

Федеральное агентство научных организаций

Российский фонд фундаментальных исследований

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР РАН

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы третьего Всероссийского семинара-совещания
г. Москва, 16–19 июня 2015 г.

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

Москва
ГЕОС
2015

УДК
ББК

*Издание осуществляется при поддержке:
Федерального агентства научных организаций
Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 15-05-20543)*

Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2015. 368 с.

С 16 по 19 июня 2015 г. в г. Москве, Институте динамики геосфер РАН при финансовой поддержке ФАНО России и Российского фонда фундаментальных исследований состоялся 3-й Всероссийский семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах». Целью семинара являлось обсуждение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы и геомеханические системы, находящиеся в субкритическом состоянии, а также влияние этих воздействий на систему «атмосфера-ионосфера». В работе семинара-совещания приняли участие свыше 120 ученых и специалистов из более чем 40 научных учреждений, включая ИДГ РАН, ИФЗ РАН, ОИВТ РАН, ГИН РАН, ИЗК СО РАН, ИПКОН РАН, МГУ, МФТИ и др., и ряда производственных организаций – Газпромнефть-НТЦ, ОАО «Евразруда», ОАО «Совзонд». Было заслушано 58 устных докладов и 28 стендовых презентаций, в которых были представлены достижения различных исследовательских групп.

Стоит отметить, что тематика семинара заметно расширилась за счет увеличения количества докладов по таким разделам, как «Триггерные эффекты в геологии и геодинамике», «Взаимодействия в системе литосфера-атмосфера-ионосфера», «Аномальные явления в ионосфере и верхней атмосфере Земли» и др. К сожалению, ограниченный объем книги не позволяет опубликовать все доклады, однако значительная их часть представлена в предлагаемом издании.

© ИДГ РАН, 2015
© ГЕОС, 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
Триггерная сейсмичность Кузбасса (<i>В.В. Адушкин</i>)	8
 I. ГЕОМЕХАНИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ	
Еще раз о возможности предотвращения землетрясений (<i>Г.Г. Кочарян</i>)	30
Сейсмичность в районе месторождений углеводородов шельфа о. Сахалин (<i>С.Б. Турунтаев, Е.О. Слинькова, А.В. Коновалов</i>)	39
Распределения спада напряжений в очагах землетрясений и проявления триггерных эффектов (<i>Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева, А.С. Закупин, П.А. Каменев, В.Н. Сычев</i>)	48
Исследование экзогенного инициирования сейсмичности пространственно-временной технологией (<i>Н.П. Булатова</i>)	56
Характерные вариации приливной компоненты сейсмических шумов перед сильными землетрясениями: оценка эффективности предвестника (<i>В.А. Салтыков</i>)	62
Триггерное воздействие землетрясений на подземные воды (по данным наблюдений на Камчатке) (<i>Г.Н. Копылова, С.В. Болдина</i>)	70
Изучение процессов контактного скольжения в зоне приморского разлома (<i>В.В. Ружич, Е.Н. Черных, В.Б. Савельева, Д.В. Павлов, А.А. Остапчук</i>)	78
Трансформация деформационного режима нарушения сплошности в натуральных экспериментах (<i>А.А. Остапчук, Д.В. Павлов, В.В. Ружич, Е.А. Виноградов, В.К. Марков</i>)	86
Анализ излучения упругих волн при росте трещины гидроразрыва (<i>Ю.П. Стефанов, А.А. Дучков, С.В. Яскевич, А.С. Романов</i>)	92
Один метод определения локального поля напряжений из анализа трещиноватости (<i>Н.В. Дубиня, К.А. Ежов</i>)	98
Основные закономерности развития трещин автоГРП (<i>М.А. Тримонова, Н.В. Дубиня</i>)	106
Анализ разрывных нарушений природно-техногенной геосистемы (на примере массива Дегелен Семипалатинского полигона) (<i>Э.М. Горбунова, Г.Н. Иванченко</i>)	114
Изменение свойств массива горных пород под действием сейсмических колебаний (<i>Э.М. Горбунова, Д.В. Павлов, В.В. Ружич</i>)	121
Эффект выходных дней в динамике механизмов землетрясений (<i>О.Д. Зотов, И.П. Лавров</i>)	128

II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ В ГЕОСИСТЕМАХ

Локализация современных сильных землетрясений в Центральной Азии: редкое сочетание геодинамических и триггерных факторов (<i>С.И. Шерман</i>)	138
О природно-техногенной сейсмичности Восточно-Европейской платформы (на примере Днепровско-Донецкого авлакогена) (<i>И.А. Санина, Г.Н. Иванченко, Э.М. Горбунова</i>).....	149
Сейсмодинамическое взаимодействие тектонических плит в районе их тройного сочленения в юго-западной части Тихого океана (<i>Е.А. Левина, В.В. Ружич</i>).....	157
Структурные и вещественные преобразования в зонах тектонических нарушений (<i>Г.Б. Наумов</i>).....	164
О масштабируемости трещин сдвига в геологической среде (<i>Ю.Л. Ребецкий, А.С. Лермонтова</i>).....	174
Статистический анализ GPS-измерений перемещений земной коры в сейсмоактивной зоне (<i>Л.Ф. Московская</i>).....	181

III. ИНИЦИИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНЫМИ РАБОТАМИ

Система мониторинга наведенной сейсмичности Кузбасса и триггерные эффекты в развитии сейсмического процесса (<i>А.Ф. Еманов, А.А. Еманов, А.В. Фатеев, Е.В. Лескова, Д.Г. Корабельщиков, А.В. Дураченко</i>)	190
Массовое динамическое обрушение пород на руднике Верхнекамского калийного месторождения (<i>А.А. Барях, В.А. Асанов, И.Л. Паньков</i>).....	199
Эффект триггерной сейсмичности на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей (<i>Ф.Г. Верхоланцев, М.А. Белевская, Т.В. Верхоланцева</i>).....	206
Количественная оценка влияния горнотехнических параметров отработки месторождения на сейсмический режим (<i>Т.В. Верхоланцева, Р.А. Дягилев</i>)	214
Исследование влияния глубины подземных взрывов на выделение сейсмической энергии динамических явлений в условиях разработки удароопасного месторождения (<i>В.А. Еременко</i>).....	221
Особенности разрушения призабойной зоны угольного пласта (<i>В.Н. Захаров, О.Н. Малинникова</i>).....	227
Динамика «внезапного» отжима краевой части угольного пласта (<i>В.А. Трофимов, Ю.А. Филиппов</i>).....	235

IV. МЕХАНОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ, КАК ФАКТОР ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ

Влияние слабого электрического поля на пространственно-временную динамику акустической эмиссии при одноосном сжатии гранита (<i>И.А. Пантелеев, В.А. Мубассарова, Е.Е. Дамаскинская, Л.М. Богомолов, О.Б. Наймарк</i>).....	244
---	-----

Физическое моделирование электросейсмического эффекта в горных породах (<i>В.А. Зейгарник, В.Н. Ключкин</i>).....	252
Инициирование сейсмических событий электрическими импульсами: лабораторный эксперимент (<i>В.А. Новиков, В.И. Окунев, В.Н. Ключкин</i>).....	259
Оценка электрокинетических параметров горных пород в экспериментах по однофазной фильтрации (<i>В.Л. Барабанов</i>).....	266
Флюиды как управляющий параметр механоэлектрических колебаний (<i>А.Н. Камшилин, П.А. Казначеев</i>).....	273
Электрофизические свойства разломных зон (<i>В.Ю. Рикман</i>).....	278

V. ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

О некоторых «аномальных» геофизических процессах, наблюдаемых в геосферах при подготовке и развитии сейсмических событий (<i>Л.Е. Собисевич, А.Л. Собисевич, К.Х. Канониди</i>).....	284
О влиянии космических ритмов на возникновение сильных землетрясений (<i>Ю.К. Серафимова</i>).....	295
Влияние мегаполиса на вариации физических полей (<i>А.А. Спивак, С.Г. Волосов, А.В. Крашенинников, Д.Н. Локтев, Ю.С. Рыбнов, С.А. Рябова, С.П. Соловьев, В.А. Харламов</i>).....	303
Синхронизм вариаций геофизических полей в приповерхностной зоне Земли (<i>А.А. Спивак, Д.Н. Локтев, С.А. Рябова, В.А. Харламов</i>).....	310
Синхронные возмущения акустического и электрического полей, вызванные источниками природного и техногенного происхождений (<i>С.П. Соловьев, Ю.С. Рыбнов, В.А. Харламов</i>).....	317

VI. ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ АТМОСФЕРА-ИОНОСФЕРА

Ключевая роль межпланетного магнитного поля в формировании режима колебаний магнитосферы Земли (<i>А.В. Гульельми, А.С. Потапов, Б.В. Довбня</i>).....	328
Критический анализ математических моделей проникновения квазистационарного электрического поля из нижней атмосферы в ионосферу (<i>В.В. Денисенко</i>).....	335
Распространение сейсмо-индуцированных акустических волн в стратифицированной атмосфере и акустическое воздействие на ее состояние (<i>В.А. Гусев, Р.А. Жостков</i>).....	344
Экспериментальное исследование ионосферных возмущений 17 марта 2015 г. (<i>Б.Г. Гаврилов, В.М. Ермак, Ю.В. Поклад, И.А. Ряховский</i>).....	352
Триггерный эффект при искусственном вызывании осадков (<i>В.Н. Козлов, Н.А. Коршун, А.В. Тертышников</i>).....	359

ПРЕДИСЛОВИЕ

С 16 по 19 июня 2015 г. в Институте динамики геосфер РАН (г. Москва) при финансовой поддержке ФАНО России и Российского фонда фундаментальных исследований состоялся 3-й Всероссийский семинар-совещание «Триггерные эффекты в геосистемах». Это научное мероприятие, ставшее уже традиционным, вызвало значительный интерес широкого круга специалистов со всей России.

Целью семинара являлось обсуждение актуальных вопросов воздействия природных и антропогенных факторов на различные геосферы и геомеханические системы, находящиеся в субкритическом состоянии, а также влияние этих воздействий на систему «атмосфера-ионосфера». Стоит отметить, что тематика семинара заметно расширилась за счет увеличения количества докладов по таким разделам, как «Триггерные эффекты в геологии и геодинамике», «Взаимодействия в системе литосфера-атмосфера-ионосфера», «Аномальные явления в ионосфере и верхней атмосфере Земли» и др.

В работе семинара-совещания приняли участие свыше 120 ученых и специалистов из более чем 40 научных учреждений, включая ИДГ РАН, ИФЗ РАН, ОИВТ РАН, ГИН РАН, ИЗК СО РАН, ИПКОН РАН, МГУ, МФТИ и др., и ряда производственных организаций – Газпромнефть-НТЦ, ОАО «Евразруда», ОАО «Совзонд». Было заслушано 58 устных докладов и 28 стендовых презентаций, в которых были представлены достижения различных исследовательских групп. К сожалению, ограниченный объем книги не позволяет опубликовать все доклады, однако значительная их часть представлена в предлагаемом издании.

Сборник открывается обзорной статьей В.В. Адушкина, в которой на основе обширного экспериментального материала обсуждаются особенности сейсмичности, инициированной ведением горных работ на территории Кузбасса и горной Шории. Отмечается, что увеличение объема горных работ на этой территории, изначально активной в геодинамическом отношении, привело к беспрецедентному увеличению количества крупных техногенных землетрясений. На примере этих областей автор убедительно показывает, что современная геодинамика, как и другие науки о Земле, «сталкиваются с необходимостью учета интенсивных воздействий техногенных факторов».

Остальные статьи, в известной степени условно, структурированы по разделам. Неизменное внимание, как специалистов, так и широкой общественности, привлекают исследования возможности целенаправленного техногенного влияния на деформационные процессы и сейсмический режим территорий. Статьи, посвященные проблемам дистанционного инициирования деформационных и флюидодинамических процессов, собраны в разделе 1. Среди авторов этого раздела Г.Г. Кочарян, С.Б. Турунтаев с соавторами, В.В. Ружич, Л.М. Богомолов с соавторами, Н.П. Булатова, В.А. Салтыков, Г.Н. Копылова, С.В. Болдина, А.А. Остапчук. В этом же разделе рассмотрены некоторые частные, но важные в прикладном отношении, вопросы механики гидроразрыва пласта (Ю.П. Стефанов с соавторами, Н.В. Дубиня, К.А. Ежов, М.А. Тримонова).

Рассмотрению тектонических и структурных составляющих триггерных эффектов в геосистемах посвящен раздел II, где помещены статьи С.И. Шермана, И.А. Саниной с соавторами, Е.А. Левиной и В.В. Ружича, Б.Г. Наумова, Ю.Л. Ребецкого и А.С. Лермонтовой, Л.Ф. Московской.

Заметно шире, чем в прошлые годы, представлены работы по инициированию деформационных процессов и, как следствие, техногенной сейсмичности горными работами (раздел III; А.Ф. Еманов с соавторами, А.А. Барях с соавторами; Ф.Г. Верхованцев, М.А. Белевская, Т.В. Верхованцева, Р.А. Дягилев, В.А. Еременко, В.Н. Захаров, О.Н. Малинникова, В.А. Трофимов, Ю.А. Филиппов).

Традиционным направлением работы семинара является обсуждение результатов механоэлектрических процессов в литосфере Земли, как фактора инициирования деформационных событий (IV раздел). В этом разделе опубликованы работы И.А. Пантелеева с соавторами, В.А. Зейгарника, В.Н. Ключкина, В.А. Новикова, В.И. Окунева, В.Л. Барабанова, А.Н. Камшилина, П.А. Казначеева, В.Ю. Рикмана.

Новым является раздел V, в который помещены работы, затрагивающие интереснейшие вопросы триггерных эффектов, имеющих место при взаимодействии физических полей. Авторами этого раздела стали Л.Е. Собисевич с соавторами, Ю.К. Серафимова, А.А. Спивак с соавторами, С.П. Соловьев с соавторами.

Проблематике взаимодействия различных физических факторов в системе верхних геосфер посвящен шестой раздел сборника. В статьях А.В. Гульельми с соавторами, В.В. Денисенко, В.А. Гусева, Р.А. Жосткова, Б.Г. Гаврилова с соавторами, В.Н. Козлова с соавторами приведены результаты теоретических и экспериментальных исследований процессов в атмосфере, ионосфере, магнитосфере Земли.

В заключение подчеркнем живой интерес научной общественности к проблематике, обсуждаемой на семинаре-совещании. При обсуждении прозвучали предложения создать журнал для оперативного освещения результатов текущих исследований. Фундаментальные и прикладные вопросы, рассмотренные на совещании, находят практическое применение при решении широкого спектра задач наук о Земле. Совещание отметило мультидисциплинарный характер многих исследований, результаты которых были доложены на совещании и целесообразность системного планирования и координации исследований различных организаций в рамках Плана фундаментальных исследований Государственных академий наук.

Д. ф.-м.н., профессор Г.Г. Кочарян

ТРИГГЕРНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ КУЗБАССА

В.В. Адушкин

Представлены особенности развития техногенной сейсмичности на территории Кузнецкого угольного бассейна, возникающей под воздействием длительных интенсивных горных работ и крупномасштабных промышленных взрывов. Особое внимание уделено сильным техногенно-тектоническим землетрясениям триггерного характера с магнитудами $m_b \geq 3$ (сейсмическая энергия больше 10^9 Дж). Отмечено, что территория Кузбасса изначально характеризовалась собственной природной сейсмичностью и развитой системой тектонических разломов. В результате сочетания природной сейсмической активности и постоянно возрастающих масштабов горных работ и объемов потребления ВВ на многочисленных разрезах и шахтах происходит увеличение потока техногенных событий и рост интенсивности отдельных триггерных землетрясений. Ярким примером такого события явилось Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г. с региональной магнитудой $m_b = 5,8-6,1$. Обсуждаются механизмы возникновения очагов подобных тектонических землетрясений техногенного происхождения в горном массиве в условиях перестройки напряженного состояния, происходящей под воздействием техногенной нагрузки. Такие землетрясения происходят в любое время суток, иногда вдали от места горных работ и зачастую сопровождаются катастрофическими явлениями в подземных выработках и на свободной поверхности.

Во второй части статьи описана ситуация с развитием техногенной сейсмичности и, в частности, с образованием сильных триггерных техногенно-тектонических землетрясений на территории Горной Шории, где расположены горнодобывающие предприятия Таштагольского и Шерегешского рудников. В заключении статьи отмечается, что территория Кузбасса и Горной Шории, на которой развиваются интенсивные сейсмические и деформационные процессы техногенного происхождения, является по существу полигоном для изучения современной геодинамики с участием природных сеймотектонических процессов и интенсивных техногенных воздействий (горные работы, сеймовзрывные и транспортные нагрузки), интенсивность которых увеличивается со временем.

19 июня 2013 г. в 6 часов утра местного времени (18 июня 2013 г. 23 ч 06 м UTC) на территории Кузнецкого угольного бассейна (Кузбассе) произошло катастрофическое Бачатское землетрясение, которое по данным Международного сейсмологического центра (ISC) характеризовалось региональной магнитудой $m_b = 5,8-6,1$ и глубиной очага в диапазоне $h = 2-14$ км. Эпицентр землетрясения располагался практически в центре Кемеровской области, вблизи г. Белово на территории Бачатского угольного разреза – одного из крупнейших угледобывающих предприя-

тий Кузбасса (рис. 1). В эпицентральной зоне интенсивность колебаний составила $I_0 = 7$ баллов и множество зданий было разрушено. В 5-балльную зону попали города Белово и Гурьевск, в 4-х балльную – Прокопьевск, Киселевск, Новокузнецк, в 2-х балльную – Новосибирск и Барнаул, находящиеся на расстоянии около 200 км. Расположение эпицентра на территории Бачатского разреза и небольшая глубина очага свидетельствуют в пользу техногенно-тектонической природы этого землетрясения, триггером возникновения которого явилась интенсивная добыча каменного угля в этом районе. Бачатское землетрясение стало знаменательным событием на территории Кузбасса, возникшим на фоне природной и активно развивающейся техногенной сейсмичности, а также интенсивных сейсмических воздействий, создаваемых взрывными работами. Представляется важным разобраться в причинах возникновения Бачатского землетрясения и особенностях развития техногенной сейсмичности на территории Кузбасса.

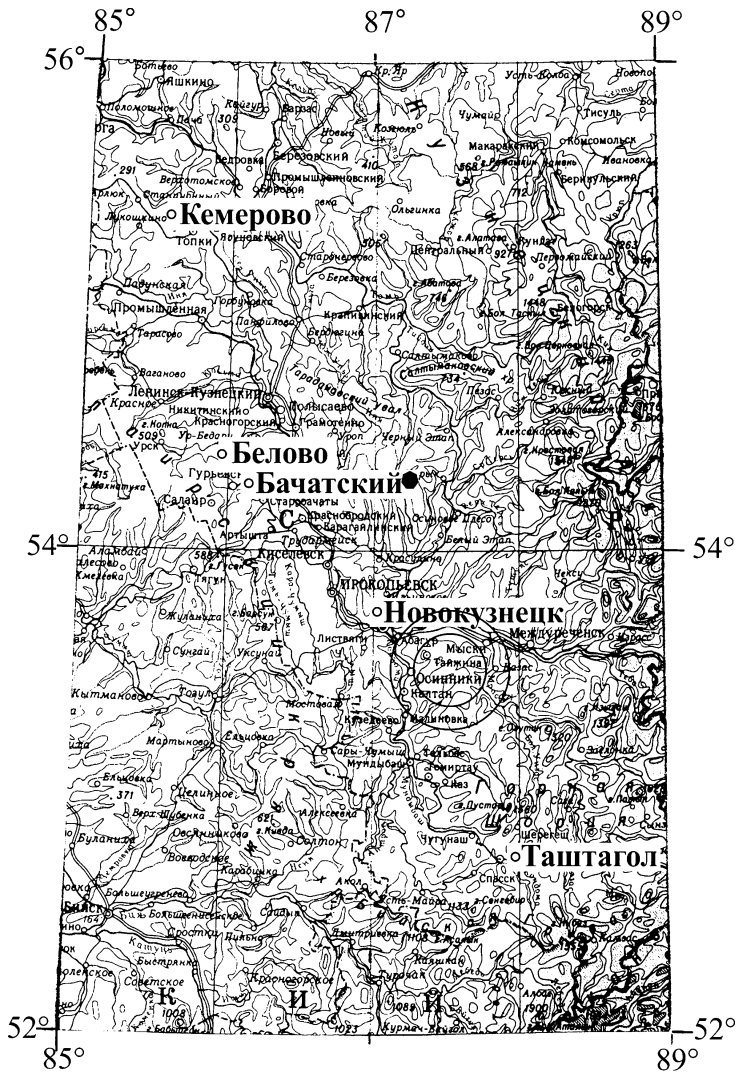


Рис. 1. Расположение эпицентра Бачатского землетрясения на территории Кемеровской области

Кузбасс расположен в Кемеровской области на юго-востоке Западно-Сибирской равнины в Кузнецкой котловине между горными сооружениями Кузнецкого Алатау на востоке и Салаирским кряжем на западе, протянувшимся от г. Новосибирска до Алтайских гор. На рис. 2 показана обзорная карта региона, на которой выделены территория Кузбасса, где происходит интенсивная добыча угля, и территория Горной Шории на юге Кемеровской области, где расположены железорудные месторождения Таштагола и Шерегеша. В целом регион ограничен географическими координатами 52–56° с.ш., 85–89° в.д. и при размерах с севера на юг примерно 500 км и с запада на восток около 300 км занимает площадь свыше 150 тыс. км².



