магнитную бурю, с началом которой происходит значительный рост СКО и продолжается до ее окончания.

15.01.2005. (рис. 2, в). В рассматриваемый период произошло 3 вспышки. Первая половина окна характеризуется высоким уровнем СКО, что может быть вызвано сейсмической активностью локального и глобального характера. Во второй половине окна рост СКО начинается в день второй солнечной вспышки 17.01.2005, то есть одновременно или с краткой задержкой с началом магнитной бури, а спад и возвращение к исходному уровню СКО соответствуют по времени окончанию бури.

28.10.2003. (рис. 2, г). В рассматриваемый период произошло несколько вспышек. 26 октября, после первой вспышки, наблюдается резкий рост СКО, который длится до окончания магнитной бури, начавшейся сразу после вспышки 28 октября 2003 г. При этом отмечается значительный рост амплитуды СКО в момент магнитной бури и ее спад сразу же после нее.

28.05.2003. (рис. 2, д). Период, в который произошла вспышка, не сопровождался другими вспышками. Как видно из рисунка, до вспышки средний уровень сейсмического шума стабильный. После солнечной вспышки последовала магнитная буря 29–31 мая 2003 г. В период магнитной бури происходит значительный рост СКО, после окончания бури СКО возвращается примерно к исходному уровню.



Рис. 2. Временные зависимости СКО сейсмического шума на станциях ААК (слева) и ТКМ (справа) в окне 20 дней до – 20 дней после солнечных вспышек (таблица (a–e)).

Вертикальными серыми прямоугольниками отмечены дни солнечных вспышек, черными линиями – дни магнитных бурь. Серыми кружечками отмечены локальные события, черными ромбиками – глобальные сейсмические события



Рис. 3. То же, что на рис. 2 для солнечных вспышек, указанных в таблице, случаи За, 3д

26.07.2002. (рис. 2, е). За период исследования произошло несколько солнечных вспышек, три из которых – в первой половине окна и одна вспышка – после центральной рассматриваемой вспышки. Можно отметить рост СКО в период центральной вспышки, которая сопровождалась магнитными возмущениями в течение суток. Влияние других солнечных вспышек на уровень СКО незначительно.

21.04.2002. (рис. 3. а). После солнечной вспышки 21.04.2002 существенного роста СКО не наблюдается.

04.11.2001. (рис. 3, б). В рассматриваемом окне наблюдается повышение СКО сейсмического шума начинающееся раньше центральной солнечной вспышки 4.11.2001 и магнитной бури 5–6 ноября. Этот рост может быть вызван солнечной вспышкой, которая произошла 1 ноября 2001 г. Окончание солнечной вспышки совпадает с периодом снижения амплитуды СКО до среднего фонового уровня. Магнитная буря после солнечной вспышки не влияет на ход графика СКО, его уровень некоторое время остается стабильным.

24.09.2001. (рис. 3, в). В этом окне зависимость СКО сейсмического шума характеризуется небольшими вариациями СКО перед солнечной вспышкой. Как показывает рис. 3, в, некоторое повышение амплитуды СКО начинается в день магнитной бури 25.09.2001 и продолжается после ее окончания. Во второй половине рассматриваемого периода можно отметить резкие всплески СКО после солнечной вспышки 1 октября 2001 года и в дни магнитных возмущений.

08.11.2000. (рис. 3, г) и 14.07.2000. (рис. 3, д). В период солнечной вспышки и магнитной бури не выражены какие-либо изменения во временных графиках СКО.

В итоге, по представленным на рисунках 2, 3 временным графикам можно говорить о реакции сейсмического шума на солнечную вспышку и/или на последующую за ней магнитную бурю в <u>восьми</u> случаях из <u>одиннадцати (72%)</u>. Результаты показывают, что повышение СКО сейсмического шума чаще происходит не во время вспышки, а в период последовавшей за ней магнитной бурей. При этом оказалось, что фронт нарастания амплитуды СКО в период вспышек и бурь в большей степени коррелирует с магнитными бурями. Действительно, случаев прироста СКО в течение интервала с магнитными бурями или на следующие сутки после бури – 9 из 11, при трех сомнительных случаях, когда прирост происходит практически одновременно с какими-либо сейсмическими событиями. Для суток с солнечными вспышками количество таких случаев (гипотетических откликов) – 5 из 11. И только в двух случаях из 11 (окна со вспышками 28.10.2003 и 4.11.2001) нарастание амплитуды СКО при вспышке на Солнце опередило по времени начало магнитной бури, соответствующей этой вспышке.