Рис. 2. Основные регионы добычи каменного угля и железной руды

Крупные залежи каменного угля на территории Кемеровской области были открыты в 1721 году. Широкое освоение Кузнецкого угольного бассейна началось в 1930 г. Общие геологические запасы угля оцениваются в 600–700 млрд т. Примерно половина угля – антрациты, пригодные для коксования. Угольное месторождение расположено в приповерхностных слоях земной коры до глубины 1800–2000 м в виде 120 угольных пластов среди осадочных пород, представленных перемежающимися слоями песчаников, алевролитов и аргеллитов.

С точки зрения возникновения и развития техногенной сейсмичности важно оценить уровень и интенсивность техногенной нагрузки на земную кору, которая в Кузбассе характеризуется огромными объемами горных и взрывных работ. За длительный, более 80-летний период добычи извлечено порядка 10 млрд т угля и перемещена примерно такого же порядка масса вскрышных пород. Добыча угля в настоящее время приближается к 300 млн т в год. Разработка месторождения ведется подземным способом более, чем на 60 крупных шахтах глубиной до 500 м, так и открытым способом на 52 угольных разрезах с применением массовых взрывов в сотни и тысячи тонн ВВ. Буровзрывные работы и механизированные системы добычи с применением угледобывающих комбайнов, экскаваторов и погрузо-разгрузочных механизмов оказывают интенсивное, в том числе вибрационное воздействие на породный массив. Важно отметить рекордное для России потребление ВВ в Кузнецком регионе, которое в настоящее время составляет около 600 тыс. т в год, что создает поток сейсмической энергии в земной коре 10^{13} – 10^{14} Дж/год и мощностью не менее 1,5 МВт. Существенный вклад в усиление техногенного воздействия на земную кору Кузбасса вносит массовое затопление свыше 20 нерентабельных шахт в период 1996–2005 гг. Затопление выработанного подземного пространства шахтных полей, более трещиноватого и разуплотненного чем исходный массив, изменяет гидродинамический режим за счет более эффективной передачи гидравлического давления на структурные неоднородности и тектонические разломы, увеличивая поровое давление в тектонических нарушениях. Поступление воды снижает прочность пород, контактов блочных структур и разломных зон. В результате в массиве происходит перестройка напряженно-деформированного состояния, которая сопровождается развитием сейсмических событий разного масштабного уровня. Завершить описание техногенной нагрузки на территории Кузбасса следует промышленными источниками воздействия, которые представлены рядом крупнейших металлургических комбинатов (Кузнецкий, Беловский цинковый, Новокузнецкий алюминиевый и др.), рядом химических комбинатов, а также разветвленной сетью железных и автомобильных дорог с крупнотоннажными перевозками угля, железных и цветных руд.

В свою очередь, породные массивы Кузбасса характеризуются собственной энергонасыщенностью, о чем свидетельствует природная сейсмоактивность региона, отмеченная еще до начала разработки месторождения. Так, в работе [Лутиков, и др., 2003] приведены сведения о происходивших здесь землетрясениях, начиная с 1875 г. Засвидетельствованы, в частности, сильные землетрясения ($M \approx 6$) в районе Новокузнецка в период 1900–1915 гг. Подробная сейсмотектоническая характеристика региона представлена в работе [Овсяченко и др., 2010], в которой по результатам полевых сейсмотектонических и палеосейсмологических исследований в районе г. Полысаево отмечена связь образования провалов и разрывов дневной поверхности с наблюдаемой сейсмической активностью и интенсивными разработками угольного месторождения. Упомянуты также сильные землетрясения с интенсивностью 7–8 баллов, произошедшие в доиндустриальное время (Кузнецкие

землетрясения 1898.06.19, $M_s = 5,7$ и 1903.03.12, $M_s = 6,1$). Отмечено, что в сеймотектоническом отношении территория Кузнецкого угольного бассейна является переходной между низкоактивной, в сейсмическом отношении, Западно-Сибирской платформой и высокоактивной Алтае-Саянской сеймотектонической провинцией. Территория бассейна характеризуется развитой системой глубинных тектонических разломов северо-западного простирания с преобладанием сдвиговой составляющей и субширотного простирания с преобладанием взбросовых и надвиговых структур [Геолого-промышленная..., 2000]. С периодической активизацией этих тектонических структур и разломов связаны исторические землетрясения и происходящие техногенно-наведенные события. Так, в работе [Яковлев и др., 2013] отме-

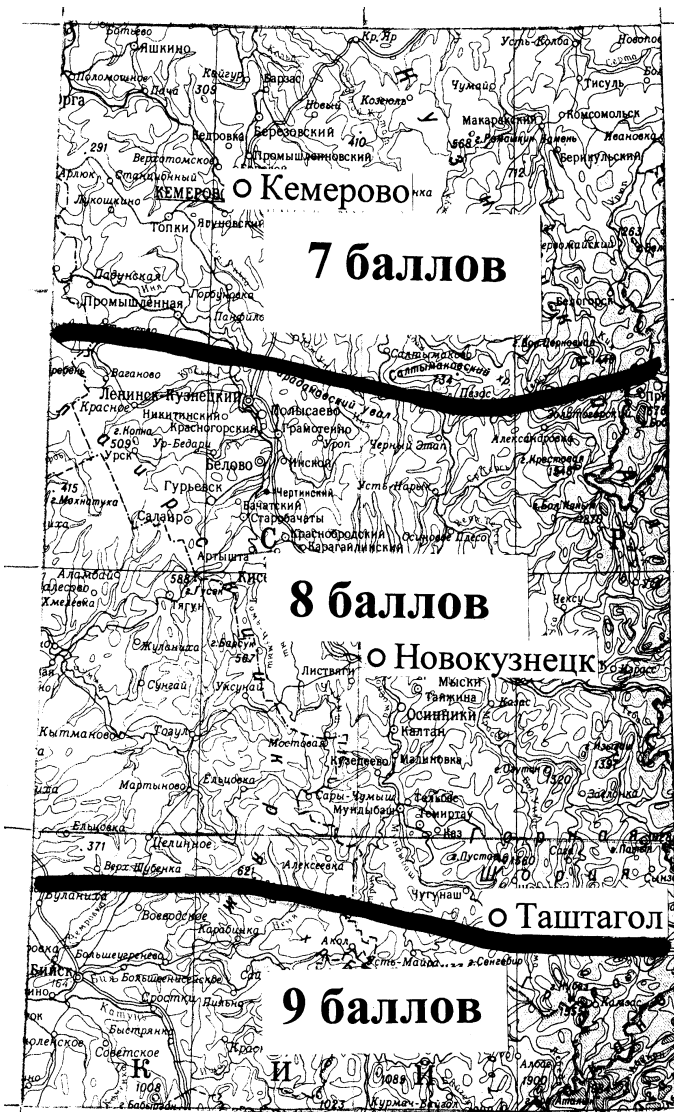


Рис. 3. Фрагменты карты сейсмического районирования ОСР-97

чается приуроченность гипоцентров сильных горно-тектонических ударов к системам глубинных разломов меридионального и субширотного простираний и почти вертикального падения. В целом природная сейсмичность Кузбасса представлена на картах сейсмического районирования ОСР-97 (рис. 3), составляя 7 баллов в северной части региона и 8–9 баллов – в центральной и южной.

Наличие природной сейсмичности и естественных сейсмотектонических процессов в сочетании с техногенной нагрузкой в виде длительной и возрастающей добычи угля с участием взрывных работ создали в регионе сложную сейсмическую обстановку. В результате возникающие сейсмические события складываются из природных землетрясений, техногенно-наведенной сейсмичности и сейсмических колебаний от проведения массовых взрывов на разрезах и шахтах. Из анализа исторического каталога за 1734–1966 гг. и каталогов Алтае-Саянского региона 1962–1989 гг. и 1999–2005 гг. в работе [Яковлев и др., 2013] отмечено, что на территории Кузбасса, начиная с 60-х годов, когда наступил период инструментальных наблюдений, происходил постоянный рост сейсмической активности. С конца 80-х годов наряду с ростом общего числа сейсмических событий, стала увеличиваться интенсивность техногенных землетрясений, включая сильные горные и горно-тектонические удары. При этом число техногенно-наведенных событий стало превышать число природных землетрясений. Все разнообразие техногенно-наведенной сейсмичности можно охарактеризовать возникновением сейсмических событий двух типов. Первый тип связан с появлением сейсмических толчков низкого энергетического уровня в виде различных геодинамических явлений, роевых потоков сейсмических событий и слабых землетрясений на глубине добычи в разрезах 0,2–0,5 км и в шахтах 0,5–1 км, а также более сильных ударов, происходящих на глубине до 1,5–2,5 км в районе проведения горных работ. В целом подобного рода индуцированные землетрясения невысокого энергетического класса в диапазоне $1 \leq K \leq 7-8$ регистрируются ежедневно в количестве до 20–30 толчков. Второй тип техногенной сейсмичности представлен относительно редкими появлениями сильных триггерных землетрясений энергетического класса $K \geq 8-9$ вплоть до $K = 11-12$ с глубиной очагов свыше 2–5 км, напрямую не связанных со временем, а зачастую и местом горных и взрывных работ. Основным механизмом образования таких триггерных землетрясений с очагами тектонической природы является изменение существующих в массиве естественных геодинамических и гидродинамических режимов под воздействием описанного выше комплекса техногенных нагрузок. В результате в массиве происходят изменения напряженно-деформационного состояния, которые сопровождаются концентрацией тектонических напряжений на различного вида неоднородностях и разломах вплоть до критического состояния. Релаксация этих напряжений в очагах их концентрации сопровождается образованием сильных землетрясений, сейсмическая энергия которых на 3–5 порядков превышает энергию массовых взрывов. Гипоцентры подобных землетрясений обычно концентрируются вдоль границ блочных структур и крупных разломных зон. Возникающие сейсмические толчки зачастую носят катастрофический характер, сопровождаясь обрушениями подземных выработок, сотрясениями поверхности, колебаниями зданий и жалобами населения. В работе [Яковлев и др., 2013] подобные события энергетического класса $K \geq 8-9$ названы природно-техногенными землетрясениями, и по материалам очищенных от взрывов каталогов Алтае-Саянского региона 1962–1989 гг. и 1999–2005 гг. выделен ряд периодов их усиления и установлено распределение по группам энергетического класса от $K > 8,5$ до $K > 11,5$ (табл. 1).

Периоды усиления и число природно-техногенных землетрясений

Периоды	$K > 8,5$	$K > 9,5$	$K > 10,5$	$K > 11,5$	Всего
1963–69 гг.	12	6	1	1	20
1975–79 гг.	12	5	1	–	18
1987–95 гг.	38	7	2	1	48
1998–05 гг.	16	15	5	1	34

В данной работе и ранее [Адушкин, Турунтаев, 2015] сильные техногенно-наведенные сейсмические события такого типа были определены как техногенно-тектонические землетрясения триггерного характера, подразумевая техногенную причину их возникновения и тектоническую природу энергии в очаге. Из табл. 1 следует, что заметная активизация таких событий произошла в Кузбассе во второй половине 80-х годов, когда общее число сейсмических событий с $K > 8,5$ практически увеличилось в 1,5–3 раза. В частности, заметно выросло число более сильных землетрясений энергетического класса $K > 9,5$ и $K > 10,5$, при этом сохранилось число редко происходящих землетрясений с $K > 11,5$ (одно землетрясение с $K = 12$ зафиксировано в 1966 г.). Показателем увеличения интенсивности техногенно-тектонических событий явилось землетрясение 14 сентября 1995 г. энергетического класса $K > 11,5$ (сейсмическая энергия $E = 3,6 \cdot 10^{11}$ Дж) около г. Прокопьевска. По данным бюллетеня ISC землетрясение произошло в 11 ч 24 м местного времени (4 ч 24 м UTC), имело региональную магнитуду $m_b = 4,5$ –5,0, глубину очага от 0,2 до 31,6 км (по данным различных сейсмологических центров) и координаты 53,8°N и 86,8°E.

Активизация техногенно-тектонической сейсмичности в период 1998–2005 гг. отметилась двумя сильными землетрясениями в центральной части Кемеровской области 16 апреля 1998 г. с магнитудой $m_b = 3,8$ ($K > 9,5$) и 13 мая 1998 г. с магнитудой $m_b = 4,1$ ($K > 10,5$). Затем 14 мая 2000 г. в районе Краснобродского разреза севернее г. Киселевска произошло техногенно-тектоническое землетрясение с магнитудой $m_b = 4,0$ –4,1 ($K = 10,5$ –11) и глубиной очага 10 км. Особо следует отметить сильное техногенно-тектоническое землетрясение 6 марта 2002 г. в районе г. Осинники, которое по данным Международного центра данных (ИДС) характеризовалось магнитудой $m_b = 4,6$ ($K > 11,5$). По данным ГС РАН этому землетрясению предшествовало достаточно сильное землетрясение 1 марта 2002 г. в районе г. Прокопьевска с магнитудой $m_b = 4,3$ ($K > 10,5$). После него произошло землетрясение 6 апреля 2002 г. с магнитудой $m_b = 3,5$ –4,0 ($K > 9,5$) в районе г. Белово. Завершен этот период сейсмической активизации в 2005 г. серией из 3-х техногенно-тектонических землетрясений с магнитудами в диапазоне $m_b = 3,2$ –3,6 ($K > 9,5$) и одного более сильного 13 сентября 2005 г. с магнитудой $m_b = 4,2$ ($K > 10,5$) также в районе г. Белово.

Поскольку данные табл. 1 ограничены 2005 г., к исследованиям современной сильной сейсмичности на территории Кузбасса были привлечены данные каталога Международного сейсмологического центра (ISC), который включает результаты регистрации сейсмических сетей отдельных стран и их объединений по всему миру. По материалам каталога ISC составлена табл. 2, в которой представлено ежегодное число сильных сейсмических событий на территории Кузбасса, огра-

ниченной координатами 53–56°N и 85–89°E, за период времени с 1998 по 2014 гг. в виде четырех групп с магнитудами: $m_b \geq 3$ ($K \geq 9,3$), $m_b \geq 3,5$ ($K \geq 10$), $m_b \geq 4,0$ ($K \geq 10,5$) и $m_b \geq 4,5$ ($K \geq 11,5$). В последнем столбце табл. 2 приведена масса ежегодно потребляемых ВВ. Видно, что в течение всего рассматриваемого периода происходил постоянный рост потребления ВВ практически на 10–20% ежегодно. Если в 1998–2000 гг. при потреблении 100–150 тыс. т/год рост составлял примерно 20 тыс. т/год и в 2001–2009 гг. при потреблении ВВ 200–400 тыс. т/год рост составлял 30–40 тыс. т/год, то уже в 2010–2012 гг. накануне Бачатского землетрясения при потреблении на уровне 400–500 тыс. т/год рост достиг примерно 70–80 тыс. т/год. В результате объем потребления ВВ в 2012 г. вырос до 583 тыс. т/год, то есть в 5 раз по сравнению с 1998 г. и в 1,6 раз по сравнению с 2007 г. В целом цифры потребления ВВ свидетельствуют о существенном темпе роста масштабов добычи угля и интенсивном техногенном воздействии на земную кору Кузбасса.

Таблица 2

**Количество ежегодных сильных событий ($m_b \geq 3$) на территории Кузбасса
за период 1998–2014 гг.**

магнитуда	$m_b \geq 3$	$m_b \geq 3,5$	$m_b \geq 4$	$m_b \geq 4,5$	Потребление ВВ тыс.т/год
энергетический класс	$K \geq 9,5$	$K \geq 10$	$K \geq 10,5$	$K \geq 11,5$	
1998 г.	2 (5)	2 (3)	1	–	~110
1999 г.	(4)	– (3)	–	–	~130
2000 г.	1	1 (2)	1 (1)		~150
2001 г.	(3)	–	–	–	180
2002 г.	16	14 (2)	3	1	~220
2003 г.	8 (4)	8 (2)	3	–	~240
2004 г.	4	3 (3)	1 (1)	–	~257
2005 г.	4	3	1	–	~310
2006 г.	40	32	4	–	337
2007 г.	299	94	10	–	368
2008 г.	339	111	12	3	404
2009 г.	340	148	20	–	388
2010 г.	545	180	22	–	429
2011 г.	457	151	17	2	512
2012 г.	502	168	14	1	583
2013 г.	609	230	15	1	572
2014 г.	570	160	7	–	533
Всего	3736	1305	131	8	~6 млн т

Представленные в табл. 2 сведения о развитии сильных ($m_b \geq 3$) сейсмических событий и росте потребления ВВ за 17-летний период позволяют, во-первых, сравнить результаты работы [Яковлев и др., 2013] за 1998–2005 гг. с материалами каталога ISC, во-вторых, выяснить с какого времени в каталоге ISC началась пол-

ноценная публикация сведений о параметрах сейсмических событий Кузбасса и, наконец, оценить влияние постоянно увеличивающегося потребления ВВ на развитие техногенной сейсмичности и, в частности, интересующих нас сильных триггерных техногенно-тектонических землетрясений.

Сравнение данных о числе землетрясений из каталога ISC за период 1998–2005 гг. и данных из работы [Яковлев и др., 2013], которые приведены в скобках в верхней части табл. 2, показывает, что в первые четыре года в каталоге ISC пропущены 9 событий в диапазоне $m_b \geq 3$ ($K \geq 9$), 5 событий в диапазоне $m_b \geq 3,5$ ($K \geq 10$), отсутствуют события 1999 и 2001 гг. Очевидно, что в эти годы Международная сейсмическая сеть плохо регистрировала события на территории Кузбасса. Начиная с 2002 г., данные каталога ISC выглядят более полными, показав подъем сейсмичности во всех диапазонах, в том числе в диапазоне $m_b \geq 4$ ($K \geq 10,5$). В 2004 г. данные каталога ISC практически полностью совпали с результатами работы [Яковлев и др., 2013]. Из данных табл. 2 следует, что в период 2002–2005 гг. Международная сейсмическая сеть стала лучше регистрировать сильные события в Кузбассе. Причем в 2006 г. число регистрируемых ею событий с $m_b \geq 3$ и $\geq 3,5$, выросло на порядок, что свидетельствует о существенном повышении качества регистрации сильных событий. В результате на территории Кузбасса за период 1998–2006 гг. к выделенным ранее примерно 40 природно-техногенным землетрясениям из работы [Яковлев и др., 2013] можно добавить еще не менее 20 подобных техногенно-тектонических землетрясений с магнитудами $m_b \geq 3,5$ ($K \geq 10$) из каталога ISC.

Начиная с 2007 г., как показывают данные табл. 2, на территории Кузбасса произошел значительный рост ежегодного числа сильных сейсмических событий с $m_b \geq 3$. Такое увеличение потока сейсмических событий может быть связано как с развитием международной сети сейсмических станций, так и с существенным ростом потребления ВВ добывающими предприятиями Кузбасса, которое в период 2007–2009 гг. выросло практически до 400 тыс. т/год и практически в 3 раза превысило уровень потребления прошлых лет. В результате в период 2007–2009 гг. во всех диапазонах магнитуд произошло значительное увеличение числа ежегодных сейсмических событий, составив, например, более 300 событий в год в диапазоне $m_b \geq 3$. Вероятнее всего наибольший вклад в такой подъем сейсмической активности в период 2007–2009 гг. внесли взрывные работы за счет увеличения числа взрывов и величины отдельных массовых взрывов. Возможно также, что определенный вклад в поток сейсмичности вносит наведенная техногенная сейсмичность, включая триггерные техногенно-тектонические землетрясения, число которых могло возрасти в связи с постоянным увеличением интенсивности и объемов горнодобывающих работ. О существенном подъеме техногенной сейсмичности в этот период свидетельствует регистрация следующих трех сильных триггерных техногенно-тектонических землетрясений энергетического класса $K \geq 11,5$ в восточной части Кемеровской области: 11 января 2008 г. в 16 ч 40 мин местного времени с магнитудой $m_b = 4,4-4,5$ и координатами $53,6^\circ\text{N}$ и $88,3^\circ\text{E}$; 1 апреля 2008 г. в 2 ч 31 мин местного времени с магнитудой $m_b = 4,1-4,6$ и координатами $54,0^\circ\text{N}$ и $88,1^\circ\text{E}$; 13 октября 2008 г. в 13 ч 17 м местного времени с магнитудой $m_b = 4,6$ и координатами $53,86^\circ\text{N}$ и $85,9^\circ\text{E}$. Глубина очагов этих землетрясений составила $h = 8-18,5$ км.

Очередной подъем сейсмической активности, как видно из табл. 2, произошел в период 2010–2013 гг. Отмечается увеличение потока сейсмических событий примерно в 1,5 раза во всех диапазонах магнитуд, в том числе, до 500–600 событий в год с $m_b \geq 3$. Этот период подъема сейсмической активности также происходил в условиях возрастающей техногенной нагрузки, что следует из продолжавшегося

роста потребления ВВ. Так, потребление ВВ увеличилось в те же 1,5 раза по сравнению с периодом 2007–2009 гг. и достигло в среднем 530 тыс. т/год. Если учесть, что 1 кг ВВ разрушает примерно 2 м³ горной породы, получим, что в период 2010–2013 гг. объемы разрушения и перемещения достигали около 10⁹ м³ горной массы в год. Анализ каталога ISC показывает, что на территории Кузбасса в этот период производилось от 2 до 20 массовых взрывов в день, создававших сейсмические события в диапазоне магнитуд от $m_b = 2,5$ до $m_b = 3,7$, что соответствует величине отдельных массовых взрывов на уровне примерно 100–500 т. Более крупные массовые взрывы с зарядами ВВ на уровне 1000 т, создающие сейсмические события с магнитудами в диапазоне от $m_b = 3,8$ до $m_b = 4,5$ или $3,8 \leq m_b \leq 4,5$, проводились существенно реже, приблизительно 20–30 взрывов в год. Отсюда можно заключить, что отмеченное в период 2010–2013 гг. увеличение ежегодного количества сейсмических событий в диапазоне магнитуд $m_b \geq 3$ произошло в основном за счет увеличения ежегодного числа взрывных работ, в то же время в диапазоне магнитуд $m_b \geq 3,5$ заметного увеличения количества сейсмических событий в этот период не произошло, следовательно, ежегодное число крупных взрывов заметно не возросло и их вклад в сейсмический поток остался практически на прежнем уровне. Период подъема сейсмической активности 2010–2013 гг. ознаменовался возникновением 18 июня 2013 г. катастрофического Бачатского землетрясения, упомянутого в начале статьи.

С целью выделения триггерных техногенно-тектонических землетрясений в потоке сейсмических событий, который после 2007 г. в диапазоне магнитуд $m_b \geq 3$ ($K \geq 9$) составлял 300–600 событий в год, воспользуемся требованиями соблюдения правил сейсмической безопасности при проведении взрывных работ. Известно, что для обеспечения сейсмической безопасности объектов окружающей среды, включая промышленные объекты, оборудование, административные и жилые здания, применяют схемы короткозамедленного взрывания, чтобы уменьшить амплитуду сейсмических колебаний и, соответственно, величину магнитуды. Поэтому магнитуда сейсмических событий от взрывов не должна превышать определенную максимально возможную величину. Так, за длительный период наблюдений сейсмических событий в Кузбассе установлено, что энергетические классы массовых взрывов составляют $K = 6–10$ [Землетрясения России..., 2007], что соответствует диапазону магнитуд $m_b = 1–3,5$. В другой работе [Еманов и др., 2014] отмечено, что сейсмическая энергия массовых взрывов в Кузбассе соответствует диапазону локальных магнитуд $M_L = 1–4,0$. Известен также многолетний опыт обеспечения сейсмической безопасности при проведении массовых взрывов в Курско-Белгородском регионе, на Кольском полуострове, в Карелии [Взрывы..., 2013]. Так, при взрывных работах на Лебединском ГОК'е, на котором применяют самые крупные в стране массовые взрывы до 2500 т, величина максимально возможной магнитуды не превышает $m_b = 3,7$ [Адушкин, 2013]. Учитывая опыт наблюдений в Кузбассе и на Лебединском ГОК'е, примем в качестве максимально возможной величины магнитуду $m_b = 4,0$. Чтобы выделить события, магнитуда которых превышает указанное значение m_b , данные каталога ISC были распределены по четырем диапазонам магнитуд, и ежегодное число событий в каждом выделенном диапазоне представлено в табл. 3.

В первой строке табл. 3 показаны диапазоны региональных магнитуд. Во второй – диапазоны энергетического класса от $K \geq 9$ до $K \geq 11,5$, события с величиной $K > 12$ возникают очень редко, а при $K > 13$ становятся катастрофическими. В третьей строке приведены соответствующие магнитудам диапазоны энергии взрывов

в тоннах ВВ ($1 \text{ т ВВ} = 4,19 \cdot 10^9 \text{ Дж}$), максимальные значения которых могут реализовываться при одновременном подрыве зарядов массового взрыва. В последующих строках в хронологическом порядке от 2002 до 2014 гг. по данным каталога ISC указано число ежегодных сейсмических событий в каждом диапазоне. Принимая во внимание указанную выше максимально возможную для массовых взрывов величину магнитуды $m_b = 4,0$, следует считать, что две правые колонки табл. 3 представляют число сильных триггерных техногенно-тектонических землетрясений. Видно, что ежегодное число подобных землетрясений с магнитудами $m_b \geq 4,0$ увеличивалось по мере роста масштабов горных работ и соответствующего потребления ВВ. Так, в период до 2006 г., когда потребление ВВ составляло примерно 200–300 тыс. т/год, число таких землетрясений исчислялось 1–4 событиями в год. Общее число триггерных техногенно-тектонических землетрясений в этот период, как уже было отмечено выше, составило примерно 60 событий. В последующий период 2007–2014 гг., когда потребление ВВ увеличилось в 1,5–2 раза от 368 тыс. т/год до 583 тыс. т/год, число таких триггерных землетрясений, как видно из двух последних колонок табл. 3, возросло до 10–20 событий в год. Всего на территории Кузбасса за этот период в соответствии с данными каталога ISC произошло 121 подобных землетрясений с магнитудами $m_b \geq 4,0$ ($K \geq 10,5$, $E \geq 6 \cdot 10^{10} \text{ Дж}$). К этим событиям следует добавить еще 8 более сильных техногенно-тектонических землетрясений из последней колонки табл. 3 с магнитудами $m_b \geq 4,5$ ($K \geq 11,5$, $E \geq 6 \cdot 10^{11} \text{ Дж}$), в число которых входит Бачатское катастрофическое землетрясение 8 июня 2013 г.

Таблица 3

Число ежегодных событий по диапазонам магнитуд

Диапазон магнитуд	$3 \leq m_b \leq 3,4$	$3,5 \leq m_b \leq 3,9$	$4 \leq m_b \leq 4,4$	$m_b \geq 4,5$
Диапазон энергетического класса	$9,0 < K < 10$	$10 \leq K < 10,5$	$10,5 \leq K < 11$	$K \geq 11,5$
Диапазон энергии взрывов	$100 \text{ т} < q < 500$	$500 \text{ т} < q < 1000 \text{ т}$	$1000 \text{ т} < q < 2000 \text{ т}$	$q > 2000 \text{ т}$
2002 г.	2	11	2	1
2003 г.	–	5	3	–
2004 г.	1	2	1	–
2005 г.	1	2	1	–
2006 г.	8	28	4	–
2007 г.	205	84	10	–
2008 г.	228	99	9	3
2009 г.	192	128	20	–
2010 г.	365	158	22	–
2011 г.	306	134	15	2
2012 г.	333	154	13	1
2013 г.	378	215	14	1
2014 г.	410	153	7	–
Всего	2431	1178	121	8

Опубликованные в каталоге ISC координаты этих сильных землетрясений с магнитудами $m_b \geq 4,0$ свидетельствуют о том, что практически их эпицентры расположены на территории юго-восточной части Кемеровской области, протянувшейся от региона городов Полысаево и Белово, находящегося в центральной части Кузнецкой котловины в отрогах восточного склона Салаирского кряжа, до региона городов Новокузнецка, Осинники и Междуреченска, прилегающего к предгорьям Кузнецкого Алатау. Именно на этой территории размещено наибольшее число угольных разрезов, на которых производится интенсивная добыча каменного угля с применением крупномасштабных массовых взрывов; и шахт, на которых происходит отработка угольных пластов подземным способом на разных горизонтах в интервале глубин до 500 м. Очевидно, сочетание интенсивной угледобычи с природной сейсмичностью и активной тектоникой создают на территории этой части Кемеровской области все необходимые условия для возникновения сильных техногенных землетрясений триггерного характера с очагами тектонической энергии, образующихся в результате вынужденного перераспределения естественно-напряженного состояния земной коры. Конкретные примеры 17 таких сильных ($m_b \geq 4,0$) сейсмических событий, произошедших на этой территории в период 2007–2011 гг., представлены в табл. 4.

Таблица 4

Примеры сейсмических событий из диапазона магнитуд $m_b \geq 4,0$

Дата	Время UTC	Магнитуда	Координаты	
		m_b	N	E
08.08.2006 г.	05 ч 02 м	4,0–4,3	53,77°	87,81°
22.02.2007 г.	09 ч 13 м	4,4	53,55°	87,80°
19.11.2007 г.	01 ч 22 м	4,0–4,2	53,62°	88,04°
17.01.2008 г.	10 ч 11 м	3,6–4,0	53,48°	87,60°
26.08.2008 г.	08 ч 10 м	3,6–4,2	54,27°	86,83°
20.11.2008 г.	04 ч 50 м	3,7–4,0	54,10°	86,27°
07.03.2009 г.	09 ч 16 м	3,8–4,3	54,29°	86,11°
09.07.2009 г.	10 ч 19 м	3,7–4,1	54,30°	85,76°
08.10.2009 г.	10 ч 42 м	3,8–4,2	54,41°	86,50°
31.01.2010 г.	08 ч 10 м	3,7–4,1	54,45°	86,89°
09.02.2010 г.	04 ч 24 м	3,5–4,1	54,89°	86,76°
30.03.2010 г.	10 ч 04 м	3,9–4,2	53,56°	87,96°
31.03.2010 г.	23 ч 57 м	3,6–4,2	53,59°	87,99°
27.12.2010 г.	07 ч 33 м	3,8–4,3	53,76°	87,96°
12.02.2011 г.	00 ч 55 м	3,5–4,2	53,43°	87,50°
17.04.2011 г.	23 ч 07 м	3,8–4,5	53,39°	87,45°
19.06.2011 г.	11 ч 49 м	3,9–4,4	53,43°	87,41°

Обращая внимание на время возникновения событий, приведенных в табл. 4, следует отметить, что 12 событий из 17 произошли в дневное время суток в интервале от 11 до 18 ч местного времени (местное время на 7 ч больше UTC), в которое могут быть проведены взрывные работы. Распространяя эту оценку на все число сейсмических событий в диапазоне магнитуд $4 \leq m_b \leq 4,4$, получим, что примерно 70% таких событий могут быть результатом проведения крупных массовых взрывов с величиной зарядов ВВ на уровне 1000 т и только другая часть событий, время возникновения которых в интервале времени после 18 часов до 11 часов следующего дня, может принадлежать техногенно-тектоническим землетрясениям. В результате общее число сильных триггерных техногенно-тектонических землетрясений с магнитудой $m_b \geq 4,0$ за период 2006–2011 гг. составит около 40 событий. Очевидно, что критерий выделения таких землетрясений по времени в очаге не является надежным, в лучшем случае его можно считать просто оценкой. Для более аккуратного обнаружения техногенно-тектонических землетрясений необходимо привлекать материалы инструментальной регистрации. Следует признать также, что способ выделения подобных землетрясений по описанным выше условиям сейсмической безопасности на основе максимально возможной магнитуды $m_b = 4,0$ в условиях Кузбасса не применим, поскольку величина такой магнитуды при взрывных работах достигает иногда величины $m_b = 4,5$.

Ситуация с выделением техногенно-тектонических землетрясений в двух других диапазонах $3 \leq m_b \leq 3,4$ и $3,5 \leq m_b \leq 3,9$ также осложнена значительным содержанием сейсмических событий, создаваемых взрывными работами. При этом соотношение между сейсмическими событиями от массовых взрывов и техногенно-наведенных землетрясений в указанных диапазонах магнитуд может быть различным. Так, в диапазоне $3 \leq m_b \leq 3,4$, содержащем в последние годы 2010–2014 гг. от 300 до 400 событий в год, подавляющее большинство событий обусловлено многочисленными массовыми взрывами небольшого масштаба на уровне 100–500 т. В диапазоне $3,5 \leq m_b \leq 3,9$, в котором количество сейсмических событий вдвое меньше (в среднем 150–200 событий в год), относительное число техногенно-тектонических землетрясений может быть несколько больше, поскольку в этот диапазон магнитуд могут попасть только события, создаваемые массовыми взрывами свыше 500 т, которые проводятся существенно реже. В табл. 5 приведена выборка из 17 сейсмических событий этого диапазона магнитуд.

Таблица 5

Примеры сейсмических событий из диапазона $3,5 \leq m_b \leq 4,0$

Дата	Время UTC	Магнитуда	Координаты	
		m_b	N	E
15.05.2007 г.	16 ч 32 м	3,4–4,2	53,77°	88,38°
12.09.2007 г.	07 ч 53 м	3,6–3,7	53,46°	87,57°
31.10.2007 г.	05 ч 29 м	3,3–4,1	54,67°	86,69°
09.06.2008 г.	08 ч 29 м	3,7–3,9	53,57°	87,74°
16.06.2008 г.	07 ч 36 м	3,7–3,9	53,51°	87,70°
15.09.2008 г.	08 ч 38 м	3,6–3,8	53,61°	87,89°

Дата	Время UTC	Магнитуда	Координаты	
		m_b	N	E
14.03.2009 г.	11 ч 29 м	3,2–3,6	54,25°	86,22°
22.12.2009 г.	07 ч 45 м	3,2–3,7	54,29°	86,15°
10.03.2010 г.	01 ч 06 м	3,8–4,0	53,53°	87,47°
12.08.2010 г.	08 ч 04 м	3,3–3,8	54,27°	86,12°
15.09.2010 г.	10 ч 27 м	3,6–4,0	53,42°	87,85°
02.12.2010 г.	09 ч 35 м	3,5–3,6	54,17°	87,17°
26.01.2011 г.	10 ч 22 м	3,8–4,0	53,44°	87,38°
08.05.2011 г.	00 ч 25 м	3,7–3,9	53,61°	88,07°
18.05.2011 г.	12 ч 44 м	3,6–4,0	54,20°	88,27°
06.06.2011 г.	05 ч 12 м	3,6–3,7	54,14°	86,51°

Из данных таблицы 5 следует, что время возникновения лишь 4 событий из 17 приходится на темное время суток после 18 часов местного времени (11 ч UTC) до 11 ч (4 ч UTC) утра следующего дня. Поэтому только эти 4 события по признаку времени возникновения можно отнести к числу техногенно-тектонических землетрясений, а остальные события могут быть вызваны взрывными работами. Очевидно, что без организации соответствующих инструментальных наблюдений надежная дискриминация сейсмических событий невозможна.

Следует отметить, что в связи со сложной сейсмической обстановкой на территории Кузбасса в настоящее время проводятся сейсмические мониторинговые наблюдения с использованием в том числе мобильных сейсмических сетей [Еманов и др., 2008, 2009, 2011; Брыксин, Селезнев, 2012; Землетрясения..., 2007; Яковлев и др., 2013]. Такие наблюдения необходимы для оценки сейсмической обстановки, определения параметров возникающих событий, координат их эпицентров, частотного состава излучаемых сейсмических волн. Они позволяют выявить сейсмически опасные территории, контролировать особенности развития сейсмического режима в различных частях региона, в том числе на территории угледобывающих предприятий. Подобные инструментальные наблюдения были проведены в 2011–2013 гг. в районе крупнейшего в Кузбассе Бачатского угольного разреза, достигающего в длину 10 км, ширину 2,2 км, и глубину 320 м и расположенного между городами Белово и Киселевск. В работе [Еманов и др., 2014] приведены результаты наблюдений следующих трех наиболее интенсивных техногенно-тектонических землетрясений, произошедших на территории Бачатского разреза: **9 февраля 2012 г.** в 13 ч 24 м по UTC (20 ч 24 м местного времени) с локальной магнитудой $M_L = 4,3$, энергетическим классом $K = 10,4$ (сейсмическая энергия $E = 6 \cdot 10^{10}$ Дж), глубиной очага $h = 7$ км и координатами эпицентра $54,28^\circ N$ и $86,15^\circ E$; **4 марта 2013 г.** в 17 ч 30 м UTC (5 марта в 0 ч 30 м местного времени) с локальной магнитудой $M_L = 3,9$ ($K = 10$, $E = 10^{10}$ Дж), магнитудой по поверхностной волне $M_S = 3,1–3,9$, глубиной очага $h = 8$ км и координатами эпицентра $54,3^\circ N$ и $86,13^\circ E$; **18 июня 2013 г.** в 23 ч 02 м по UTC (19 июня в 6 ч 02 м местного времени) произошло Бачатское зем-

летрясение, которое получило такое название в связи с высокой интенсивностью и катастрофическими последствиями. Землетрясение имело локальную магнитуду $M_L = 6,1$, глубину очага $h = 4$ км и координаты эпицентра $54,29^\circ\text{N}$ и $86,17^\circ\text{E}$, практически совпадающие с координатами отмеченного выше землетрясения 9 февраля 2012 г. По данным ГС РАН землетрясение имело региональную магнитуду $m_b = 5,8$, магнитуду по поверхностной волне $M_S = 5,0$ и глубину очага $h = 14$ км. Землетрясение было зарегистрировано всеми станциями Международной сейсмической сети и характеризовалось региональной магнитудой $m_b = 5,2-6,1$, энергетическим классом $K = 13,9$ ($E = 6,5 \cdot 10^{13}$ Дж), и глубиной очага от $h = 2$ км до $h = 11,8$ км. Интересно отметить, что излученная Бачатским землетрясением сейсмическая энергия $E = 6,5 \cdot 10^{13}$ Дж примерно равна величине сейсмической энергии, которая поступила в земную кору от взрывных работ с годовым потреблением ВВ около 500 тыс. т (оценка выполнена при условии, что при взрыве в твердой породе излучаемая сейсмическая энергия составляет примерно 2% полной энергии взрыва [Адушкин, 2013]). Бачатское землетрясение сопровождалось афтершоковой эмиссией до 30–50 толчков в сутки. Через 35 минут после основного удара произошел сильный афтершок с локальной магнитудой $M_L = 4,0$ и региональной магнитудой $m_b = 3,4$. Через несколько суток афтершоковая активность упала до 10 толчков в сутки. Как отмечено в работе [Еманов и др., 2014], Бачатское землетрясение оказалось крупнейшим в мире техногенным землетрясением при разработке твердых полезных ископаемых.

Результаты регистрации описанных землетрясений сейсмическими сетями разных стран по данным каталога ISC представлены в табл.6.

Таблица 6

**Параметры сильных техногенно-тектонических землетрясений
на территории Кузбасса**

Дата события	9.02.2012, 13 ч 24 м UTC				4.03.2013, 17 ч 30 м UTC				18.06.2013, 24 ч 02 м UTC			
код сети	φ°, N	λ°, E	m_b	h, км	φ°, N	λ°, E	m_b	h, км	φ°, N	λ°, E	m_b	h, км
MOS									54,18	86,15	5,8	14
ISC	54,33	85,49	4,0	10 f	54,3	86,12	3,9	10 f	54,35	86,27	5,3	10
IDC	54,35	86,22	4,2	0,0 f	54,22	86,47	3,9	0,0 f	54,30	86,25	5,3	2,0
NEIC	54,36	86,12	4,4	5,0 f	54,95	86,17	3,4	5,0 f	54,26	86,17	5,6	9,9
NNC	54,17	85,41	4,5	0,0	54,3	86,12	4,4	0,0	54,41	86,01	6,1	11,8
ВЛ	54,06	35,58	4,3	7,0	54,29	86,13	3,9	8,0	54,28	86,01	5,2	11,0

Примечание: MOS – Геофизическая служба РАН, Обнинск; ISC – International Seismological Centre; IDC – International Date Centre; NEIC – National Earthquake Information Centre; NNC – Казахстанский национальный центр данных; ВЛ – Китайский центр данных.

Из данных табл. 6 видно, что землетрясения происходили в самое разное время суток и глубина их очагов существенно превышала глубину горных и взрыв-

ных работ, изменяясь в диапазоне от 2 до 14 км, что характерно для триггерных техногенно-тектонических землетрясений.

Техногенно-тектонические землетрясения Таштагола и Шерегеша

Высокой природной и техногенной сейсмичностью характеризуется также территория Горной Шории, на которой, начиная с 60-х годов прошлого столетия, производится отработка Таштагольского и Шерегешского железорудных месторождений [Еременко, 2013]. Ежегодно здесь извлекается от 2-х до 4-х млн т руды с содержанием железа 30–40%. Горные работы проводятся на нескольких шахтах и достигают глубины более 1000 м на Таштаголе и более 600 м на Шерегеше. Рудные тела крутого падения (от 25 до 80°) мощностью от десятков до сотен метров представлены в основном магнетитами с примесью различных минералов. Вмещающие породы сложены сиенитами, скарнами, сланцами, порфиритами и гранитами, рассечены крупными тектоническими разломами с амплитудой смещения более 100 м, содержат зоны трещиноватости и дробления. Породы и рудные тела обладают высокой прочностью на сжатие до 100–200 МПа и растяжение до 10–15 МПа при величине модуля упругости 10^4 – 10^5 МПа. Месторождения характеризуются высоким уровнем тектонических напряжений, при этом горизонтальные напряжения в 2–5 раз превышают вертикальные. О высокой энергонасыщенности пород региона свидетельствуют также карты сейсмического районирования – территория Горной Шории расположена в зоне 8–9-балльных землетрясений (см. рис. 3). Проведение горных работ в таких сложных горно-геологических условиях на больших глубинах при повышенном напряженном состоянии сопровождается активной техногенной сейсмичностью в виде различных геодинамических явлений типа шелушения, стреляния, внезапных выбросов, горных и горно-тектонических ударов, вызывающих землетрясения с магнитудой $M = 3$ – 5 [Еременко и др., 2008; Еременко, 2013].

Наиболее удароопасным как по количеству сейсмических событий, так и по их энергии является Таштагольский рудник [Курленя и др., 2011]. Добыча железной руды на этом руднике ведется методом взрывного обрушения блоков на нескольких горизонтах, расположенных на глубине от 400 до 1000 м. Взрывные работы проводятся примерно 3–4 раза в месяц в блоках высотой до 70 м с применением систем короткозамедленного взрывания скважинных зарядов при общей массе ВВ от сотен кг до нескольких сотен тонн. Взрывные работы оказывают сильное влияние на возникновение техногенных сейсмических событий. Обычно сразу после взрыва отмечается активизация наведенной сейсмичности индуцированного типа с энергией от 10 до 10^8 Дж. В зависимости от энергии взрыва такая индуцированная сейсмическая активность затухает в течение 20–100 мин. Известны случаи, когда сразу или через некоторое время внезапно возникали сильные сейсмические события с энергией больше 10^8 – 10^9 Дж (соответственно магнитуда $M \geq 3$), называемые обычно горно-тектоническими ударами. Как правило, такие события происходят в стороне от гипоцентра взрывов, их энергия превышает энергию взрывных работ. О ряде таких событий, не связанных с взрывными работами и произошедших 30.04.1982, 27.11.1984, 28.11.1987, 31.08.1992 и др., сообщается в работе [Лобанова, 2008]. Отмечено также, что подобные сильные горно-тектонические удары с начала 80-х годов прошлого столетия приобрели региональный масштаб

и сопровождалась значительными разрушениями горных выработок, что свидетельствует о тектонической природе их очагов, приуроченных в основном к тектоническим разломам и границам блочных структур. Определяющая роль тектонических напряжений при возникновении подобных горно-тектонических ударов проявляется в характере динамических разрушений горных выработок, происходящих зачастую на нескольких горизонтах и заключающихся в выдавливании боковых стенок, в подвижках боковых обнажений, в горизонтальных сдвигениях самого массива и, наконец, в искривлении рельсовых путей. Измерения скорости сближения берегов разломов показывают, что накопления напряжений сжатия проявляются за 2–3 месяца до горно-тектонического удара. Оценки горизонтальных напряжений по измерениям смещений породы по разломам, простирающихся на глубину до 500–1000 м, показывают, что горизонтальная компонента тектонических напряжений по мере их накопления достигает значений, втрое превышающих величину горного давления на этой глубине [Лобанова, 2008].