В трех случаях (окна со вспышками 14.07.2000, 08.11.2000 и 21.04.2002) на графиках СКО сейсмического шума заведомо отсутствует реакция на вспышку и магнитную бурю. Во всех этих случаях ход графика СКО перед вспышками – квазистационарный, с наименьшим разбросом. Однако имеются примеры «квазистационарных» окон, у которых в предыстории отсутствуют резкие изменения СКО, а во время магнитных бурь на графиках СКО заметен отклик (это случаи вспышек 8.11.2000 и 24.09.2001). Для сравнения временных вариаций СКО сейсмического шума на исследуемых станциях (ААК, AML, EKS2, KBK, KZA, TKM2), на рис. 4 представлены кумулятивные графики этого параметра, полученные при совмещении 11 периодов наблюдений с солнечными вспышками. Рис. 4 показывает, что наиболее низкий уровень шума наблюдается на станции ААК и TKM2, наиболее высокий – на станции EKS2. На графиках отмечается «квазистационарный» фоновый уровень в первой половине окна, и существенные изменения (кратковременные повышения) во второй половине для всех исследуемых станций.



Рис. 4. Кумулятивные зависимости СКО сейсмического шума, полученные при совмещении одиннадцати периодов длительностью ±20 суток от дат солнечных вспышек по всем исследуемым станциям. а – AAK; б – AML; в – EKS2; г – KBK; д – KZA; е – TKM2. Серым вертикальным прямоугольником отмечен день солнечной вспышки

Для сравнения с вышерассмотренными кумулятивными шумовыми зависимостями на рис. 5 приведены кумулятивные графики суточного числа событий, подобные тем, что широко использовались в предшествующих работах, посвященных влиянию сильных магнитных бурь на сейсмичность (например [Закржевская и Соболев, 2002; 2004]). На графике суточного числа локальных событий (рис. 5, а), зарегистрированных на территории Бишкекского геодинамического полигона (рис. 1), также можно заметить прирост на вторые сутки после даты солнечной вспышки. Далее на 4–7 сутки, когда отмечается следующий прирост СКО сейсмического шума (рис. 4), на рис. 5, а имеет место некоторое уменьшение суточного числа событий. На рис. 5, б показана кумулятивная зависимость суточного числа событий по каталогу PDE, полученная при совмещении тех же периодов наблюдений, что и в случае рис. 5, а. Ход кумулятивного графика глобальной сейсмичности не позволяет выделить вариаций, приуроченных к совмещенной дате солнечных вспышек и последующим суткам с магнитными бурями.

Здесь прослеживается следующее соответствие с результатами работ [Закржевская и Соболев, 2002; 2004]. В этих работах показано, в частности, что на терри-



Рис. 5. Кумулятивные зависимости суточного числа локальных (KNET) (а) и глобальных сейсмических событий(PDE) (б), полученные при совмещении одиннадцати периодов длительностью ±20 суток от дат солнечных вспышек.

Серым вертикальным прямоугольником отмечен день солнечной вспышки

тории Центральной Азии (большей по площади по сравнению с контролируемой сетью KNET) активация сейсмичности происходит с типичной задержкой на несколько суток после сильных магнитных бурь с резким началом. СКО сейсмического шума чувствительно не только к локальным, но и к более удаленным сильным землетрясениям. При дополнительном инициировании сейсмограмма каждого события вносит вклад в рост СКО, следовательно, усредненное за 20 мин значение СКО также будет возрастать. В этой связи важно отметить соответствие между длительностью задержки наибольшего прироста СКО (4–5 суток согласно кумулятивному графику на рис. 5, а) и ранее полученными результатами о задержках вариаций числа событий. Что касается возрастания СКО сейсмического шума вскоре после начала магнитной бури, то в нем может выразиться начальная фаза реакции среды на внешнее воздействие, опережающая сейсмический отклик [Богомолов и др., 2006]. На этой фазе изменения затрагивают относительно высокие частоты (десятки Гц).