Тектоническая природа очага, высокая сейсмическая энергия, внезапность возникновения и отсутствие непосредственной связи с взрывными работами позволяет отнести подобные сильные горно-тектонические удары к категории техногенно-тектонических землетрясений триггерного характера. Об этом свидетельствуют параметры некоторых подобных землетрясений, произошедших вблизи Таштагольского рудника: **землетрясение 5.02.1988 г.** с региональной магнитудой $m_b = 4,3$ ($E \approx 10^{10}$ Дж) и глубиной очага $h = 0,8–1,5$ км произошло в 7 ч 6 м местного времени (0 ч 6 м UTC) в 3-х км от Таштагольского рудника (координаты $52,81^\circ N$ и $87,75^\circ E$); по повреждениям построек в соседнем поселке оценена интенсивность $I = 5–6$ баллов; **землетрясение 9.07.1988 г.** с региональной магнитудой $m_b = 4,1–4,5$ произошло в 23 ч 32 м UTC вблизи Таштагольского рудника (координаты $52,84^\circ N$ и $87,52^\circ E$); **землетрясение 24.10.1999 г.** с локальной магнитудой $M_L = 3,3$ и региональной $m_b = 3,0$ ($E = 2,3 \cdot 10^9$ Дж) было зарегистрировано на Таштагольском руднике. Даты возникновения ряда подобных землетрясений при сильных горно-тектонических ударах на Таштагольском руднике в период 1990–99 гг. приведены в работе [Лобанова, 2008].

В новом столетии эксплуатация Таштагольского и Шерегешского месторождений продолжала сопровождаться редкими появлениями сильных техногенно-тектонических землетрясений с региональной магнитудой в диапазоне $m_b = 3,0–4,5$ (энергетический класс $K = 9–12$). Ряд таких сейсмических событий после 2000 г. представлен в табл. 7 по данным мировых сейсмических сетей, опубликованных в бюллетене ISC.

Из данных табл. 7 следует, что только первые четыре события можно отнести к категории техногенно-тектонических землетрясений, поскольку возникли в разное время суток. Три события (№№ 5, 6, 7) выделяются тем, что произошли в 12 часов местного времени, которое характерно для проведения взрывных работ. Достаточно высокая магнитуда этих событий $m_b = 3,2–4,5$ свидетельствует о проведении крупного массового взрыва на уровне 1000 т ВВ. Возможно, на Таштагольском руднике изменилась технология взрывных работ, и вместо ежемесячного короткозамедленного взрывания групп скважинных зарядов, начиная с 2011 г. стали применять практически одновременный взрыв некоторой системы крупных зарядов с периодичностью примерно 1 раз в год. Какое влияние окажет такая смена технологии взрывных работ на характер поствзрывной техногенной сейсмичности предстоит выяснить.

**Сильные сейсмические события
в регионе Таштагольского и Шерегешского рудников**

N п/п	Дата события	Время		Координаты		Магнитуды m _b
		местное	UTC	N	E	
1	7.10.2000	15 ч 58 м	8 ч 58 м	52,2°	88,1°	3,9–4,2
2	21.03.2001	23 ч 16 м	16 ч 16 м	52,96°	87,9°	3,7–4,3
3	3.07.2005	14 ч 37 м	7 ч 37 м	52,98°	88,04°	3,7–4,0
4	13.11.2011	8 ч 01 м	1 ч 01 м	52,8°	87,9°	3,6–4,2
5	25.03.2012	12 ч 02 м	5 ч 02 м	52,8°	87,7°	3,2–4,0
6	15.09.2013	12 ч 00 м	5 ч 00 м	52,8°	87,7°	3,8–4,2
7	27.04.2014	12 ч 00 м	5 ч 00 м	52,8°	87,8°	3,7–4,5

Заключение

Таким образом, на обширной территории Кузбасса, где сосредоточена основная добыча угля в России, совместно с территорией Горной Шории развиваются в высоком темпе современные геодинамические процессы с участием техногенных факторов, активно возмущающих естественное состояние геологической среды в верхних слоях земной коры. Как известно, эта территория изначально отличалась высокой природной сейсмичностью, свидетельствующей об энергонасыщенности блочных структур породных массивов, их высоком сейсмическом потенциале и активных тектонических движениях в разломных зонах различного простирания. Именно на этой территории современная геодинамика как наука о современном напряженном состоянии и современных движениях земной коры сталкивается с необходимостью учета интенсивных воздействий техногенных факторов в виде огромных объемов добычи угля и железной руды с применением крупномасштабных взрывных работ. Активное участие техногенных факторов оказывает решающее воздействие на развитие современных геодинамических процессов, направляя их развитие таким образом, что они оказывают негативное влияние на состояние окружающей среды и на различные стороны деятельности человека, в частности, на состояние земной поверхности и приповерхностных структур земной коры в процессе развивающейся добычи полезных ископаемых. Поэтому территория Кузбасса и Горной Шории является очень интересным в научном и важным в практическом отношении геодинамическим полигоном для изучения современной геодинамики во всех ее проявлениях с участием природных сеймотектонических процессов и интенсивных воздействий разнообразных техногенных факторов (горные работы, сейсмозрывные нагрузки, индустриальные и транспортные воздействия), интенсивность которых увеличивается со временем.

Действительно, как было отмечено выше, по мере эксплуатации угольных месторождений Кузбасса, которая началась в 30-е годы и уже в 60-х годах, когда наступил период инструментальных наблюдений, было зарегистрировано увеличение сейсмичности за счет наведенных техногенных сейсмических событий. В эти

годы интенсивность таких событий была невысокой, носила в основном характер индуцированной сейсмичности и энергия отдельных сейсмических событий оставалась в диапазоне от 10 до 10^8 Дж.

Однако уже в 80-е годы стали появляться техногенно-наведенные более сильные сейсмические события, многие из которых характеризовались сейсмической энергией свыше 10^8 – 10^9 Дж, и количество техногенных событий стало превышать число естественных событий [Яковлев и др., 2013]. В дальнейшем, как показал проведенный анализ сейсмологических каталогов, совместно с ростом техногенной нагрузки, увеличением масштабов добычи и потребления ВВ происходил непрерывный рост техногенных сейсмических событий как в количественном отношении, так и в увеличении интенсивности отдельных событий. В результате по прошествии 40–50 лет эксплуатации угольного месторождения, в конце прошлого и начале этого столетия, стали возникать достаточно сильные природно-техногенные или, как они названы здесь, техногенно-тектонические землетрясения с магнитудой $m_b \geq 3$ и сейсмической энергией выше 10^9 Дж. Такие землетрясения отличаются от природных тем, что образование их очагов тектонической энергии происходит в результате перестройки естественных полей напряжений под воздействием длительной и интенсивной техногенной нагрузки. Подобные техногенно-тектонические землетрясения носят триггерный характер и излучаемая ими сейсмическая энергия на несколько порядков превышает энергию инициирующих их техногенных воздействий, например, энергию применяемых массовых взрывов. Ярким примером возникновения такого рода событий является техногенно-тектоническое Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г. с региональной магнитудой $m_b = 5,8$ – $6,1$ и глубиной очага около 10 км, произошедшее в центральной части Кемеровской области. Очаги подобных техногенно-тектонических землетрясений образуются в верхних слоях земной коры, поэтому такие землетрясения будучи мелкофокусными, характеризуются высокой интенсивностью колебаний дневной поверхности. При этом время возникновения землетрясения и место расположения очага не имеет очевидной связи со временем и местом техногенных воздействий. Скрытый саморегулируемый механизм подготовки таких техногенно-тектонических землетрясений при одновременном участии природной энергонасыщенности массива и энергетических потоков от внешних техногенных источников воздействия существенно осложняет процесс выяснения причин образования очагов и изучения механизмов их появления.

Наиболее эффективным направлением решения этой задачи, а также других задач современной геодинамики на территории Кузбасса, в том числе контроля за дальнейшим развитием геодинамических процессов под воздействием природных потоков энергии и техногенных источников является организация комплексных наблюдений с привлечением методов структурной геологии на основе блочно-иерархических представлений о строении земной коры, методов сейсмо-тектонических, геодезических и геомеханических исследований [Адушкин, Опарин, 2012; Овсяченко и др., 2010]. Первоначальным делом в этом направлении должна быть организация инструментальных сейсмических наблюдений в режиме мониторинга с применением сейсмических групп и современных методов анализа в целях идентификации сейсмических сигналов по характеру их происхождения [Еманов и др., 2014; Sanina et al., 2011]. Идентификация событий позволит установить составные части сейсмического потока, образованного природными, техногенными, техногенно-тектоническими источниками и взрывными работами, определить количественный и энергетический вклад этих источников в различных диапазонах

интенсивности событий, выяснить расположение очагов природных и техногенно наведенных землетрясений, а также активных сейсмотектонических зон. Такая информация совместно с материалами о геологическом и тектоническом строении массивов позволит решать задачи о величине и распределении полей деформации и напряжений с учетом расположения крупных разломов, контактов блочных структур и слоистости земной коры, а также оценивать риски возникновения сильных землетрясений на территории наиболее ответственных предприятий Кузбасса и Горной Шории.

Автор благодарит за помощь в работе А.В. Макарова и Т.В. Челюбееву.

Литература

Адушкин В.В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России // Физика Земли. 2013. № 2 с. 110–130.

Адушкин В.В., Опарин В.Н. От явления знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия – к волнам маятникового типа в напряженных средах // ФТПРПИ, 2013, № 2, с. 3–27.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН, 2015, 364 с.

Брыксин А.А., Селезнев В.С. Влияние техногенных факторов на сейсмичность районов Кузбасса и озера Байкал // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 3, с. 399–405.

Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России (ред. В.В. Адушкин, А.А. Маловичко), М.: ГЕОС, 2013, 384 с.

Геолого-промышленная карта Кузнецкого бассейна (масштаб 1:100000) – Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2000.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Семин А.Ю. Сейсмические активации при разработке угля в Кузбассе // Физическая мезомеханика, т. 12, № 1, 2009, с. 37–43.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И. Промышленные взрывы и техногенная сейсмичность // Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск, СО РАН, 2008, с. 228–366.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г. Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013) // ФТПРПИ, 2014, № 2, с. 41–46.

Еременко А.А., Рашева С.В., Турунтаев С.Б. Влияние взрывов на техногенную сейсмичность в районе Таштагольского рудника // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы: сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2008, 272 с.

Еременко А.А. Совершенствование технологии буровзрывных работ на железорудных месторождениях Западной Сибири // Новосибирск: Наука, 2013, 192 с.

Землетрясения России в 2005 году. Обнинск: ГС РАН, 2007, 179 с.

Курленя М.В., Еременко А.А., Шрепп Б.В. Геомеханические проблемы разработки железорудных месторождений Сибири // Новосибирск: Наука, 2011, 184 с.

Лобанова Т.В. Исследование геомеханического состояния породного массива при формировании и проявлении горных ударов на Таштагольском руднике // ФТПРПИ. 2008, № 2, с. 38–46.

Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л. Сейсмические аспекты землетрясения на Горном Алтае 27.09.2003, $M_S = 7,3$ (результаты предварительного анализа) // Вестник Отделения наук о Земле РАН: электронный научно-информационный журнал, 2003, № 1 (21).

Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Новиков С.С., Мараханов А.В., Ларьков А.С. Природа массового разрывообразования при сейсмической активизации в Центральном Кузбассе // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. 37(4). С. 5–24.

Яковлев Д.В., Лазаревич Т.И., Цирель С.В. Природно-техногенная сейсмичность Кузбасса // ФТПРПИ, 2013, № 6, с. 20–34.

Sanina I., Gabsatarova I., Chernykh O., Riznichenko O., Volosov S., Nesterkina M., Konstantinovskaya N. The Mikhnevo small aperture array enhances the resolution property of seismological observations on the European Platform // J.Seismol., 2011, vol.15, pp. 545–556.

**I. ГЕОМЕХАНИКА И ФЛЮИДОДИНАМИКА
ИНИЦИИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ
ПРОЦЕССОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ**

ЕЩЕ РАЗ О ВОЗМОЖНОСТИ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.Г. Кочарян

Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва

Анализ результатов лабораторных экспериментов показал, что небольшие вариации вещественного состава магистральных зон разломов могут приводить к значительному изменению их жесткости, тогда как эффективная прочность разломной зоны меняется слабо. Широкий спектр соотношений между жесткостью разлома и жесткостью окружающего массива служит разумным объяснением большого разброса, наблюдаемого при регистрации величин приведенной сейсмической энергии. Для того, чтобы трансформировать высокочастотные землетрясения в сторону асейсмичных пластических подвижек необходимо изменить вещественный состав магистральной части разлома с целью снижения эффективной жесткости последней. К подобному результату должна приводить, например, закачка в разломную зону глиносодержащих суспензий

Введение

Первым событием, после которого было зарегистрировано очевидное изменение сейсмической активности, подтвержденное большим количеством независимых наблюдений, стало землетрясение Landers 28.06.92, ($M_w = 7,3$), произошедшее в Южной Калифорнии [Hill, Prejean, 2006]. На отдельных участках, расположенных на расстояниях до ~1300 км, и скорость сейсмичности (количество землетрясений в единицу времени), и величина реализованного сейсмического момента возросли многократно, причем процесс инициирования сейсмических событий продолжался в течение длительного времени – до 33 часов после главного толчка. Надежно установленное явление дистанционного инициирования землетрясений вызвало всплеск интереса к проблеме триггерной сейсмичности и впоследствии аналогичные эффекты были обнаружены при многих сейсмических событиях в разных регионах Земли [Кочарян, 2010].

Регулярно наблюдаемые изменения сейсмического режима при заполнении водохранилищ, закачке воды в скважине, ведении горных работ демонстрируют возможность антропогенного изменения напряженно-деформированного состояния массива горных пород достаточного для инициирования землетрясений, причем, иногда довольно крупных. Ярким примером является радикальное увеличение в центральных регионах США числа землетрясений, связанных с закачкой в недра больших объемов жидкости при проведении работ по добыче сланцевого газа. Ко-

личество событий с магнитудой $M > 3$ после начала интенсивной разработки месторождений в 2001 г. (около 20 событий в год) возросло к 2013 г. в 10 раз (200 событий): а только в январе 2015 года произошло уже 80 землетрясений [Elthworth et al., 2015]. Изменение напряженного состояния массива в результате горных работ является, вероятно, причиной беспрецедентного увеличения в последние несколько лет энергии и количества сейсмических событий в Кузбассе, вплоть до землетрясения с $M_L = 6,1$ [Еманов и др., 2014]. Важно подчеркнуть, что в отличие от ранее наблюдавшихся природно-техногенных событий, Бачатское землетрясение было спровоцировано не подземными работами, а разработкой карьера открытым способом.

Наблюдение этих эффектов приводит многих исследователей к мысли о возможности техногенного влияния на деформационные процессы в коре, вплоть до предотвращения крупных землетрясений [Мирзоев и др., 2006; Псахье и др., 2006 и др.]. С одной стороны эта идея находит сторонников среди серьезных специалистов. С другой, подвергается аргументированной критике [Мухамедиев, 2010]. Выполненные нами в рамках проекта РНФ экспериментальные исследования представляют новые факты для размышления на эту тему.

Постановка проблемы

Чаще всего для предотвращения катастрофических землетрясений предлагается использовать воздействия нескольких типов – обводнение разломной зоны, вибрационное воздействие на зону очага будущего события, площадное воздействие электромагнитными импульсами (в данной статье не рассматривается). Ожидаемые эффекты также можно поделить на два класса: «размен» сильного землетрясения на ряд более мелких; и «трансформация» высокочастотных землетрясений в сторону асейсмичных пластических подвижек.

О непригодности такого метода, как «размен» писал Ш.А. Мухамедиев [Мухамедиев, 2010], цитируя К. Моги, указавшего на неприемлемость подобного подхода из-за слишком большого количества малых землетрясений, необходимых для реализации запасенной в массиве энергии деформации.

Сколько же необходимо таких «разменянных» землетрясений и какова должна быть их магнитуда? Для радикального снижения макросейсмического эффекта амплитуду скорости смещения грунта необходимо уменьшить примерно на порядок. Так, например 7-балльной зоне по шкале ESK-64 соответствует величина $V_m \sim 20$ см/с, а 4-балльной зоне $V_m \sim 2$ см/с. Используя приближенную связь максимальной скорости смещения с магнитудой землетрясения M в виде [Кочарян и др., 2011]:

$$V_m \approx \frac{1.2 \cdot 10^{-3}}{R^{1.5}} \times 10^M, \quad (1)$$

где R – эпицентральное расстояние, получаем $\frac{V_{m1}}{V_{m2}} = 10^{(M_1 - M_2)}$, или при $\frac{V_{m1}}{V_{m2}} \approx 10$, $\Delta M \approx 1$.

В соответствии с соотношением Гуттенберга-Рихтера:

$$\lg E(\text{Дж}) = 1,5M + 4,8, \quad (2)$$

получаем, что для релаксации одной и той же величины энергии деформирования, необходимо одно землетрясение магнитудой M или примерно 30 событий с магнитудой $M-1$. При этом ясно, что эти 30 землетрясений необходимо инициировать за

довольно короткое время, поскольку скорость реализации сейсмического момента должна быть выше, чем скорость его накопления. Так, во многих лабораторных опытах, например [Johnson et al., 2008], направленных на изменение режима прерывистого скольжения при помощи вибраций, после нескольких небольших инициированных событий, как правило, происходит срыв значительной амплитуды. Таким образом, такие меры воздействия на область готовящегося крупного землетрясения, как вибрация или закачка жидкости для увеличения порового давления, нужно осуществлять чуть ли не постоянно.

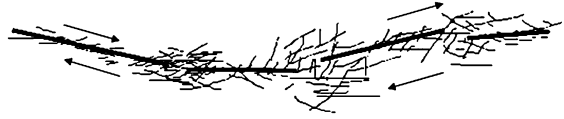
Трансформация высокочастотных динамических событий в асейсмические движения по разлому представляется более привлекательной идеей, однако для ее осуществления необходимо понимание механики процессов скольжения по разлому. Эта проблема до сих пор остается одной из ключевых как в геомеханике, так и в сейсмологии.

Как скользят разломы?

Вопрос, стоящий в названии этого раздела, назван «Grand challenge #1» среди основных задач сейсмологии на ближайшие 10–20 лет, сформулированных в докладе рабочей группы американских сейсмологов Национальному научному фонду США [Lay, 2009]. Подход к решению этой проблемы существенным образом зависит от парадигмы (совокупности фундаментальных научных установок, представлений и терминов), используемой при построении модели очага корового землетрясения. Разницу между двумя основными воззрениями проанализировали М.А. Садовский с соавторами еще в 1987 г. [Садовский и др., 1987]. Они разделили подходы на «представление о землетрясении как об образовании и динамическом распространении разрыва в ненарушенной среде» и «подвижку по существующему разлому». Поскольку книга вышла почти тридцать лет назад, то уместно здесь кратко процитировать ее. «В основе многих существующих моделей очага лежит представление о землетрясении как об очаге разрушения горной породы. ... Такая точка зрения не может не вызывать серьезных сомнений. Действительно, если даже принять, что некогда земная кора представляла собой сплошной однородный слой твердого материала (а это молчаливо предполагается в цитированных выше утверждениях), то за огромное время... вся земная кора должна была бы расчлениваться трещинами и превратиться, грубо говоря, в песок. Между тем, свойства горных пород, слагающих земную кору, сохраняются практически неизменными и землетрясения по-прежнему происходят, причем нет никаких оснований предполагать, что их режим с течением времени существенно меняется» [Садовский и др., 1987].

Новейшие сведения о структуре разломных зон, проанализированные, например, в работе [Кочарян и др., 2010] практически однозначно демонстрируют справедливость представления об очаге землетрясения, как подвижки по существующему разлому. Анализ имеющихся данных свидетельствует об исключительно высокой степени локализации деформаций в сейсмически активных разломных зонах. Так, исследование сдвигов Punchbowl и San Gabriel в Калифорнии продемонстрировало вариации толщины магистрального сместителя 1–10 см. При этом кумулятивное смещение вдоль этих разломов составляет первые десятки километров. Понятно, что подвижка при землетрясении происходит вдоль множества более-менее прямолинейных фрагментов. При этом имеет место «взаимодействие» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных

Рис. 1. Схема «взаимодействия» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций (штрихованные области)



следов единого разрыва в последних (рис. 1). Такие сублинейные конгломераты отдельных магистральных сместителей и участков гетерогенной трещиноватости и формируют единую магистральную зону разлома.

В настоящее время деформационные события, происходящие на разломах земной коры, с известной степенью условности дифференцируют на несколько классов по скорости распространения разрыва и длительности процесса в очаге – «нормальные» землетрясения, низкочастотные землетрясения, очень низкочастотные землетрясения, события медленного скольжения (SSE) и крип [Peng, Gombert, 2010]. Медленные движения, за исключением крипа, обладают всеми фазами, характерными для прерывистого скольжения – разгоном, длительным скольжением, торможением, остановкой и фазой состояния покоя. Это подтверждается как натурными наблюдениями, так и детальными исследованиями параметров медленных движений в лаборатории [Кочарян, Новиков, 2015], что позволяет заключить, что все типы деформационных событий на разломах формируют единый ряд явлений.

Анализ наблюдательного материала обнаруживает существенные различия в доле энергии деформирования, затраченной на сейсмическое излучение, даже внутри класса «нормальных землетрясений». Величина энергии, излучаемой очагами землетрясений с близкими сейсмическими моментами, может различаться на несколько порядков $\sim 10^{-3} > E_s/M_0 > \sim 5 \cdot 10^{-7}$.

У низкочастотных землетрясений длительность подвижки для события с тем же сейсмическим моментом примерно на порядок выше. Для таких событий характерно соотношение между энергией и моментом $E_s/M_0 \sim 5 \cdot 10^{-8} - 5 \cdot 10^{-7}$ и более плавное, чем при «нормальных» землетрясениях, нарастание со временем функции $M_0(t)$. В случае «очень низкочастотных землетрясений» длительность процесса в очаге достигает десятков-сотен секунд, а величина отношения $E_s/M_0 \sim 10^{-9} - 10^{-7}$. В ходе событий медленного скольжения сейсмические колебания практически не излучаются.

Через медленные движения реализуется значительная часть потенциальной энергии, накопленной в процессе деформирования. Так, по некоторым данным, до 40% величины сейсмического момента в Новой Зеландии реализуется через SSE, где фиксируются медленные перемещения с продолжительностью от нескольких месяцев до года и моментной магнитудой вплоть до $M_w \sim 7$, повторяющиеся с периодом около 5 лет [Kocharyan et al., 2014].

Стоит отметить, что в окрестности очагов крупных землетрясений, в частности, в зонах субдукции, обнаружены области постсейсмического скольжения и «очень низкочастотных землетрясений» [Kocharyan et al., 2014]. Эти наблюдения показывают, что различные режимы скольжения определяются неоднородным распределением в плоскости разлома фрикционных свойств и напряженного состояния среды. Это приводит к мысли о потенциальной возможности перевода режима скольжения в виде динамического срыва в события медленного скольжения или в низкочастотные землетрясения. Для того, чтобы оценить возможность такой трансформации необходимо понять, какими параметрами среды определяется величина излученной энергии при событии с заданным сейсмическим моментом.

Режим скольжения и излучаемая энергия

Рассматривая очаг землетрясения в виде подвижки в однородном бесконечном пространстве, энергия E_c , излученная при образовании подвижки, есть разность между изменением упругой энергии ΔE_e и энергией, диссипированной в ходе разломообразования ΔE_{diss} . Далее будем использовать допущение, что перемещение происходит по плоскому однородному разрыву, напряжения на котором одинаковы.

В процессе подвижки сдвиговое напряжение на разломе падает с начального значения перед землетрясением σ_0 до конечного σ_1 . Обычно полагают, что начальное σ_0 и конечное σ_1 значения напряжений на плоскости разлома площадью S , равны, соответственно, пределу прочности σ_p и величине сдвиговых напряжений, соответствующих трению скольжения σ_d .

Динамический процесс, в ходе которого происходит излучение, заканчивается после смещения D_{tot} . Величина σ_d на плоскости скольжения достигается после «критического» перемещения D_c , которое обычно изменяется от нескольких микрон в лабораторных экспериментах со сдвигом гладких поверхностей, до нескольких метров при крупных землетрясениях. В общем случае конечное напряжение на разломе может оказаться как выше, так и ниже σ_d , а полное смещение D_{tot} в некоторых случаях оказывается меньше чем D_c .

При оговоренных допущениях изменение упругой энергии есть [Костров, 1974]

$$\Delta E_e = S \cdot \Delta \bar{D} \cdot \bar{\sigma} = M_0 \frac{\bar{\sigma}}{G} \approx M_0 \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2G}, \quad (3)$$

где $\Delta \bar{D}$ – среднее смещение по разлому, G – модуль сдвига среды, σ_0 – начальное и σ_1 – конечное значения напряжений касательных к плоскости разрыва.

В идеализированном случае, когда трещина распространяется без потерь энергии на разрушение, напряжения на поверхности разлома изменяются скачком от σ_p до σ_d , а вся диссипированная энергия переходит в тепло. В действительности, доля энергии, идущая на разрушение, зависит не только от свойств материала, но и от скорости распространения разрыва, а также от формы зависимости сдвигового напряжения на разломе от перемещения $\sigma_f(u)$, которую удобно характеризовать таким параметром, как сдвиговая жесткость разлома $k_s = \frac{d\sigma_f(u)}{du}$.

Энергия, идущая на разрушение, описывается выражением:

$$\Delta E_G = S \cdot \int_0^{D_c} [\sigma_f(u) - \sigma_d] du, \quad (4)$$

а часть диссипированной энергии, перешедшей в тепло:

$$\Delta E_f = \sigma_d \cdot D_{tot} \cdot S \quad (5)$$

Энергетический баланс в рассматриваемой фрикционной модели очага эквивалентен соответствующим соотношениям такой модели, в которой очаг землетрясения представляет собой трещину, распространяющуюся в сплошном однородном материале. Если ΔE_G интерпретировать как энергию, затраченную на образование новой поверхности вблизи кончика трещины, то это слагаемое будет мало для большинства землетрясений. Однако, в процессе разломообразования диссипация энергии происходит как в ходе разрушения неровностей на поверхностях берегов так и при образовании микро- и макротрещин в окрестности магистрального

смещителя и в зоне влияния разлома, так что все эти затраты энергии могут быть включены в ΔE_G .

Величина энергии, излучаемой очагом землетрясения, определяется выражением:

$$E_s = \Delta E_e - \Delta E_{diss} = M_0 \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2G} - S \cdot \left[\sigma_d \cdot D_{tot} + \int_0^{D_{tot}} \sigma_f(u) du \right]. \quad (6)$$

Соотношение между величиной энергии, идущей на разрушение контакта ΔE_G , и сейсмической энергией E_s есть интегральный параметр, связанный в теории разрушения со скоростью распространения разрыва V_r . Соответствующее аналитическое выражение зависит от типа распространяющегося разрыва. При распространении трещины продольного сдвига [Костров, 1966]:

$$\frac{\Delta E_g}{\Delta E_g + E_s} = \sqrt{\frac{1 - \left(\frac{V_r}{C_s}\right)}{1 + \left(\frac{V_r}{C_s}\right)}}, \quad (7)$$

где C_s – скорость распространения поперечных волн.

Из выражений (4)–(7) можно заключить, что соотношение между диссипированной и излученной энергиями, а, следовательно, и скорость распространения разрыва, то есть режим скольжения, определяются соотношением между жесткостью разлома $k_s = \frac{d\sigma_f(u)}{du}$ и жесткостью области массива, разгружаемой в результате подвижки

$$k = \frac{\partial \tau}{\partial \delta} = \frac{\eta G}{L},$$

где τ – сдвиговое напряжение, G – модуль сдвига, δ – смещение, $\eta \sim 1$ – коэффициент формы [Scholz, 1998].

Результаты экспериментов

Эксперименты¹ по моделированию процесса перехода от режима прерывистого скольжения к стабильному скольжению проводились на нескольких однотипных установках, представлявших собой модификации слайдер-модели [Brace, Byerlee, 1966]. Модель представляла собой систему из двух блоков, нагруженных постоянным нормальным усилием. Подвижный блок двигался по неподвижному горизонтальному основанию из того же материала под действием сдвигового усилия приложенного через пружину жесткостью K , конец которой двигался с постоянной скоростью v_0 при помощи электропривода в течение всего эксперимента. Между блоком и подложкой располагался слой заполнителя толщиной около 2 мм. Свойства заполнителя менялись от опыта к опыту путем изменения его вещественного состава. В ходе проведения опыта контролировались зависимости сдвигового усилия и перемещения блока от времени.

¹ Эксперименты проводились В.А. Новиковым (ОИВТ РАН), В.К. Марковым, А.А. Остапчуком, Д.В. Павловым (ИДГ РАН).

Проводя аналогию с натурой, можно утверждать, что жесткость пружины K , в которой накапливается потенциальная энергия, соответствует жесткости области массива горных пород в окрестности разлома, релаксирующей в результате землетрясения, а сдвиговая жесткость контакта между блоками k_s – сдвиговой жесткости разлома. И методика проведения опытов, и результаты, полученные в различных сериях экспериментов, подробно изложены в нескольких вышедших и принятых к печати публикациях [Кочарян и др., 2013; Кочарян, Новиков, 2015; Кочарян, Остапчук, 2015 и др.].

Проведенные лабораторные эксперименты позволили детально исследовать процесс перехода от прерывистого скольжения с динамическим сбросом части накопленной энергии к крипу по границе раздела блоков. В эксперименте четко фиксируются промежуточные режимы деформирования с малыми амплитудами перемещений и очень низкими скоростями скольжения. Эти события имеют длительность в десятки и сотни раз больше, а амплитуду сброшенного напряжения на 1-2 порядка ниже, чем динамические срывы в процессе прерывистого скольжения (стик-слипа). При этом, эти медленные движения формально обладают всеми фазами, характерными для прерывистого скольжения. Примеры экспериментальных зависимостей скорости смещения от времени для двух эпизодов скольжения приведены на рис. 2.

Постепенное изменение режима скольжения в эксперименте происходит либо при изменении вещественного состава заполнителя трещин, либо при изменении жесткости пружины. При анализе энергетических характеристик динамических событий в лабораторном эксперименте определенным аналогом сейсмического момента можно считать произведение $M_{lab} = K \cdot D \cdot l$, где D и l – амплитуда смещения при срыве и длина блока. Соответственно, в лабораторных экспериментах отношение определяемой экспериментально величины кинетической энергии блока E_k к значению «лабораторного сейсмического момента» $e_{lab} = E_k / (K \cdot D \cdot l)$ есть аналог величины приведенной сейсмической энергии $e = E_s / M_0$, используемой для характеристики излучательной эффективности очага землетрясения.

Зависимость величины e_{lab} от отношения максимальной сдвиговой жесткости контакта $S \cdot |k_{s,max}|$ к жесткости пружины K для одной из серий экспериментов приведена на рис. 3. Для получения безразмерного отношения жесткость трещины умно-

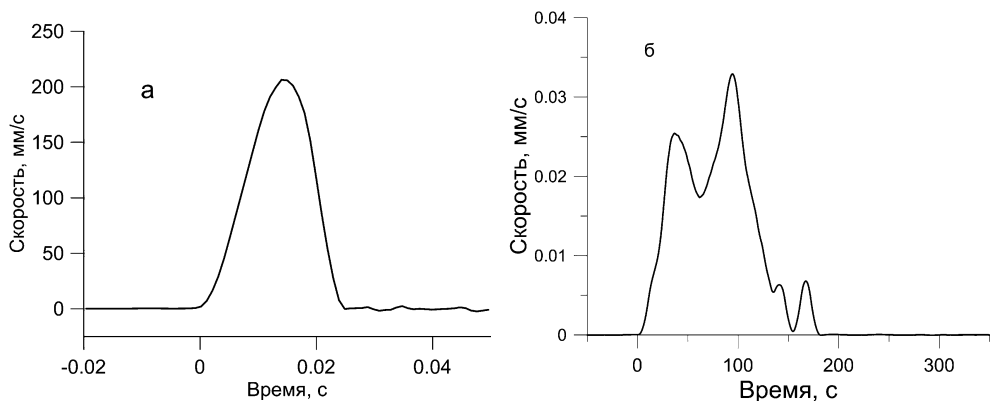


Рис. 2. Примеры зависимостей скорости смещения блока относительно основания, построенные по результатам измерений.

(а) – заполнитель – кварцевый песок, увлажненный глицерином; (б) – обводненная глина

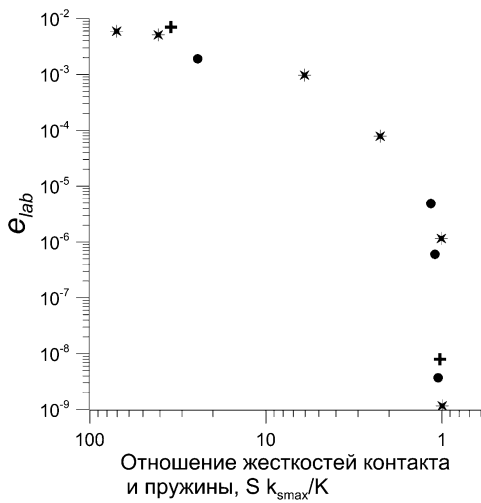


Рис. 3. Зависимость величины приведенной кинетической энергии от отношения жесткостей трещины и пружины. Различными значками показаны опыты с пружинами разной жесткости

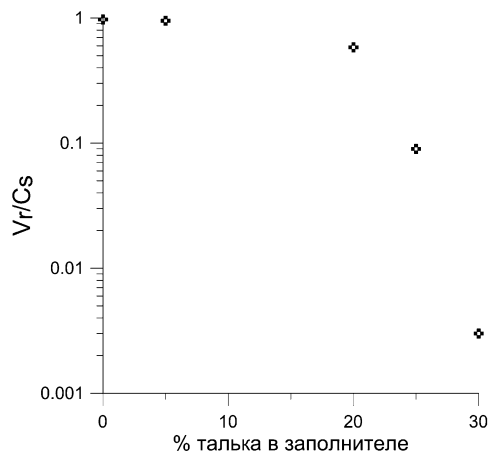


Рис. 4. Зависимость приведенной величины скорости распространения разрыва от процентного содержания талька в заполнителе

жена на площадь контакта. Можно видеть, что по мере снижения величины жесткости контакта и приближении ее к жесткости пружины величина приведенной кинетической энергии снижается. Пока эффективная жесткость «разлома» хотя бы в несколько раз превышает жесткость пружины, величина приведенной кинетической энергии остается в пределах 2-х порядков величины, что характерно и для «нормальных» природных землетрясений. В процессе дальнейшего снижения отношения $S \cdot |k_{s,max}| / K$ контакт проходит все фазы медленных деформационных режимов. При $S \cdot |k_{s,max}| / K \rightarrow 1$ прерывистое скольжение становится невозможным, а вся потенциальная энергия переходит во фрикционный нагрев.

Рассчитанные по (7) величины отношения V_r / C_s для серии экспериментов, в которой последовательно изменялось процентное содержание талька в кварцевом песке, приведены на рис. 4. Можно видеть, что по мере увеличения содержания талька эффективная скорость распространения разрыва V_r снижается от значений близких к C_s , до величины на два порядка меньше. При концентрациях талька, соответствующих событиям медленного скольжения (~35–40%) точно рассчитать величины ΔE_G и E_s затруднительно, однако приближенные оценки демонстрируют дальнейшее снижение эффективной скорости распространения разрыва.

Выводы

- Судя по результатам лабораторных экспериментов, небольшие вариации вещественного состава магистральных зон разломов могут приводить к значительному изменению их жесткости, тогда как эффективная прочность меняется слабо.
- Широкий спектр соотношений между жесткостью разлома и жесткостью окружающего массива служит разумным объяснением большого разброса, наблюдаемого при регистрации величин приведенной сейсмической энергии.

- Такие методы предотвращения сильных землетрясений, как закачка жидкости для увеличения порового давления или воздействие вибрациями, скорее всего, не приведут к желаемому результату, поскольку подобные воздействия надо осуществлять практически постоянно.
- Для того, чтобы трансформировать высокочастотные землетрясения в сторону асейсмичных пластических подвижек необходимо изменить вещественный состав магистральной части разлома с целью снижения эффективной жесткости последней.
- Хотя интуитивно ясно, что к подобному результату должна приводить, например, закачка в разломную зону глиносодержащих суспензий, эта сложнейшая научная и инженерная проблема требует детальной разработки технологии проведения работ и методов оценки последствий. В частности, одним из неясных является соотношение между изменением жесткости и предельной прочности разлома.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 14-17-00719).

Литература

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г. Техногенная сейсмичность разрезом Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г.) // ФТПРПИ. 2014. № 2.

Костров Б.В. Неустановившееся распространение трещин продольного сдвига // Прикладная математика и механика. 1966. Т. 30. Вып. 6. С. 1042–1049.

Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясений и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23–44.

Кочарян Г.Г. Дистанционное инициирование динамических событий / Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания 22–24 июня 2010, Москва. М. ГЕОС. 2010. С. 18–30.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. № 12. 2011. С. 50–62.

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 16. № 5. С. 5–15.

Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94–104.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А. Влияние вязкости тонких пленок флюида на закономерности фрикционного взаимодействия блоков горной породы // ДАН. 2015. Т. 463. № 3. С. 343–346.

Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л. Способ снятия упругой энергии в напряженных средах для предотвращения землетрясений: Патент 2289151 РФ // Бюл. 2006. № 34.

Мухамедиев Ш.А. Предотвращение сильных землетрясений: реальная цель или утопия? // Физика Земли, 2010, № 11, с. 49–60.

Псахье С.Г., Попов В.Л., Шилько Е.В., Астафуров С.В., Ружич В.В., Смекалин О.П., Борняков С.А. Способ управления режимом смещений во фрагментах сейсмоактивных тектонических разломов. – Патент 2273035 РФ // Бюл. 2006. № 9 (II).

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.

Brace, W.F. and Byerlee, J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes // *Science*. 1966. М. 153. P. 990–992.

Ellsworth W.L., Llenos A.L., McGarr A.F. et al. (2015) Increasing seismicity in the U. S. midcontinent: Implications for earthquake hazard // *The Leading Edge; Special Section: Injection-induced seismicity*. p. 618–626. <http://dx.doi.org/10.1190/tle34060618.1>.

Johnson, P. A., H. Savage, M. Knuth, J. Gomberg, and C. Marone (2008), The effect of acoustic waves on stick-slip behavior in sheared granular media: Implications for earthquake recurrence and triggering, *Nature*, 451, 57–60, doi:10.1038/nature06440.

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

Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of the fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? // *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440.

Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5 (4), P. 863–891.

Lay, T., ed. 2009. Seismological Grand Challenges in Understanding Earth's Dynamic Systems. Report to the National Science Foundation, IRIS Consortium, 76 pp.

Peng Z., Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // *Nature geosciences*. 2010. V. 3, P. 599–607.

Scholz C.H. Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. V. 391. P. 37–42.

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.

УДК 532.546

СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ШЕЛЬФА О. САХАЛИН

С.Б. Турунтаев^{1,2}, Е.О. Слинкова^{1,2}, А.В. Коновалов³

¹Институт динамики геосфер РАН

²Московский физико-технический институт

³Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН

В статье представлены результаты анализа сейсмичности в районе месторождений углеводородов шельфа северной части о. Сахалин. Целью работы было определение интегральных характеристик сейсмического режима в районе месторождений углеводородов, сопоставление найденных характеристик с параметрами естественной сейсмичности до начала интенсивной фазы разработки и оценка возможного влияния разработки месторождений шельфа на распределение сейсмических событий в пространстве и времени. Показано, что наблюдаются признаки появления и нарастания техногенной составляющей сейсмического процесса в рассматриваемом районе, хотя опасного нарастания сейсмической активности в связи с разработкой месторождений углеводородов в настоящее время не отмечается.

Введение

Техногенные землетрясения (землетрясения, вызванные инженерной деятельностью человека) – достаточно молодое явление, но, в то же время, крайне опасное, способное наряду с естественными землетрясениями наносить огромный экологический и экономический ущерб и приводить к человеческим жертвам. Изучению техногенных сейсмических явлений посвящены многочисленные исследования [Simpson, 1986; Гупта, Растоги, 1979; Николаев, 1994; McGarr et al., 2002; Козырев и др., 2002; Маловичко и др., 2011; Адушкин, Турунтаев, 2015]. В последние годы наибольшее внимание привлечено к техногенной сейсмичности, связанной с воздействием на флюидные системы в ходе разработки месторождений нефти и газа, использованием геотермальных источников энергии [Bachmann et al., 2011; Baisch et al., 2009; McClure, 2012]. Так, разработка месторождений сланцевого газа в центральных и южных регионах США (север Техаса, Оклахома, Канзас и т.д.) привела к возрастанию количества слабых и умеренных землетрясений в разы [Shelby et al., 2015]. В связи с этим общепринятой уже стала необходимость установки сетей локального сейсмического мониторинга в районах разработки месторождений углеводородов и тщательный анализ результатов сейсмологических наблюдений.

Одним из важнейших и старейших нефтяных районов нашей страны является о. Сахалин. За 70 лет интенсивной добычи наземные месторождения углеводородов оказались почти полностью исчерпанными (извлечено более 80% разведанных запасов). С 1970-х годов началась разведка шельфа о. Сахалин, и вскоре на перспективных структурах пробурили первые скважины, давшие промышленный приток нефти. Оказалось, что площадь нефтеносного шельфа примерно равна площади всего острова. Первыми к освоению были намечены прибрежные, сравнительно мелководные месторождения Одопту, Чайво и Аркутун-Даги (проект «Сахалин-1»). Объем извлекаемых запасов оценивается в 307 млн тонн нефти и 485 м³ природного газа. Добыча нефти и природного газа на месторождении «Чайво» началась в октябре 2005 г. Промышленное производство нефти и газа на месторождении «Одопту» началось в сентябре 2010 г. В рамках проекта Сахалин-1 в 2013 году побит мировой рекорд по протяженности горизонтальной скважины – длина скважины на Чайвинском месторождении составила 12700 метров. Ввод в эксплуатацию месторождения «Аркутун-Даги» стартовал в конце 2014 г.

В 1999 году началась промышленная добыча нефти в рамках проекта «Сахалин-2» (Пильтун-Астохское и Лунское месторождения). В 2006 г. начался этап установки платформ, ввода и отладки всех объектов, а затем – круглогодичная добыча нефти и газа на «Пильтун-Астохском» месторождении. Извлекаемые запасы месторождений нефти и газа, разрабатываемых в рамках проекта «Сахалин-2», оцениваются в 182,4 млн тонн нефти и 633,6 м³ газа.