Вышеизложенные результаты свидетельствуют, что для территории Северного Тянь-Шаня в период 2000–2006 гг. вариации сейсмического шума, а также суточного числа событий при сильных солнечных вспышках можно связывать именно с магнитными бурями. Было отмечено два эпизода прироста СКО сейсмического шума, опережающего начала магнитных бурь после вспышек 28.10.2003 и 4.11.2001, которые могли бы подтвердить влияние солнечных вспышек через гравитационное возмущение, независимо от возникающих после них магнитных бурь. Однако количество таких примеров (2 случая из 11) явно недостаточно, чтобы отказываться от представлений, что в цепочке Солнечно-Земных взаимосвязей присутствует звено, ответственное за триггерное влияние на сейсмичность, возникновение в земной коре индукционных токов при геоэффективных солнечных вспышках и вызванных ими ионосферных возмущениях.

Заключение

Проведен анализ СКО сейсмического шума в период крупных солнечных вспышек, произошедших в 2000–2006 гг., которые сопровождались магнитными бурями. Отражением этих явлений стало повышение значений СКО сейсмического шума. Увеличение СКО сейсмического шума обнаруживает более устойчивую корреляцию с магнитной бурей, чем с предшествующей ей солнечной вспышкой. По кумулятивным графикам также отмечен прирост СКО и некоторая активизация сейсмических событий, происходящая с задержкой после дня совмещенных вспышек. Длительность задержки такова, что магнитные бури начинаются раньше сейсмической активации, причем интервал времени между приростом сейсмичности и началом магнитных бурь согласуется с результатами других исследователей о соответствующих задержках.

Настоящее исследование осуществлено при финансовой поддержке Программы № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН и РФФИ (гранты 09-05-00687а, 09-05-00919а).

Литература

Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Ильичев П.В. Феноменологическая модель потока возбужденных эмиссионных сигналов геосреды // Физика Земли. 2006. № 9. С. 71–80.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75.

Соболев Г.А., Шестопалов И.П., Харин Е.П. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли // Физика Земли. 1998. № 7. С. 85–90.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Сытинский А.Д. Связь сейсмической активности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л.: Наука. 1985. 206 с.

Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–21.

Сычев В.Н. Исследование влияния импульсных энергетических воздействий на вариации пространственно-временных распределений сейсмичности на территории Северного Тянь-Шаня // Дисс. ... уч. степени к.ф.-м.н. М.: ИФЗ. 2008. 210 с.

ABSTRACT

TIDAL FORCE AS A TRIGGER OF GEOPHYSICAL PROCESS

V.V. Adushkin, A.A. Spivac

Institute of the Geospheres Dynamics RAS

An analysis of temporal variations of geophysical fields near the boundary Earth crust / atmosphere was carried out. Main periods of these variations were determined. It was shown that these periods coincide with corresponding variations of the tidal force. On the basis of the correlation ratios it is concluded that the lunar-solar tide is the main factor that controls daily and two weeks variations of the electric field in the soil, radon emanation, the level of the underground water and the field of the microseismic vibrations.

REMOTE TRIGGER OF DYNAMIC EVENTS

G.G. Kocharyan

Institute of the Geospheres Dynamics RAS

The performed retrospective analysis of data concerning triggering deformation processes by seismic waves allowed to conclude that facts of triggering deformation processes in the Earth's crust by seismic vibrations of small amplitudes are reliably established. Amplitudes of deformation waves that trigger dynamic events are registered in the range of, at least, from 100 nano-stranes and above. Delays between the seismic wave arrival times and triggered events change from seconds to weeks and even more. Duration of seismically triggered seismicity usually make periods from several minutes to several weeks. In cases, when at the sites that showed up the triggered seismicity deformation observations were performed, deformations that increased at velocities several orders of magnitude higher than the background values were always registered. Some models of triggering deformation processes are considered.

TRIGGERING EFFECTS BY LANDSLIDES FORMATION

V.V. Adushkin

Institute of the Geospheres Dynamics of RAS

In this paper the essential role of trigger effects in origination and development of all types of landslide events is shown. Triggering mechanisms of the landslide formation with water participation

are marked out. Triggering effects in formation of gravitation landslides are described. The trigger mechanisms of landslides of natural and antropogenic origin are presented. Various dynamics of landslide formation is marked out, which are characterized by particle velocities from m/s to cm/year. Attention is paid to a spontaneous landslide formation.

INFLUENCE OF ELECTROMAGNETIC IMPULSES ON RAPTURE FORMATION AT DIFFERENT STRUCTURE SCALE LEVELS

L.M. Bogomolov

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far-Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

This study analyzes physical mechanism of excitement of acoustic emission (AE) and seismic activity by acting on the medium with electromagnetic impulses. The new model is proposed connecting AE response with elastic waves excitement as a result of nonlinear resonance interaction, which is similar to Brillouin forced scattering. For field scale experiments another model of primary transformation of electromagnetic energy into the mechanic one is developed.