Нефтедобыча на шельфе острова Сахалин ведется в условиях повышенной естественной сейсмичности. На Сахалине произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение (27 мая 1995 г., $M = 7.2$, $I_0 = 9-10$ баллов), которое стало одним из самых разрушительных за все время на территории России. В результате был полностью разрушен рабочий поселок Нефтегорск, погибло более 2000 человек. Ряд авторов предполагает, что разработка месторождений нефти сыграла роль спускового механизма для накопившихся к этому моменту упругих тектонических напряжений в регионе [Николаев, 1995]. Крупным сейсмическим событием было Углегорское землетрясение (2000 г., $M = 7,1$). Возникнув в южной части острова, вдалеке от населенных пунктов, оно практически не принесло ущерба, но подтвердило по-

вышенную сейсмическую опасность Сахалина [Уломов, 2007].

Для того, чтобы своевременно зарегистрировать опасное нарастание сейсмической активности в районе разрабатываемых месторождений, на Сахалине была установлена локальная сейсмическая сеть для регистрации сейсмических событий в районе разработки месторождений, относящихся к проектам «Сахалин–1» и «Сахалин–2». Целью настоящей работы является анализ сейсмичности о. Сахалин с использованием данных этой сети и оценка возможного влияния разработки месторождений углеводородов на сейсмичность региона. Для этого было выполнено исследование параметров закона повторяемости Гуттенберга-Рихтера, проанализировано распределение сейсмических событий во времени и пространстве, выполнен анализ изменения сейсмической активности.

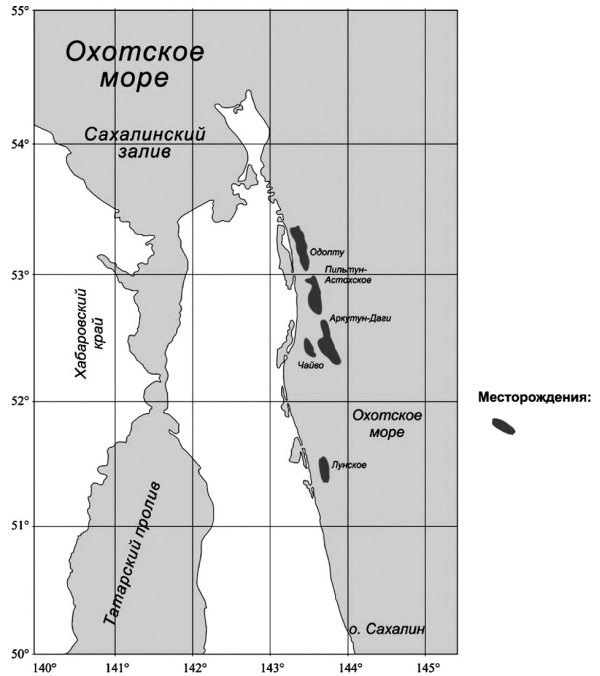


Рис. 1. Контуры нефтегазовых месторождений, разрабатываемых в рамках проектов «Сахалин–1» и «Сахалин–2» [Степнов, 2015]

Характеристика используемых данных

В работе использованы данные из двух каталогов землетрясений: региональный каталог Сахалина и каталог землетрясений, зарегистрированных локальной сетью сейсмостанций в районе месторождений шельфа Сахалина. Из первого была сделана выборка сейсмических событий, предшествующих разработке месторождений шельфа (1970–1991 гг.). Выборка включила 798 событий, из них 8 с магнитудой от 6 до 7 и 2 с магнитудой больше 7. Второй каталог содержит данные по сейсмическим событиям с 12 сентября 2006 по 29 марта 2014 гг. (2210 событий, в том числе 4 с магнитудами выше 6).

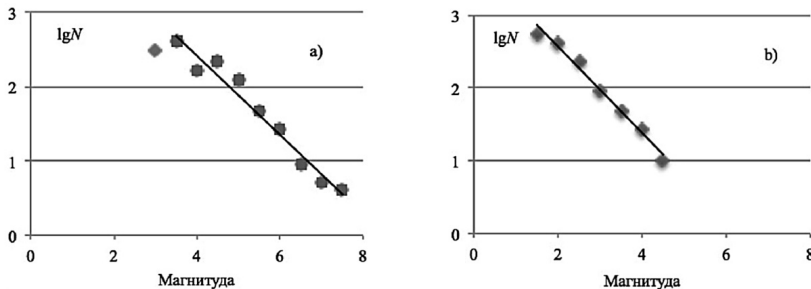


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений в районе Северного Сахалина: а – по данным регионального каталога за период 1970–1990 гг.; б – по данным локального каталога за 2006–2014 гг.

Закон повторяемости

Одним из фундаментальных законов сейсмического режима является закон повторяемости землетрясений (закон Гуттенберга-Рихтера). Он отражает зависимость частоты возникновения землетрясений от их магнитуды (энергии) и имеет вид:

$$\lg N = a - bM,$$

где N – количество землетрясений с магнитудой $M + \Delta M$, a и b – параметры графика повторяемости. Параметр a характеризует суммарную активность сейсмических явлений на исследуемой территории, параметр b – наклон графика – определяет соотношение между числом слабых и сильных сейсмических событий. Отклонение зависимости $LgN(M)$ от линейной при низких или высоких значениях M свидетельствует о неполноте каталога в области слабых или сильных событий, связываемой, с одной стороны, недостаточной чувствительностью сейсмической сети, а с другой – малостью рассматриваемого периода наблюдений. Изменение параметров a и b в районах разработки месторождений углеводородов может интерпретироваться как признак техногенного воздействия на сейсмичность исследуемого региона. При отсутствии выполненных по достаточно длительным рядам наблюдений оценок величины a до и после начала разработки месторождения, в качестве признака техногенной природы регистрируемой сейсмичности принимается высокая величина угла наклона графика повторяемости b , превышающая значения, характерные для естественной сейсмичности [Адушкин, Турунтаев, 2015]. Было найдено, что представительность регионального каталога сейсмических событий Северного Сахалина находится в диапазоне магнитуд от 3,5 до 7,5, для локального каталога представительность лежит в диапазоне от 1,5 до 4,5.

По данным законов Гуттенберга-Рихтера построен график изменения параметра угла наклона во времени (рис. 3). Заметна тенденция к возрастанию параметра наклона графика со временем, что может свидетельствовать об увеличении техногенного влияния на сейсмическую активность исследуемого региона. Таким образом, начиная с 2010 года, коэффициенты наклонов графиков повторяемости превышают обычную для естественной сейсмичности величину 0,75 и принимают значения, характерные для техногенной и техногенно-индуцированной сейсмичности [Адушкин, Турунтаев, 2015].

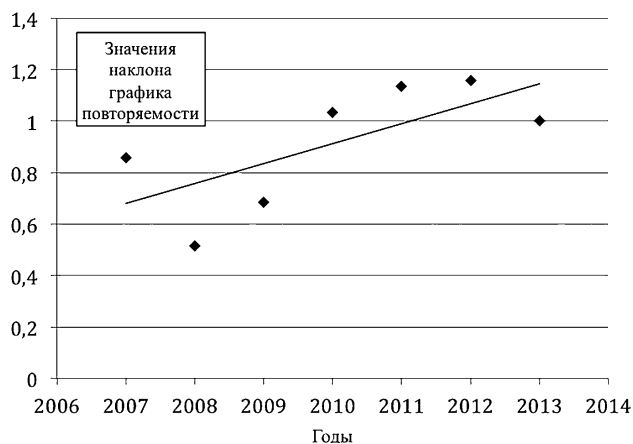


Рис. 3. Изменение угла наклона графиков повторяемости за 2007–2013 гг.

Распределение сейсмических событий во времени

Для рассматриваемых каталогов даты всех землетрясений были выражены в днях от начала каталога и были рассчитаны временные интервалы между каждым событием и ближайшим к нему следующим. Далее построены распределения полученных временных интервалов для каждого года и всего каталога в целом. Данные аппроксимировались экспоненциальным распределением и распределением Вейбулла вида

$$F(\tau) = 1 - e^{-\tau/\lambda} \quad (1)$$

$$F(\tau) = 1 - e^{-(\tau/\lambda)^k} \quad (2)$$

где τ – интервал времени между последовательными событиями, λ – коэффициент масштаба, k – параметр формы. Примеры получаемых графиков показаны на рис. 4.

В табл. 1 приведены параметры распределений для локального каталога, в табл. 2 – уровни значимости соответствия построенных распределений экспоненциальному закону и закону Вейбулла согласно критерию Колмогорова-Смирнова. Уровень значимости соответствия исследуемых распределений закону Вейбулла в большинстве случаев выше, чем для экспоненциального распределения, но лишь для нескольких временных интервалов он составляет более 90%. Однако если выбрать для рассмотрения только те события, эпицентры которых находятся на расстоянии, не превышающем 50 км от границ месторождений, то значимость соответствия распределению Вейбулла становится выше (см. табл. 3).

Таблица 1

Параметры распределений, аппроксимирующих распределения интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями

	Year	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2006–2014
Exponential	Mean	1,989	1,852	4,512	2,983	0,870	0,618	0,844	1,524	1,375	1,249
Weibull	Shape	0,892	0,857	0,704	0,781	0,548	0,425	0,617	0,673	0,843	0,533
	Scale	1,870	1,712	3,647	2,610	0,532	0,246	0,599	1,174	1,261	0,740

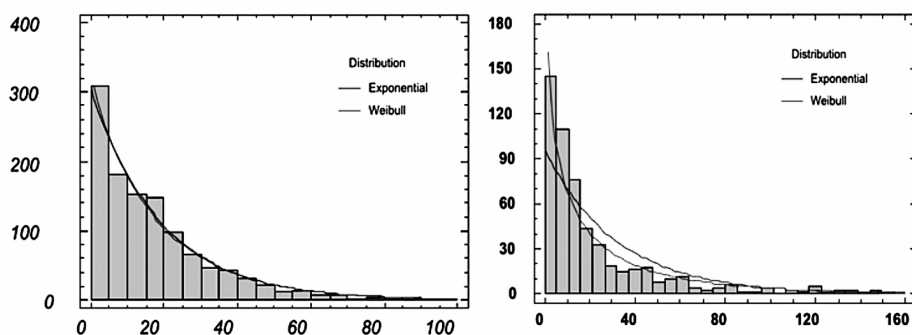


Рис. 4. Графики распределения временных интервалов между событиями по данным: регионального каталога 1970–1990 гг. (слева), локального каталога 2006–2014 гг. (справа)

Уровни значимости распределений по критерию Колмогорова-Смирнова

	Year	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2006–2014
P-value	Exponential	0,217	0,572	0,033	0,110	0,000	0,000	0,000	0,000	0,442	0,000
	Weibull	0,657	0,319	0,900	0,818	0,015	0,000	0,216	0,944	0,961	0,000

Уровни значимости распределений по критерию Колмогорова-Смирнова

	Year	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2006–2014
P-value	Exponential	0,991	0,849	0,946	0,981	0,817	0,225	0,409	0,001	0,346	0,000
	Weibull	1,000	0,852	0,998	0,984	0,996	0,974	0,984	0,504	0,925	0,841

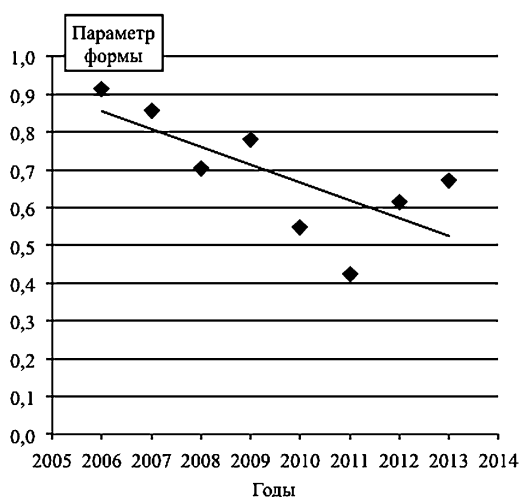


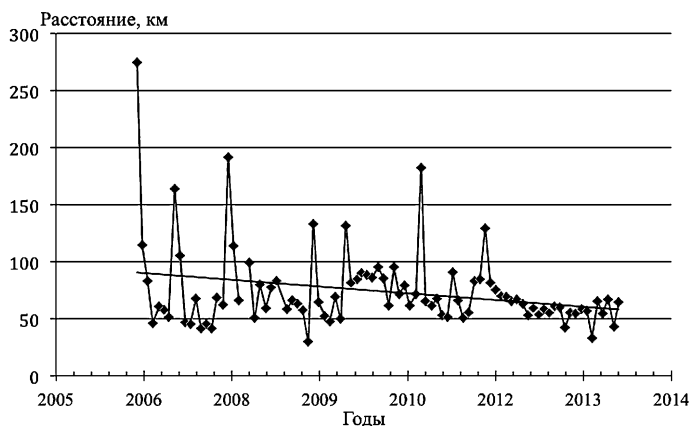
Рис. 5. Изменение со временем параметра формы распределения Вейбулла, аппроксимирующего распределение интервалов времени между последовательными сейсмическими событиями, произошедшими на расстоянии не более 50 км от границ месторождений

сейсмическая активность в данный момент вероятностным образом зависит от активности в предшествующие моменты времени.

Распределение сейсмической активности в пространстве

Рассмотрим особенности пространственного расположения гипоцентров сейсмических событий по отношению к активно разрабатываемым месторождениям

Рис. 6. График изменения среднего минимального расстояния от землетрясений до месторождений



углеводородов. Рассматривалось изменение среднего минимально расстояния от месторождений до эпицентров землетрясений со временем. Для расчета расстояний между точками на поверхности Земли, заданными координатами φ_1, φ_2 (географическая широта), λ_1, λ_2 (географическая долгота), выраженными в радианах, используется формула гаверсинусов:

$$D = 2 \cdot R_3 \cdot \arcsin \left(\sqrt{\sin^2 \left(\frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2} \right) + \cos(\varphi_1) \cdot \cos(\varphi_2) \cdot \sin^2 \left(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \right)} \right),$$

где D – расстояние в километрах, R_3 – средний радиус Земли (6399,592 км). Для каждого сейсмического события были выбраны минимальные расстояния до ближайшего месторождения и усреднены по временному интервалу, равному одному месяцу. Далее построен график зависимости среднего минимального расстояния до месторождений от времени. Полученная зависимость изображена на рис. 6, видна некоторая слабая тенденция к приближению очагов землетрясений к границам месторождений.

Сейсмическая активность – одна из наиболее широко используемых характеристик сейсмичности [Пономарев, Тейтельбаум, 1974], с помощью которой можно перевести дискретное распределение сейсмических событий, характеризующихся координатами, временем и энергией, в непрерывное. В качестве меры сейсмической активности в настоящей работе взяты число сейсмических событий, произошедших в исследуемом регионе за месяц, полгода, и сумма кубических корней из энергии землетрясений за полгода.

Локальный каталог землетрясений Сахалина был поделен на 2 временных отрезка: с 2006 по 2010 гг. и с 2011 по 2014 гг. Для каждого полученного периода построены карты распределения сейсмических событий в изолиниях равной активности за полгода. Аналогичные карты построены по данным регионального каталога за 1970–1991 гг. Расчет проводился с шагом $0,5^\circ$ для сейсмических событий, координаты которых попадают в пределы (50° с.ш., 141° в.д.; 55° с.ш., 146° в.д.). Результаты расчетов приведены на рис. 7 (для количества сейсмических событий и для сумм корней кубических из энергии событий).

По полученным картам можно заметить увеличение числа землетрясений и их энергии в последние годы по сравнению с периодом 1970–1991 гг., а также видимое смещение сейсмической активности в район разработки нефтяных месторождений.

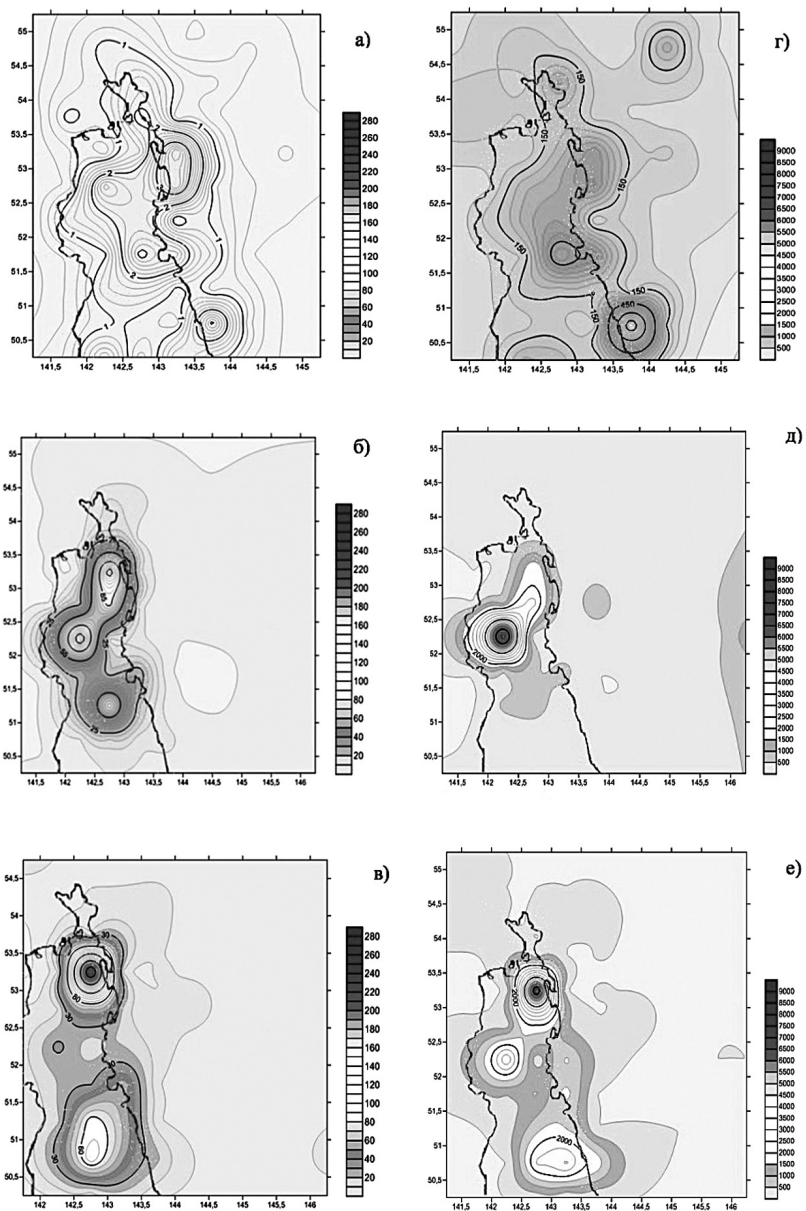


Рис. 7. Карты распределения сейсмических событий в изолиниях равной активности: левый столбец – число событий за полгода: 1970–1991 гг. (а), 2006–2010 гг. (б), 2011–2014 гг. (в); правый столбец – сумма кубических корней их энергии событий за полгода: 1970–1991 гг. (г), 2006–2010 гг. (д), 2011–2014 гг. (е)

Заключение

Рассмотрение таких характеристик сейсмичности, как изменения: угла наклона графиков повторяемости; пространственного и временного распределений; сейс-

мической активности во времени, исследованных в данной работе, позволяет сделать следующие выводы:

1. Тенденция роста угла наклона графика повторяемости свидетельствует об увеличении вклада техногенного влияния в сейсмическую активность региона.

2. В общем, сейсмический процесс с большей вероятностью является Марковским (характерно для техногенной сейсмичности), а не Пуассоновским (характерен для естественной сейсмичности). Тенденция к уменьшению параметра формы распределения Вейбулла свидетельствует об увеличении вклада техногенной сейсмичности.

3. Наблюдается тенденция к приближению сейсмической активности к границам месторождений.

В целом в настоящее время нет признаков опасного нарастания сейсмической активности в связи с разработкой месторождений углеводородов на шельфе о. Сахалин, хотя наблюдаются признаки появления техногенной сейсмичности и роста ее вклада в общую сейсмичность рассматриваемого региона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-01105), Президиума РАН (программа I.18П), Госзадания (проект № 0146-2014-0012).

Литература

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ГЕОС, 364 с.

Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 251 с.

Козырев А.А., Ловчиков А.В., Пернацкий С.И., Шершневич В.А. Сильнейшее техногенное землетрясение на руднике «Умбозеро»: горнотехнические аспекты // Горный журнал, 2002, № 1, с. 43–49.

Кузнецов В.М. Математические модели взрывного дела. Н.: НАУКА, 1977, 762 с.

Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Шулаков Д.Ю., Верхоланцев Ф.Г., Дягилев Р.А., Бутырин П.Г. Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. 2011. № 5. С. 8–17.

Николаев А.В. О возможном влиянии разработки нефти на параметры Нефтегорского землетрясения / В сб. ФССН МЧС России. 1995.

Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности / Сб. Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994, с. 5–15.

Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Динамические взаимодействия между очагами землетрясений. Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, Штиинца. 1974, с. 79–92.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991, 96 с.

Стеннов А.А. Комплексная автоматизированная система мониторинга для анализа современной сейсмичности Северного Сахалина / Дисс. ... к.ф.-м.н., 2015.

Уломов В.И. Сейсмичность. Национальный атлас России. Том 2. Природа. Экология. 2007. С. 56–57.

Wachmann, C.E., S. Wiemer, J. Woessner, and S. Hainzl. Statistical analysis of the induced Basel 2006 earthquake sequence: introducing a probability-based monitoring approach for Enhanced Geothermal Systems // Geophysical Journal International, 2011, 186(2), 793–807, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05068.x.