TRIGGERING MECHANISMS OF EARTHQUAKES

M.B. Gohberg, N.I. Kolosnitsyn

Institute of the Earth Physic RAS

Several triggering mechanisms of earthquakes are considered. In particular, local earthquakes are analyzed, which occurred in exposed geothermal systems and which are induced by surface wave generated by remote seismic events. Suggested explanation of seismic activity increase under strong electro-magnetic pulse actions is based on fluid mechanism. The main attention is paid to analysis of correlation between negative atmosphere pressure variations and strong earthquakes occurred in the areas neighbor to ocean shore.

MECHANICS OF THE PROCESS OF CHANGING THE REGIME OF FAULT ZONE DEFORMATION BY DYNAMIC EFFECTS

G.G. Kocharyan, V.K. Markov, D.V. Markov, D.V. Pavlov, L.M. Pernik

Institute of the Geospheres Dynamics RAS

The opportunity is considered of realization of two mechanisms that can lead to change of the regime of fault zone deformation under low-amplitude dynamic stresses. The first mechanism is connected with occurrence of residual deformations, when a stressed contact between blocks is being deformed dynamically. The second one bases on redistribution of pore stresses during de-mudding of fractures that were blocked by colloidal films of aluminum silicates. It is shown that for processes with escalation, the common effect is gradual accumulation of weak disturbances that at a certain stage leads to instability. The slow creep of appreciable amplitude and duration that is initiated by pulse dynamic actions on the fault zone makes an important contribution to the trigger effect. The effect of low-frequency seismic vibrations may turn to be an effective mechanism of changing the fluidal and dynamic regimes of the fault zone, and as a consequence, of local redistribution of pore stresses.

EARTHQUAKE MIGRATION AS DEMONSTRATION OF WAVE DEFORMATIONS OF THE EARTH CRUST

E.A. Levina, V.V. Ruzhich

Institute of the Earth's Crust SB RAS

With the help of the developed code, and using world and regional catalogues, laws of earthquake migration over the Baikal rift zone and adjoining territories are being studied. It is shown that laws of migration give possibility to investigate and estimate deformation features in the Earth's crust. These laws can improve medium-range earthquake forecast both for the place and for the time.

SELF-ORGANIZED CRITICALITY AND SEISMIC PROCESS

P.V. Makarov

Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS

The peculiarity of geologic medium evolution as a nonlinear dynamic system with features of selforganized criticality is discussed. It is shown that such properties of systems as presence of quiet spots in the region of preparation of a critical event, peculiarities of slow dynamics of deformable systems, can turn to be valid precursors of the transition to superfast catastrophic stage of evolution.

METHOD OF ELASTIC ENERGY WITHDRAWAL FOR EARTHQUAKE PREVENTION

K.M. Mirzoev, A.V. Nikolaev, A.A. Lukk, S.K. Yunga Institute of the Earth Physics RAS

A method of controlled release of accumulated strains in the Earth crust for preventing powerful earthquakes in the zones of their expected occurrence is presented. Security and safety of method are considered. The method includes vibration, fluid injection in boreholes with account for tidal deformations. The necessary arrangements for application of the method are presented.

MECHANIC OF MAN-CAUSED EARTHQUAKE TRIGGERING

A.T. Molchanov

Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow

Consequences of four possible types of active earthquake triggering were analyzed using the simplest model of EQ source. It is supposed that the earthquake fault is in subcritical conditions. Triggering mechanism based on the friction weakening is considered in details. Influence of seismic waves from explosion is considered too.

PHYSICAL PROCESSES IN FAULT BODY DETERMINING ITS METASTABLE STATES AND POSSIBILITY OF TRIGGERING EFFECT

Y.L. Rebetsky

Institute of the Earth Physics RAS, Moscow

In the tectonophysical context the way of solving the problem of seismic safety, control over seismic process and initialization of seismicity (earthquake trigger) lays through development of methods to study the objective laws of natural strain distribution in seismically active zones of the Earth crust. So far the effective part of these methods (methods of Angelier, Gefard, Iuschenko, Guschenko, Nikolaev, Iunga and others) come to nothing more than collecting data on orientation of the axes of main stresses. Investigating the problem of strong earthquake source formation was impossible. The situation changed essentially when in the bimillenary years the method of cataclastic analysis of earthquake source mechanisms [Rebetsky, 1997, 1999, 2001] developed earlier in the laboratory of tectonophysics, was modified to the possibility to estimate relative spherical and deviatoric components of strain tensor and strain values. It is these data that allowed to establish a number of the most important objective laws in earthquakes distribution over seismically activic zones, earthquake locations in strain fields in the sources of strong earthquakes.

ALTERNATIVE TO THE SOC CONCEPTION – MODEL OF THE SEISMIC REGIME AS A SET OF EPISODES OF RANDOM AVALANCHE-LIKE RELEASES OCCURRING ON A SET OF METASTABLE SUBSYSTEM

M.V. Rodkin

International Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS

Seismic regime often is treated as the example of self-organizing criticality (SOC). However the realization mechanism of SOC is not evident. Model of seismic regime as a complex of avalanche-like release of metastable subsystems is offered. The model explains the range of seismic regime patterns. Avalanche-like regime of relaxation of metastable conditions supposes a prominent role of triggering effects.

AN ANALYSIS OF TRIGGERED SEISMIC PROCESSES BY MEANS OF NON-LINEAR DYNAMICS METHODS

S.B. Turuntaev, O.Yu. Melchaeva

Three data sets are used to consider a possibility to apply non-linear dynamics methods to analysis of induced seismicity. The data on seismicity in the region of powerful electromagnetic field source action, on microseismicity background change under vibrator action and the data on seismicity in the region of Romashkino oil-field are used. It was shown that an influence on geophysical medium leads to an increase of the seismic regime regularity what is reflected in stable state appearance, which are characterized by finite value of an attractor fractal dimensionality and low dimensionality of embedding space. A possibility to construct a physical model of studied phenomenon of seismic event generations by human action on rocks is shown. The suggested model is based on two-terms rate-and-state friction law.

IMITATIVE ELECTROMAGNETIC INFLUENCE ON THE EARTH CRUST DEFORMATION PROCESSES: STRAIN RELAXATION, ACTIVE MONITORING POSSIBILITY IN ORDER TO EARTHQUAKE FORECAST

N.T. Tarasov, N.V. Tarasova

Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS

Seismotectonic deformations rate variation in two active regions of Central Asia were studied. These regions were subjected to strong electromagnetic impulse effects. It was shown that such impact provides increasing of seismotectonic deformation rates 10–20 times and leads to a noticeable relaxation of elastic stresses. Deformation rate variation depends on stress level in the crust and can be used as a criterion for earthquake forecast.

SEISMICITY IN THE FAULT ZONES AND ITS MAIN TRIGGERING MECHANISMS

S.I. Sherman

Institute of the Earth's Crust, S.B.of RAS

The seismic process regularity in the zones of fault dynamic influence is considered. Within their borders the constitutive law of Gutenberg-Richter is realized. As a first approximation the seismic process in a seismic zone can be considered as a summary assembly of seismic events in the zones of dynamic influence of active faults. This approach permits to study time sequence of earthquake source localization in the zone of fault dynamic influence. This zone is considered as the unified concentrator of earthquake sources in stated time interval. Deformation waves as triggers act on faults provoking their side displacement, failure activation and the earthquake source initiation. In the zones of fault dynamic influence «time-place of earthquake» correlations are detected. This approach considerably decreases the

area of the seismic process investigations, seismic events number, variations of less important evidences typical for seismic zone, but extends possibility of investigating the laws of time-space earthquake source localization in the areas of fault dynamic influence.

DYNAMICS OF THE TRIGGERED PROCESS OF DEFORMATION AND FRACTURING BY ENERGETIC IMPACT ON MODEL SAMPLES

A.A. Avagimov, V.A. Zeigarnic, V.I. Okunev

Joint Institute for High Temperatures RAS

The threshold of triggering impact is established that corresponds to background relaxation level during growth of mechanic instability of model samples. Energy values released during relaxation were determined after the interval of elastic loading at the stages of quasistatic regime. The coefficient of mechanic-to-electric transformation was calculated by the change of acoustic emission response produced by the elastic loading and the effect of electromagnetic field. A model was proposed of activating the process of relaxation under the influence of physical fields, which lead to relaxation of local structure tensions in the seismoactive region and in the region of anthropogenic influence.

INFLUENCE OF CONSTRAINED CONDITIONS OF THE GEOLOGIC MEDIUM DEFORMATION IN ACTIVE FAULT ZONES AT INITIAL STAGES OF ACTIVATION

S.V. Astafurov, E.V. Shilko,A.S. Grigoriev, .S.G. Psahie Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS

Theoretical investigation of the influence of nonuniform compression of model sample containing shear fault zone on the main parameters of its mechanical response is considered. The value of lateral constraint controls the main deformation mechanism and essentially influences on dilatancy parameters of mechanical response of block geologic structure to shear deformation.