Baisch, S., R. Vörös, E. Rothert, H. Stang, R. Jung, and R. Schellschmidt. A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 2010, 47(3), 405–413, doi:10.1016/j.ijrmmms.2009.10.001.

McClure, M. Modeling and Characterization of Hydraulic Stimulation and Induced Seismicity in Geothermal and Shale Gas Reservoirs // Stanford University, California, 2012. P. 369.

McGarr A., Simpson D., Seeber L. Case Histories of Induced and Triggered Seismicity // International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology (edited by W.H.K. Lee and H. Kanamori), Academic Press. 2002, v. 81A, pp. 647–660.

Shelbu L.P., Richard D.M., John Intfen, Tandis Bidgoli, Rex Buchman A geologically-based approach to mitigate potentially induced seismicity in Kansas // SEG Expanded Abstracts, 2015. P. 4871–4876.

Simpson D.W. Triggered Earthquakes // Annu. Rev. Earth and Planet. Sciences, Paolo Alto, Calif. 1986, v. 14, p. 21–42.

УДК 531.382+550.34

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СПАДА НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЯ ТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ

*Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева, А.С. Закупин,
П.А. Каменев, В.Н. Сычев*

ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск

При статистическом анализе каталогов динамических параметров очагов землетрясений для двух сейсмоактивных регионов (Южные Курильские острова и северный Тянь-Шань) выявлено чередование периодов времени с низкими значениями спада напряжений, $\Delta\sigma < 1$ МПа в потоке событий, и обычных периодов с разбросом $\Delta\sigma$ в пределах 0,1–10 МПа. Обращено внимание, что корреляции между $\Delta\sigma$ и сейсмическим моментом M_0 имеют место для событий с ограниченными значениями M_0 , или магнитуды.

Значения падений напряжения в очагах землетрясений (ЗЛТ) может характеризовать региональные особенности геодформационного процесса. Изменение со временем усредненного снятия напряжений для событий заданных магнитуд отражает напряженное состояние земной коры по диаграмме Кулона-Мора. Однако для такого описания необходим статистически значимый набор данных – достаточно большое число ЗЛТ, для которых определены динамические параметры (ДП) очагов. По сложившейся мировой практике ДП: радиус Брюна – r , скалярный сейсмический момент – M_0 , и падение напряжения – $\Delta\sigma$, определяются, в основном, для сильных ЗЛТ [Горбунова, Кальметьева, 1988; Dziewonski et al., 1981]. При этом составление каталога ДП для компактной территории было возможно лишь для регионов с наиболее высокой сейсмической активностью. Важным примером является территория северо-

восточной части Тихого Океана (в пределах $42\text{--}51^\circ$ с.ш., $140\text{--}159^\circ$ в.д.), для которой в работе [Бурымская, 2001] представлен каталог ДП событий за 1969–1996 гг. Этот каталог был составлен по данным аналоговых (частотно-избирательных), а не цифровых сейсмостанций. Тем не менее, он остается уникальным и настоящее время, так как содержит более 430 решений ДП. В настоящей работе при анализе этого каталога внимание сосредоточено на области вокруг Южных Курильских островов, ограниченной координатами $42\text{--}46^\circ$ с.ш., $144\text{--}151^\circ$ в.д. В эту зону попадает наибольшая часть событий из каталога Бурымской (263 из 430). Зона Южных Курил выделяется своим наиболее высоким уровнем сейсмичности (даже на фоне всего сейсмоактивного региона). Интерес к ней также обусловлен произошедшим там Шикотанским ЗЛТ (4.10.1994), $M_w = 8,3$ – одним из сильнейших сейсмических событий в мире в конце XX века.

Возможность и целесообразность расширения количества решений ДП за счет обработки записей среднemaгнитудных ЗЛТ была продемонстрирована на примере другого сейсмоактивного региона – северного Тянь-Шаня [Сычева, Богомолов, 2014]. Для этого региона в работе [Сычева и др., 2014] по данным телеметрической KNET составлен каталог динамических параметров ЗЛТ, произошедших в период 1998–2012 гг. Каталог содержит 85 событий с магнитудой 3–5 (энергетический класс $K = 9,5\text{--}13,7$), что составляет 86% от общего числа событий (99) этого класса за исследуемый период. Такая статистика позволяет говорить о массовом определении величин r , M_0 , и $\Delta\sigma$. Представляет интерес сопоставить распределения спада напряжений по каталогу [Бурымская, 2001] для зоны Южно-Курильских островов (в пределах $42\text{--}46^\circ$ с.ш., $144\text{--}151^\circ$ в.д.) и зоны Северного Тянь-Шаня внутри области ($41\text{--}43^\circ$ с.ш., $73\text{--}77^\circ$ в.д., контролируемой сетью KNET. Важно отметить методические различия при расчетах ДП в этих зонах. В первом случае расчет динамических параметров очагов ЗЛТ проводился по записям аналоговых сейсмостанций в соответствии с методическими рекомендациями того времени [Запольский, 1984]. При этом спектральные параметры определялись непосредственно по записям станций (так называемые станционные ЧИСС спектры). Во втором случае при обработке сейсмограмм цифровых станций KNET применена современная методика расчета ДП, включающая классический подход к нахождению спектральных параметров [Костров, 1975; Brune, 1970] и отработанные методы перехода от станционного спектра к очаговому [Oth et al., 2011]. При расчетах динамических параметров очагов ЗЛТ на территории северного Тянь-Шаня принимались следующие значения плотности, скорости поперечных волн и модуля сдвига: $\rho = 2600$ кг/м³, $V_s = 3,5$ км/с, $G = 2 \cdot 10^{10}$ Н/м² [Сычева и др., 2014]. Эти значения не отличаются существенно от соответствующих параметров в работе [Бурымская, 2001] для территории Тихоокеанского северо-востока. Ниже будет показано, что, несмотря на методические различия, результаты расчетов распределений спада напряжений в очагах для двух разных регионов обнаруживают сходные черты.

Теоретические основы и соотношения

Расчет радиуса очага, скалярного сейсмического момента, и падения напряжений проводится с использованием выражений, вытекающих из известной модели мгновенного смещения на некоторую величину D вдоль поверхности разрыва [Brune, 1970]. В такой модели величины радиуса r и момента M_0 определяются по спектральным характеристикам сейсмограмм независимо друг от друга, а $\Delta\sigma$ ока-

зывается пропорциональным отношению M_0/r^3 [Костров, 1975]. Размер очага (или, радиус Брюна, $r = r$) определяется формулой $r = 2,34V_s/2\pi f_0$, где V_s – скорость поперечных волн, f_0 – угловая частота, определяемая по изменению линейного тренда спектральной плотности сейсмограмм. При применении формулы Брюна обычно считается, что зона очага – сферическая, и смещение происходит одновременно по всей плоскости разрыва – круговой зоне с радиусом r и площадью $S = \pi r^2$. При этом скалярный сейсмический момент описывается произведением $M_0 = G \cdot S \cdot D$ (G – модуль сдвига по месту очага, D – смещение берегов).

Выражение для расчета скалярного момента по низкочастотному пределу спектральной плотности смещения Ω_0 (или, кратко, НЧ амплитудой) вытекает из решений волновых уравнений для сферически расходящихся сейсмоволн и записывается в форме [Ризниченко, 1976]: $M_0 = 4\pi\rho R V_s^3 \Omega_0 / \Psi_0$, где ρ – плотность пород в области очага, R – гипоцентральное расстояние, Ψ_0 – фактор направленности излучения из очага (среднее значение которого принимается равным 0,64 [Ризниченко, 1976]). Стоит отметить, что приведенная формула справедлива для любых расстояний от источника, превышающих характерную длину волны. Однако наибольшая точность определения Ω_0 получается для относительно небольших расстояний R , когда значения ρ , V_s , в самом очаге и в референтной точке можно считать одинаковыми. Ввиду независимости выражения для M_0 от радиуса очага и наличием взаимосвязи с моментной магнитудой M_w (по формуле Канамори $M_w = 2/3 \lg M_0 - 10,7$) ряды значений M_0 удобно выбирать в качестве базисных при анализе кросс-корреляций с другими динамическими параметрами. Для оценки падения напряжения для землетрясения с моментом M_0 можно использовать выражение $\Delta\sigma = 7 M_0/16r^3$ [Brune, 1970]. Величина $\Delta\sigma$ может также быть выражена через угловую частоту f_0

$$\Delta\sigma = 8,5M_0f_0^3/V_s^3 \quad (1)$$

В ряде работ (обзор в [Кочарян, 2014]) вместе с параметрами M_0 , $\Delta\sigma$ также рассматривается приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0 . В случае несферического очага с шириной $w \ll r$ («длинного» размера), это отношение может быть выражено через геометрические параметры w , r и смещение D :

$$E_s/M_0 \cong 0.1wD/r^2.$$

При модификации модели Брюна в формуле (1) скорость V_s заменяется скоростью разрыва, V_R , и переопределяется f_0 (роль «частоты среза» переходит к параметру аппроксимации спада спектральной плотности). В работе [Madariaga, 2011] получено соотношение

$$E_s/M_0 = 2(D/r) V_R^3/V_s^3,$$

указывающее на возможность выбора нескольких (двух или трех) ДП, через которые выражаются все остальные параметры очага. В данной работе удобно выбрать M_0 , и $\Delta\sigma$ в качестве основных динамических параметров.

При сопоставлении изменений деформации в очаге с окружающей зоной (или с усредненной деформацией) возникает необходимость в дополнительных параметрах. Наиболее известен концентрационный параметр $k_{\text{II}} = R_{\text{CR}}/r$, описывающий соотношение размера очага и среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, R_{CR} [Завьялов, 2006]. Покажем, что отношение скоростей псевдопластической и упругой деформаций (безразмерный параметр) также информативно. В земной коре роль псевдопластической деформации играет сеймотектоническая деформа-

ция (СТД) [Юнга, 1990]. Известно, что наибольший вклад в СТД вносят крупномасштабные события. При выборе сравнительно небольших интервалов ΔT учет даже одного такого события (номер α) позволяет оценить скорость этой деформации

$$\langle \dot{\epsilon} \rangle_{\text{STD}} = (GV \Delta T)^{-1} M_0^\alpha m_{ij}^\alpha. \quad (2)$$

В выражении (2) через V обозначен выбранный объем, m_{ij} – единичный тензор момента очага [Юнга, 1990] (подразумевается компонента, имеющая наибольшее значение, далее для нее тензорные индексы не указываются). Скорость упругой деформации, $\langle \dot{\epsilon} \rangle_E$ можно оценить по реакции среды на изменение напряжения, равное по величине спаду $\Delta \sigma$ для того же события

$$\langle \dot{\epsilon} \rangle_E = \Delta \sigma / (G \Delta T) \quad (3)$$

Отношение скоростей деформаций (2) и (3) можно преобразовать к форме

$$k_\epsilon = \langle \dot{\epsilon}_{ij} \rangle_{\text{STD}} / \langle \dot{\epsilon} \rangle_E \sim (G/\Delta \sigma) r^2 D/R^3 \quad (4)$$

Выражение в правой части (4) становится более наглядным при выборе в качестве характерного размера R среднего расстояния между сейсмогенными разрывами R_{CR} [Завьялов, 2006], то есть, когда деформации сравниваются в зоне, ненарушенной вплоть до последнего ЗЛТ.

$$k_\epsilon \sim (G/\Delta \sigma) (D/r) k_{\text{П}}^{-3}. \quad (5)$$

В выражении (5) первый сомножитель – фактор спада напряжений, он имеет большую величину, второй (геометрический фактор) очень мал, величина $k_{\text{П}}$ превышает критическое значение $\sim (5-10)$ [Завьялов, 2006]. Это выражение отражает очевидное обстоятельство, что при малых $\Delta \sigma$ роль псевдопластических деформаций возрастает, и (5) позволяет делать оценки для разных интервалов времени. В сейсмологии параметр в (5) может иметь отношение к объяснению появления роев землетрясений.

Результаты и обсуждение

Данные о сейсмических моментах, полученные в расчетах в работах [Бурымская, 2001; Сычева и др., 2014] представлены в виде графиков на рис. 1. Графики зависимости $M - \lg M_0$ допускают линейную аппроксимацию (регрессию): для Южно-Курильской зоны (рис. 1, а)

$$M = 0.53 \lg M_0 - 3.6, \text{ и } M = 0.79 \lg M_0 - 8.7$$

для северного Тянь-Шаня (рис. 1, б). В первом случае среднее квадратичное отклонение (СКО) от линейного тренда составляет около 7%, а во втором $\sim 13\%$. Важно, что для первой зоны диапазон изменения M_0 составляет почти шесть порядков, и при этом весьма нетривиально наличие линейной регрессии. Стоит еще отметить, несмотря на отличие полученных коэффициентов регрессии от формулы Канамоори, разница в оценках магнитуд по данным [Бурымская, 2001] при расчетах по разным формулам не превышает 0,3.

На рис. 2 представлены данные о спаде напряжений в очагах в зависимости от сейсмического момента M_0 для тех же зон, что и на рис. 1. Для графика на рис. 2,

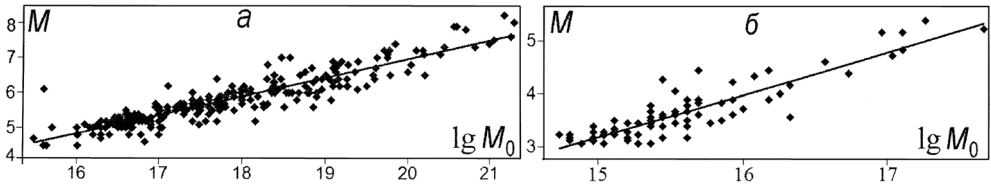


Рис. 1. Взаимосвязь локальной магнитуды, M , и сейсмического момента: a – зона вокруг Южных Курильских о-вов, b – северный Тянь-Шань, сеть KNET ($[M_0]$ Н м)

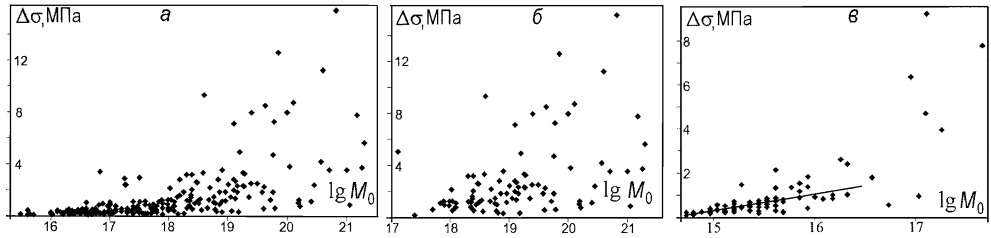


Рис. 2. Сопоставление значений спада напряжений в очагах ЗЛТ и логарифма сейсмического момента для зоны Южных Курил: a – график для всех событий, b – для событий с $M \geq 6$, c – для зоны Северного Тянь-Шаня ($[M_0]$ Н м)

a (генеральная выборка событий для зоны Южных Курил) выделяется два интервала значений $\lg M_0$, на которых распределение точек $\Delta\sigma$ различно: от 10^{15} до 10^{18} Н·м. В интервале с $\lg M_0 < 18$ значения $\Delta\sigma$ около прямой, хотя есть несколько точек с большим отклонением (рис. 2, a). Тем не менее, на этом интервале возможна линейная аппроксимация зависимости $\Delta\sigma$ от $\lg M_0$:

$$\Delta\sigma [\text{МПа}] = 0.2 \lg M_0 - 3.$$

При $\lg M_0 > 18$ разброс точек $\Delta\sigma$ становится больше самих значений спада напряжений, и вряд ли можно говорить о взаимосвязи $\Delta\sigma$ с сейсмическим моментом M_0 . С учетом вышеотмеченной связи M_0 и магнитуды переходному значению $\lg M_0 = 18$ соответствует точка $M \approx 6$. На рис. 2, b показано распределение $\Delta\sigma$ для выборки событий с магнитудами не менее 6. Видно, что это распределение имеет облачный характер, причем близким значениям $\Delta\sigma$ (например, лежащим в полосе $\pm 0,2$ МПа), соответствуют более 5 событий с разными точками на оси $\lg M_0$. Следовательно, детализация не обнаруживает признаков корреляций (взаимосвязи) динамических параметров $\Delta\sigma$ и M_0 для событий с высокими значениями сейсмического момента.

Для зоны северного Тянь-Шаня (рис. 2, c) также можно выделить два интервала на оси $\lg M_0$, для которых различается разброс значений $\Delta\sigma$. Интервалы условно разделяются точкой $\lg M_0 = 16,5$ (то есть $M_0 \approx 3 \cdot 10^{16}$ Н м). Этой точке соответствует граница по магнитуде $M \approx 4,5$, или $K \approx 12$ по энергетическому классу Раутиан ($K = 1,8 M + 4$). На интервале меньших моментов M_0 точки $\Delta\sigma$ ложатся компактно, ход графика $\Delta\sigma$ можно аппроксимировать выражением:

$$\Delta\sigma [\text{МПа}] = 0.78 \lg M_0 - 11.4$$

На интервале $\lg M_0 \geq 16,5$ точек немного, тем не менее, большой разброс значений $\Delta\sigma$ отражает отсутствие взаимосвязи с M_0 моментом и магнитудой M . Таким образом, для двух сейсмоактивных зон Евразии выявлено наличие интервалов больших моментов M_0 (или магнитуд) с отсутствием корреляций $\Delta\sigma$ с этими параметрами. Аналогичные выводы были сделаны в работе [Kwiatek et al., 2011] при анализе сейсмоакустической эмиссии ($-4 < M < -1,5$).

Для зоны Южных Курил также проведен расчет приведенной сейсмической энергии, $e_{\text{пр}} = E_s/M_0$, где подразумевается, что выделившаяся сейсмическая энергия, E_s , вычислена методом интегрирования спектральной плотности мощности (так называемая спектральная энергия). Для сети аналоговых станций в работе [Буримская, 2001] определена именно спектральная энергия, причем величина E_s согласуется с магнитудными оценками энергии ЗЛТ. Известно, что $e_{\text{пр}}$ обычно принимает весьма малые значения, менее 10^{-3} [Кочарян, 2014]. С учетом этого более нагляден логарифмический график зависимости $e_{\text{пр}}$ от сейсмического момента (см. рис. 3). В отличие от случая с $\Delta\sigma$ большой разброс значений $e_{\text{пр}}$ для заданного узкого диапазона δM_0 наблюдается в интервале низких моментов, $M_0 < 10^{17}$ Н м. График на рис. 3 описывает более быстрый рост $e_{\text{пр}}$ с увеличением M_0 по сравнению с обобщением $E_s/M_0 \sim (M_0)^{0,04}$ [Кочарян, 2014], но такой рост согласуется с данными по Японии, которые приведены в той же работе: $E_s/M_0 \sim (M_0)^{0,47}$.

На рис. 4 представлены диаграммы распределения по времени величин спада напряжений соответственно для зон Южных Курильских островов и северного Тянь-Шаня. На рисунках отмечены сильнейшие землетрясения (значок Y), и события с наибольшим значением $\Delta\sigma$. На обоих рисунках обращает на себя внимание наличие периодов времени с низкими $\Delta\sigma$, менее 1 МПа для всей последовательно-

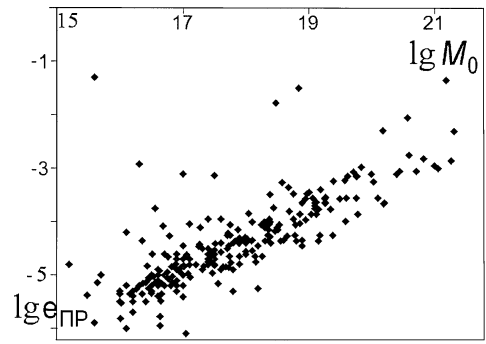


Рис. 3. Взаимосвязь приведенной сейсмической энергии, $e_{\text{пр}} = E_s/M_0$, и сейсмического момента, для землетрясений в зоне Южных Курил.

Линейная аппроксимация графика: $\lg e_{\text{пр}} = 0,57 \lg M_0 - 14,6$ ($[M_0]$ Н м). Максимальные значения $e_{\text{пр}} \sim 10^{-3}$ характерны для сильнейших ЗЛТ

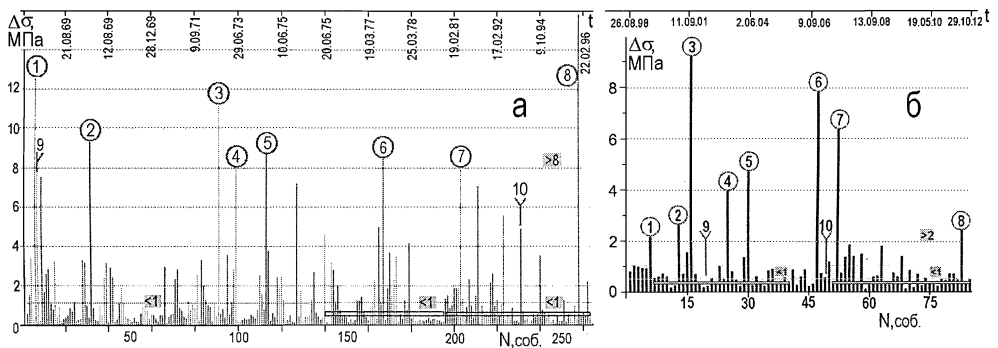


Рис. 4. Диаграмма распределения спада напряжений в очагах в последовательности ЗЛТ: а – в Южно-Курильской зоне, б – в зоне северного Тянь-Шаня

сти событий. Длительность таких периодов: 1,5–2,5 года для зоны Южных Курил и 1–2 года для северного Тянь-Шаня. Периоды с небольшим падением напряжений для всех очагов ЗЛТ чередуются с периодами, включающими события с повышенными значениями $\Delta\sigma$. Такое чередование может означать, что околопороговое напряженное состояние земной коры (по критерию Кулона-Мора) регулярно реализуется в сейсмоактивных регионах.