INSTABILITY OF PLASTIC FLOWS OF GRANULAR MATERIALS UNDER STATIC LOADS AND WEAK VIBRATIONS

A.P. Bobriakov, V.P. Kosykh, F.V. Lubiagin

Institute of Mining, Siberian Division of the RAS

Instable plastic flow of granular materials in shear experiments was studied for various loading stiffnesses. Step-wise stress-strain relations were obtained. It was demonstrated that the amplitude of load steps depends on load stiffness and particle packing. It was established that power distribution of the number of steps at stress-strain diagrams depends on deformation work spent on their formation. External vibrations lead to a step-wise relaxation of the shear load.

NUMERICAL SIMULATIONSOF THE PROCESS OF ACCUMULATION OF INTERBLOCK DISPLACEMENTS

A.M. Budkov

Institute of the Geospheres Dynamics RAS

A numerical realization of the computational model of the effect of seismic vibrations on a stressed contact of rock blocks is considered. The conducted numerical experiments have demonstrated that the non-linearity of the stress-strain relations and an appreciable asymmetry of loading and unloading lead to the possibility of cumulating residual displacements at the interblock contact even under very weak (if compared to the geomaterial strength) amplitudes of dynamic disturbances. The return motion during unloading caused by the elasto-plastic interaction of local contact spots plays an important role in this effect.

PONDEROMOTIVE ACTION OF ELECTROMAGNETIC FIELDS ON MEDIUM

M.B. Gohberg, N.I. Kolosnitsyn

Institute of the Earth Physic.RAS

Electromagnetic action on the medium arising in electrical loop created by current source (condenser accumulator ESMA) formed by electric conductors enclosed in two wells, each 1000 m deep, located in 10 m one from another that lock the circuit on a conductive medium was estimated. Estimated force effort reaches 800 kN.

THERMAL EFFECT OF A POWERFUL CURRENT ON SATURATED POROUS MEDIA

V.A. Zeigarnik, U.B. Konev, V.A. Novikov

Joint Institute for High Temperatures RAS

Joule heating is the most universal, intensive and effective mechanism of influence of intensive current on media. For the effect to take place it is necessary that the flow current in media should be accompanied by high mechanical stresses. The required high current density one can provide streaming the current into environment from a powerful source through a power cable by means of electrodes contacting the medium. Natural or man made cracks filled with good conductive electrolytes can play the role of electrodes. In this report it is shown that a pressure change in a fluidsaturated porous medium while a powerful pulse of current flows in it is described by an equation of the diffusion type – the piezoconductivity equation. For a current pulse of duration **t** one can determine the piezoconductivity length $I = \sqrt{2\chi t}$, where χ is piezoconductivity coefficient. The qualitative character of processes near electrodes depends on ratio of electrode dimension and piezoconductivity length. If a >> 1.

NUMERIC AND EXPERIMENTAL SIMULATION OF ACCUMULATION AND RELEASE OF ROCK MASSIF ELASTIC ENERGY

S.V. Lavrikov, O.A. Mikenina, A.F. Revuzhenko

Institute of Mining, Siberian Division of the RAS

A physical sample of rock is considered. Laboratory experiments showed that after a «loadingunloading» cycle the sample can store about 30% of energy used for its deformation. Mathematical model of rock is constructed taking into account its block structure, anisotropy, accumulation and release of elastic energy. Numerical modeling of rock deformation near underground opening is considered.

EXPERIMENTAL INVESTIGATION OF SLOPE STABILITY DURING WEAK PERTURBATIONS ACCUMULATION

V.K. Markov, D.V. Markov, L.M. Pernik

Institute of the Geospheres Dynamics of RAS

The results of experimental investigation of slope stability during low-amplitude vibrations are presented. Model of the slope was made of quartz sand wetted by glycerin (0,05% of mass). Impulse disturbances are applied to the model by weak impacts of small steel balls at container base where the slope model was installed. The measured velocity of slope surface didn't exceed 5.10^{-5} m/s, acceleration – less than 0,2 m/s². Experiments were conducted at three slope angles (54°, 57°, 59°), close to the critical value of about 62°. The measured acceleration values appeared to be lower than the critical values calculated by Newmark method (~1,2 m/s²). It means that residual deformations can be accumulated even under very weak dynamic disturbances.

NUMERICAL INVESTIGATION OF PECULIARITIES OF GEOLOGIC MEDIUM EVOLUTION AT THE STAGE OF CATASTROPHIC EVENT PREPARATION

P.V. Makarov, E.P. Evtushenko, I.Iu. Smolin

Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS, Tomsk State University

Processes of fault formation as an ultraspeed catastrophic stage of geologic medium evolution in the gravity field were investigated in numerical simulations. It is shown that near the moment of intensification of damage localization, accumulation of damages freezes in the neighbouring structures. Earthquake source formation as a process of intensification of the dissipative structure of localized damages connects with origination of deformation fronts, which form the source.

ON THE ESTIMATION OF SHEAR STRESS – SHEAR STRENGTH RATIO ON INTERBLOCK GAPS TO THE CRITICAL VALUE

S.G. Psahie, E.V. Shilko, S.V. Astafurov, A.S. Grigoriev

Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS, Tomsk State University

Numerical modeling of dynamic deformations in the blocky media were conducted. It is shown that the value of normalized interblock displacement triggered by S-waves is the appropriate parameter for estimation of shear stress – shear strength ratio.

NUMERICAL INVESTIGATION OF FAULT FORMATION IN GEOMATERIALS THE DEFORMATION REGIMES DEVELOPMENT

Iu.P. Stefanov

Institute of Strength Physics and Materials Science SB RAS

On the base of proposed numerical model development of deformation in various regimes was investigated. It was shown that in separate zones the sections of shear deformations, which contain both dilatancy and compaction, can develop. Fault formation can be the final stage of deformation development when dilatancy regime changes in a narrow zone to compaction and decreasing of medium effective strength.

DEVICES FOR INVESTIGATION OF MICROSEISMIC WAVE FIELD IN GEOSYSTEMS

I.P. Bashilov, S.G. Volosov, Y.N. Zubko, S.A. Korolev, A.M. Soldatehkov

Institute of the Earth Physics RAS Institute of the Geospheres Dynamics RAS

An engineering sample of a portative seismometer and three-channel seismic station with digital registration for field work in-hard-to-reach places was developed and constructed. A model of the portative seismometer for ocean-bottom measurements was developed too. Comprehensive tests of technical decision used in the constructed apparatuses were conducted. As a result of the tests the seismometer and the seismic station working capacity were confirmed. Their main technical characteristics were determined.

DEFORMATION MONITORING OF STRUCTURAL DISCONTINUITIES IN ROCK AND ENGINEERING CONSTRUCTIONS

D.V. Pavlov and E.A. Vinogradov

A method of deformation monitoring of structural discontinuities is presented. The main results obtained by means of this method are given. First, the sign of residual deformations initiated by dynamic effects corresponds to the sign of quasi-static movements of discontinuity sides, and, second, the amplitude of residual displacements of discontinuity sides is approximately proportional to the amplitude of particle velocity of the initiating dynamic effect.

DEFORMATION MONITORING OF LANDSLIDE GEOLOGICAL STRUCTURES

O.N. Galaganov, T.V. Guseva, N.K. Rozenberg, V.P. Perederin Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

Organization of monitoring of regions where important engineering object are situated leads to necessity of every day control over deformations and movements of near-surface layers of the Earth crust and engineering objects under the influence of natural and anthropogenic factors. Exploitation of big hydrotechnical objects leads to unpredictable development of movements and deformations of the geologic medium, especially at the territory, dispodes to landslide development.

GEODYNAMIC EVENTS IN VORKUTA COAL BASIN

A.I. Goncharov, V.I. Kulikov Institute of the Geospheres Dynamics of RAS

institute of the Geospheres Dynamics of KAS

The results of monitoring and analysis of data base of geodynamic events going on during mining of Vorkuta coal field are presented. The travel time curves for P and S waves, parameters of amplitude attenuation, seismic energy class versus power of mine explosions were obtained. The recurrence rate graph of geodynamic events depending on their class was plotted and estimations of possible disastrous effects are presented.

GEOACOUSTIC OBSERVATIONS IN WELLS ON THE TERRITORY OF BISHKEK TEST SITE

A.S. Zakupin

Scientific station of RAS in Bishkek

In order to detect the response of geophysical environment on external impacts time variations of geoacoustic intensity (GAI) in several wells near the exciting dipole ERGU were studied. GAI was

measured in two wells situated within the range of 13 km from the poles of ERGU. Data analysis showed that GAI activity is essentially high at the working days rather than at holydays. Also one can note a higher level of GAI in the day time. Periods of GAI increase after starts of ERGU are registering with different time delays. However, an important circumstance is that the activity maximum occurs at the periods of electric probing. There are some peculiarities of GAI response when the medium is probed in different frequency bands.

INTEGRATED MONITORING OF STRESS AND STRAIN STATE OF ROCKS

A.A. Kozyrev, V.V. Rybin

Mining Institute, Kola Scientific Center of the RAS

The concept system of complex monitoring of rock massive stress-strain state at several scale level was developed. The conception includes coordination of various kind scale factors and data types into united system of data collection, control, analysis and conducting system.

USING THE SEISMOEMISSION TOMOGRAPHY FOR INVESTIGATION OF GEODYNAMICALLY ACTIVE ZONES

U.I. Kolesnikov, E.A. Hogoev

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS

The results of using seismoemission tomography for investigation of geodynamically active zones are discussed. The method is used to study zones of high geodynamic activity of two types – at the outcrop to the free surface of a discontinuity formed during a powwerful earthquake and beneath an active mud volcano.

THE EARTH'S CRUST INTERBLOC ZONES

K.Zh. Seminsky, N.O. Kozhevnikov, A.V. Cheremnykh, E.V. Pospeeva, A.A. Bobrov, V.V. Olenchenko, M.F. Tugarina, V.V. Potapov, Iu.P. Burzunova

Institute of the Earth's Crust, S.B.of RAS

The results of various-scale geology-geophysics prospecting in the zone of transition from Baikal rift to Siberian platform were conducted. The results show hierarchic zone-block structure of the Earth's crust. Interblock zones have three subzones being different by rock fracturing, which is reflected in appropriate variations of geophysical fields of different types.

PRECESSION OF THE EARTH CRUST STRUCTURE BLOCKS

A.A. Spivak, S.B. Kishkina

Institute of the Geospheres Dynamics of RAS

The movement of consolidated block near the deep fault zone was studied. The coupling of synchronous tilt measurements and seismic observations was used. The novel mode of block motion was established. It is the precessional motion of large structural blocks. The presence of about daily and two-weeks periodicity in block motion angle variations was detected. Their considerable correlation with tide force variations points to the fact that the main cause of block precession is gravitation interaction in the Earth-Moon-Sun system. It was showed that material deformations in fault zone caused by block precession are similar to deformations caused by secular differential block movements but at much greater strain rate.

INFLUENCE OF THE EARTH CRUST ELECTROMAGNETIC PROBING ON THE SEISMICITY OF THE BISHKEK GEODYNAMIC TEST SITE

V.N. Sychev, L.M. Bogomolov¹, A.K. Rybin, N.A. Sycheva

Scientific station of RAS in Bishkek, ¹Institute of Marine Geology and Geophysics Far-Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

The results of studying a stream of seismic events registered by the digital telemetry network KINET at the Bishkek geodynamic test site (Northern Tien Shan) are presented. Experimental electromagnetic probing at this territory was conducted in 2000–2005 using a powerful electroprobing generator that replaced the geophysical mhd-generator. Statistic analysis is supplemented by new processing methods developed for dissipative dynamic systems.

SOLAR FLARE, SEISMIC NOISE LEVEL VARIATIONS AND NORTH TIAN SHAN SEISMICITY

N.A. Sycheva, L.M. Bogomolov, V.N. Sychev

Scientific station of RAS in Bishkek Institute of Marine Geology and Geophysics Far-Eastern Branch of Russian Academy of Sciences

In this work investigations of interrelation between strong magnetic storms caused by the Solar flares and seismicity variations was continued. The data on time interrelations of seismic noise (middle level, mean square deviation) registered by seismic stations of KNET net (Northern Tien Shan) have been used. Effects of magnetic storms that took place passed after the strong and very strong Solar flares in 2000–2006 are detected. The received results correlate with the data on relations between seismicity and magnetic storms.

Научное издание

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы Всероссийского семинар-совещания г. Москва, 22–24 июня 2010 г.

Утверждено к печати

Редактор Корректор Компьютерная верстка М.В. Старшова

Подписано к печати 00.00.2010 Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 00 Тираж 000 экз. Тип. зак. № , Москва

Издательство ГЕОС 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332 Тел./факс: (495) 959-35-16 e-mail: geos@ginras.ru www.geos-books.ru