Согласно рис. 4 и табл. 1 в Южно-Курильской зоне у всех событий со спадом напряжений 7,8 МПа и выше магнитуды лежат в пределах 6–7,4, хотя в течение исследуемого периода также произошло 6 ЗЛТ с $M > 7,5$ [Бурымская, 2001]. Эффективность сильнейших событий в снятии напряжения в очагах оказалась меньше, чем для ЗЛТ с магнитудами 6–7,4. Аналогично, в зоне северного Тянь-Шаня для большинства ЗЛТ со значениями $\Delta\sigma > 2$ МПа (7 из 8 событий) магнитуды попадают в диапазон умеренных, $M = 3,6–5,5$, а не сильных событий, $M > 5,5$. На рис. 4 можно заметить, что события с высокими $\Delta\sigma$ происходили перед или после сильнейших ЗЛТ, в частности, в форшоковых и афтершоковых сериях сильнейшего ЗЛТ (11.8.1969), $M 8,2$. А в периоды сплошных низких значений ?

Таблица

Сведения о событиях, указанных на рис. 4

Южные Курильские острова [Бурымская, 2001]					Северный Тянь-Шань [Сычева и др., 2014]				
№	Дата	M	Lg M ₀	$\Delta\sigma$, МПа	№	Дата	M, [2]	lg M ₀	$\Delta\sigma$, МПа
1	13.07.99	3,2	15,6	2,1	1	11.08.69	7,4	19,85	12,6
2	08.07.01	4	16,26	2,6	2	15.08.69	6	18,6	9,3
3	18.11.01	4,8	17,1	9,2	3	17.06.73	7,9	20,6	11,2
4	16.01.04	5,4	17,28	3,9	4	26.06.73	6,9	19,4	7,9
5	02.06.04	5,1	17,1	4,7	5	27.09.74	7,2	20,11	8,7
6	08.11.06	5,2	17,7	7,8	6	22.03.78	7	19,63	8,5
7	06.06.07	5,1	16,97	6,4	7	3.09.81	6,6	20,0	7,9
8	12.09.12	3,6	16,32	2,4	8	3.12.95	7,3	20,82	15,8
9	22.05.03	5,7	17,04	–	9	11.8.69	8,2	21,18	7,8
10	25.12.06	6	17,12	–	10	4.10.94	8	28,3	5,6

Для дальнейшего анализа распределений $\Delta\sigma$ для каждой зоны в каталогах динамических параметров [Бурымская, 2001; 7] были выделены две выборки с равным числом событий, как указано рамками на рис. 4, а, б. Для этих выборок сопоставлялись относительные доли событий со значениями $\Delta\sigma$ в заданных диапазонах (менее 0,6 МПа, или 1 МПа, более 2 МПа, или 8 МПа...). Результат сравнения прослеживается прямо по рис. 4, а: для выборки событий № 197-263, включающей Шикотанское ЗЛТ (4.10.1994), доля событий с малым спадом напряжения, $\Delta\sigma < 0,6$ МПа, заметно больше, чем для выборки событий № 140-196. Для выборок, указанных на рис. 4, б, доля событий с $\Delta\sigma < 0,6$ МПа составляет 61,5% в случае событий № 7-40 (2000–2005 гг.), и 56% для событий № 52-85 (06.2007–10.2012 гг.). А по генеральной выборке событий этот показатель – 48,5%. Важно отметить, что разделение ин-

тервалов выбрано так, чтобы дата Кочкорского ЗЛТ (25.12.2006), $K = 14,8$ (самое сильнейшее событие на Тянь-Шане) не попала ни в один интервал. Рост абсолютного и относительного чисел событий с низкими $\Delta\sigma$ в период 2000–2005 гг. естественно связывать с электростимуляциями земной коры с повышенным вкладом энергии, которые проводились в северном Тянь-Шане в этот период [Сычев и др., 2010]. Для подтверждения этой гипотезы можно рассмотреть подвыборку событий классов $K \geq 10$, включающую 54 из 85 событий с решениями для ДП. Известно, что для диапазона $12 \geq K \geq 10$ влияние зондирования коры импульсами тока было обнаружено даже при небольшой статистике (по перераспределению таких событий по времени после воздействия и появлением бимодальности [Сычев и др., 2010]). Для «генеральной» подвыборки (54 события) на случай $\Delta\sigma < 0,6$ МПа приходится 37,5%; в период 2000–2005 гг., когда проводились электростимуляции, доля событий с низким $\Delta\sigma$ составляет 50%, а в период сравнения, 2007–2012 гг. – 33%. Число событий в обоих подвыборках одинаково – 24. Таким образом, различие доли событий с небольшим спадом напряжения становится более контрастным, что может считаться оправданием гипотезы.

Выводы

Для двух сейсмоактивных регионов Евразии с различными геодинамическими условиями (субдукция и внутриконтинентальный ороген) обнаружены сходные черты в распределениях по времени динамических параметров очагов ЗЛТ: сейсмического момента, M_0 , и спада напряжения, $\Delta\sigma$. Показано, что $\Delta\sigma$ не может описываться монотонной функцией момента M_0 (или магнитуды) во всем диапазоне изменения M_0 . Спад напряжений является независимым параметром, а информация о временных зависимостях $\Delta\sigma$ важна для оценки сейсмического режима, и, в частности, его изменений под влиянием физических полей. В связи с этим, целесообразен мониторинг $\Delta\sigma$ в зонах, где локальная сейсмичность контролируется современными сетями.

Исследование частично поддержано РФФИ (гранты №15-05-06857а, 15-05-00499).

Литература

Бурьянская Р.Н. Спектральный состав излучения и очаговые параметры землетрясений северо-западной части Тихого океана за 1969–1996 годы // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений Северо-Запада Тихого океана / Ред. А.И. Иващенко. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 48–67.

Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений. Бишкек: Илим. 1988. 127 с.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.

Запольский К.К. О механизме землетрясения как процесса очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии // Достижения и проблемы современной геофизики. М., 1984. С. 124–135.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 175 с.

Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сеймотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0133>.

Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.

Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона / Триггерные эффекты в геосистемах: Матер. Всероссийского семинара совещания / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М: ГЕОС. 2010. С. 316–325.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2014. № 3. С. 142–153.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. Исследование динамических параметров землетрясений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Тез. докл. 6-го Междунар. симпозиума. 23–29 июня 2014, г. Бишкек: ИС РАН. С. 429–432.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.

Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4997–5009.

Dziewonski A.M., Chou T.A., and J.H. Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity // J. Geophys. Res. No.86. 1981. P. 2825–2852.

Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G. Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // Bull. Seismol. Soc. of America. 2011, Vol. 101. No 6. P. 2592–2608. DOI: 10.1785/0120110094.

Madariaga R. Earthquake Scaling laws // Extreme environmental events: complexity in forecasting and early warning. (R.A. Meyers, Ed.). V. 1. Springer. 2011. P. 364–383.

Oth A., Bindi D., Parolai S., Giacomo D. Spectral Analysis of K-NET and KiK-net Data in Japan, PartII: On Attenuation Characteristics, Source Spectra, and Site Response of Borehole and Surface Stations // Bull. Seismol. Soc. of America. 2011. Vol. 101. No. 2. P. 667–687. Doi:10.1785/0120100135.

УДК 551.466+550.344

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭКЗОГЕННОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ТЕХНОЛОГИЕЙ

Н.П. Булатова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва
(n.p.bulatova@mail.ru)

Для исследования влияния экзогенных источников как триггерное инициирование сильных землетрясений и др. процессов внутри Земли, автором были изуче-

ны особенности их движения; в междисциплинарной области промоделированы подходы к объединению их с базами данных по землетрясениям; и были использованы результаты, опубликованные с 1998 по 2014 гг. Методы наблюдения Земли с точки зрения движущихся источников были преобразованы в пространственно-временную технологию. Такой подход дает возможности для выявления глобальных закономерностей, вместе с глубоким пониманием изменения систем и процессов в твердой Земле. Помогает понять опасные природные явления и минимизировать связанные риски.

Введение

Рассмотрение сложной системы планеты Земля с ее подсистемами, взаимодействующими под циклами и широкой сетью причинно-следственных связей, до сих пор фокусировалось на узкоспециальных исследованиях, каждое со своей логикой, своим языком, своей данью авторитетам и историческим заблуждениям, своими точностями и ошибками измерений. При таком положении дел трудно выявлять причины возникновения даже крупных масштабных событий, а таких эфемерных явлений как действие триггера тем более не просто. Кроме того, известно, что возникновение землетрясения – процесс многофакторный [Bulatova, 2014], поэтому, тем более, в конкретном случае тяжело установить, какой именно фактор «сработал» как триггер. Исследования природы триггеров сейсмических процессов могут получить развитие только в результате совместного исследования действия основных видов факторов.

Описание используемых методов

1. Трехмерная модель Земли. Автору удалось объединить представления разных наук о Земле как распределение данных (свойств геофизической среды) в сетке ячеек (в град.), включающей движения источников полей (в град.). В качестве внутренних источников автор рассматривает неоднородности в оболочках Земли: в земной коре и других оболочках и самую большую неоднородность по плотности – земное ядро [Булатова, 2000, 2011]. Эндогенными источниками будем считать области повышенных значений физических и физико-химических параметров внутренних оболочек: земной коры и ядра, напряженное состояние земной коры, области избыточных для сохранения равновесия внутренних параметров. С этой точки зрения роль триггера произошедшего землетрясения можно определить как импульс полученный системой, находящейся в состоянии неустойчивого равновесия и нарушивший термодинамическое равновесие в области гипоцентра.

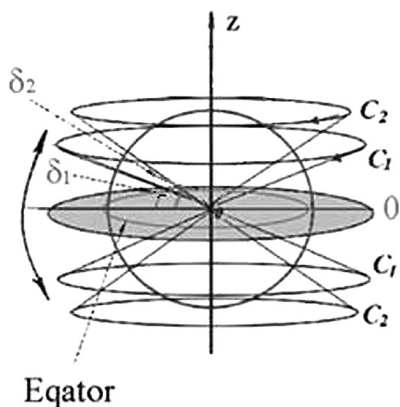


Рис. 1. Трехмерное представление отклонения Луны: $\pm\delta_1 = 18^\circ$ и $\pm\delta_2 = 28^\circ$ от экваториальной плоскости за 18,6 лет. Схематический рисунок согласно динамической модели Н. Булатовой

Автором был предложен инструмент [Булатова, 1998, 2000], использование которого позволяет решить проблему объединения современных астрономических и геологических данных в одну систему (рис. 1). В дальнейшем этот алгоритм был разработан автором в 3D пространственно-временную технологию [Булатова, 2011; Bulatova, 2012].

2. Трехмерная пространственно-временная технология заключается в рассмотрении событий (здесь сейсмических) с точки зрения существования и взаимодействия внешних (экзо-) и внутренних (эндо-) источников. Основные положения в этом подходе были изложены в 2000 г. в работе «Метод движущегося источника» [Булатова, 2000] и reprintings [Булатова, 2011; Булатова, 2011]. Как было показано в [Bulatova, 2014], подготовка землетрясения процесс многофакторный. С этой точки зрения роль триггера произошедшего землетрясения можно определить как импульс, полученный системой, находящейся в состоянии неустойчивого равновесия и нарушивший термодинамическое равновесие в области гипоцентра. При этом, действие какого именно фактора сыграло решающую роль определить трудно. Например, небесное тело (гравитационный источник) в области возможного землетрясения могут активировать движение геофизической среды.

3. В работе использованы пространственно-временная технология, включающая в себя: трехмерную модель Земли и «Метод движущегося источника» [Булатова, 2000]. Согласно представлениям этой технологии можно детально представить движение небесных тел относительно Земли, определить кривую циклического движения Земли, сравнить циклический тренд ряда временного распределения количеств сильных землетрясений N с трендом циклического изменения $\delta(T)$ склонения Луны по методу [Lyubushin, Klyashtorin, 2012].

Описание данных

В работе использовали сейсмические и астрономические данные, временные ряды которых распределили в группы с интервалом в один год.

Сейсмические данные. Были использованы сейсмические события с магнитудой от 7,0 до 10,0 ($M \geq 7$) с 1973 до 2007 гг. Мы использовали данные из the U.S. Geological Survey's Earthquake Data Base каталога о распределении эпицентров землетрясений в мире [Global...]. В этом исследовании – база сейсмических данных (более 500 событий).

Астрометрические данные. Лунные астрометрические данные с 1973 по 2010 гг. Для исследований были использованы более 16500 наблюдений с 1973 по 2002 гг., включающие полный 18,6 летний цикл лунного движения с 1982–2001 гг. [Астрономические..., 1982–2013].

Автор анализировал временной ряд изменений астрометрического параметра $\delta(T)$: склонения Луны с 1982–2006 гг. В работе исследовалось шаг за шагом динамика относительного движения в системе Солнце–Земля–Луна, как изменение углового расстояния тел относительно экваториальной плоскости Земли $\delta(T)$. 12-часовые (0,5 суток) астрономические данные, собранные автором во временной ряд за 20 лет (период 1982–2002 гг.), были визуализированы как график изменения склонения δ от времени T (рис. 2). На рисунке представлены временные зависимости изменения в склонениях δ Солнца и δ Луны с 1982 по 2006 гг. (включающий 18,6 летний цикл движения Луны относительно Земли), где горизонтальными линиями отмечены соответствующие величины δ_k – особые точки обоих графиков:

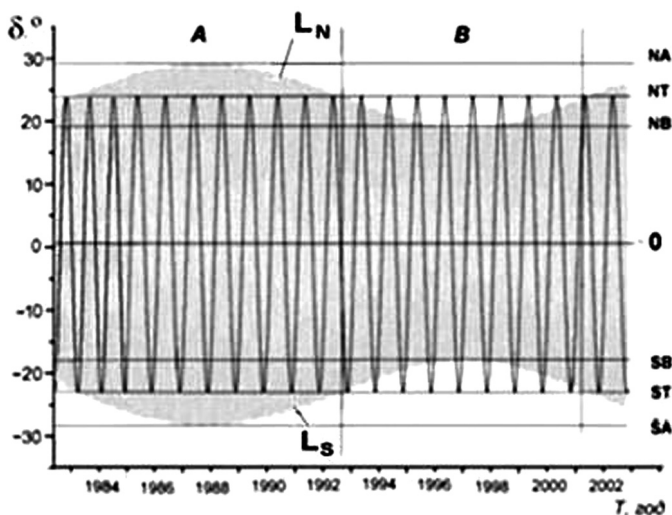


Рис. 2. Изменение видимого склонения от времени для Солнца $\delta_{c1} = f_1(T)$ – квазисинусоидальная кривая (черного цвета) и для Луны – график $\delta_{c2} = \delta_2(T)$ – периодические колебания (серое поле) за период 1982–2002 гг., модулированы частотой цикла Луны 18,6 лет (кривые L_N и L_S)

$\delta_{NA} = 28,5^\circ$; $\delta_{NT} = 23,5^\circ$; $\delta_{NB} = 18,5^\circ$; $\delta_0 = 0,0^\circ$; $\delta_{SB} = -18,5^\circ$; $\delta_{ST} = -23,5^\circ$; $\delta_{SA} = -28,5^\circ$, где L_N и L_S тренды циклического изменения $\delta(T)$ Луны [Булатова, 2004; Булатова, 2005].

Солнечная активность: среднегодовое 11-(Wolf) и 22-годовые (Haile) *cycles sunspot number* распределение с 1900 по 2010 гг.

Описание полученных результатов

Многие авторы сообщают о возможном влиянии астрономического эффекта, но вероятно землетрясения – это результат действия многих факторов [11-12], большинство из которых геологические, поэтому они могут обсуждать это только в общих чертах. Об отношении 19-летнего лунного прилива и 22 летнего Хейловского цикла солнечной активности к сильным землетрясениям и долгосрочном прогнозе землетрясений сообщают ученые ИВИС ДВО РАН [Shirokov, Serafimova, 2006, 2012].

Глобальный подход к исследованиям временных рядов сейсмической активности. Было сделано предположение, что сейсмические процессы – многофакторный процесс и в этой работе была предпринята попытка вы-

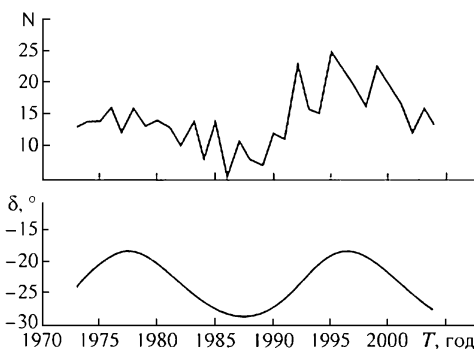


Рис. 3. Сравнение временного ряда ($T = 1973$ – 2004 гг.) количеств сильных землетрясений $N_M \geq 7,0$ (вверху) с ходом циклического тренда $\delta(T)$ за тот же период в южном полушарии (внизу) [Bulatova, 2014]

явить возможный вклад каждого из них. К счастью, во временном ряду сильных землетрясений $N(T)$ за 1900–2004 гг. был обнаружен участок (1973–2004 гг.), где количество землетрясений закономерно изменялось и имело тренд в виде кривой, схожей с синусоидой. На основании этого наблюдения можно было предположить, что в этот период влияние оказывало небольшое количество факторов, либо они влияли синхронно в одном направлении и могли проявляться как триггер. Вид кривой рис. 3 напоминал циклический тренд изменения склонения Луны. В других частях ряда, действие факторов осуществлялось не в унисон, либо их количество велико и подобных закономерностей не наблюдалось.

Очевидно, что возможность землетрясения зависит от нескольких факторов, наибольшее значение из которых геологический, но астрономический эффект также может влиять. Мы не можем выразить вероятность распределения глобальной сейсмичности в форме математических выражений, но мы можем постараться проверить гипотезу, о влиянии как геологического фактора, так и влияния небесных тел. Используются базы данных: 1) сейсмических; 2) астрометрических; 3) данные по солнечной активности.

Обсуждение

Впервые статистическими методами осуществлено разделение временного ряда землетрясений $M \geq 7$ на группы, каждой из которых вероятно можно приписать действию одного из факторов: космического или геологического. Предварительные результаты по обсуждаемой проблеме автор получил и опубликовал в 2004 году [Булатова, 2004]. Если предположить, что в пределах исследуемого времени изменение геологической среды линейно, то остальные изменения можно отнести на счет космических факторов. С помощью циклических трендов были получены представленные выше результаты. Сравнение распределения остатка количеств землетрясений, полученных после вычитания из исходного временного ряда землетрясений ($M \geq 7,0$), количеств, связанных с трендами земного и лунного вкладов, сравнили с годовыми распределениями чисел Вульфа.

Заключение

После каждого катастрофического события ученые анализируют причины их вызвавшие. Когда несколько групп факторов играют роль в подготовке и инициировании землетрясений, роль каждого из них завуалирована. В этой связи необходимо искать решение в правильно выбранных приоритетах в междисциплинарной области.

В этой работе по исследованию временных рядов сильных землетрясений автор выбрал как приоритеты: геологическое состояние среды, приливное действие гравитационного поля Луны (циклическое 18,6 года) и изменение солнечной активности (11 и 22 летние циклы). Путем последовательного выделения и вычитания прямолинейного и циклического трендов временного ряда (из 524 землетрясений) в интервале 1973–2010 гг., линейных и циклических, ряд может быть представлен как три временных ряда землетрясений, имеющие разные порождающие их источники: внутренние – геологические внутри Земли (линейный тренд) и внешние – космические (циклический). Оставшаяся группа землетрясений сравнивалась с

рядом солнечной активности. Наиболее ясно выделено циклическое воздействие Луны, подбор циклического тренда осуществлен по методу [Lyubushin, Klyashtorin, 2012].

Для энергетического класса землетрясений $M \geq 7$ получена антикорреляция сейсмической и солнечной активности. Максимумы временного ряда землетрясений (в годах) тяготеют к фазам минимумов солнечной активности, аналогичная картина наблюдается и для землетрясений энергетических классов $M 5,0 \div 5,9$ и $M 6,0 \div 6,9$.

Литература

Астрономические таблицы ежегодных наблюдений. 1981–2003, С.-Петербург: ИПА РАН, Т. 1982. 2013.

Булатова Н.П. (1998) К вопросу о томографии Земли // Вестник ОГГГГН РАН, 1998, М.: ОИФЗ, № 3(5), С. 94–105. ISBN-5-201-11905-02.

Булатова Н.П. (2000) Метод движущегося источника и его применение к исследованию Земли // Вестник ОГГГГН РАН. М.: ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта, № 2(12); 2000. 110–125. ISBN-5-201-11905-0

Булатова Н.П. (2004) Пространственно-временное исследование сейсмичности Земли / Диссертация к.ф.-м.н., 2004.

Булатова Н.П. (2005) Широтное распределение сейсмичности Земли в зависимости от положения Солнца и Луны // Вулканология и сейсмология. 2005, № 2, С. 57–78.

Булатова Н.П. (2011) Пространственно-временные исследования Земли. Технология / Система планета Земля. М.: ЛЕНАНД, 2011. – 514 с. (ISBN-978-5-9710-0408-0). С. 51–54.

Булатова Н.П. (2011) Пространственно-временные исследования Земли. «Метод движущегося источника» / Система планета Земля. М.: ЛЕНАНД, 2011. – 514 с. (ISBN-978-5-9710-0408-0). С. 27–50.

Bulatova N.P. (2012) Three-dimensional spatio-temporal modeling of geophysical events and the movement of celestial bodies // Complex Systems. v. 20, N 3, P. 215–227.

Bulatova N.P. (2014) The global multi factor model of seismic activity: priorities// Emergency, Complexity, Computations. Book series. Springer Publisher, 2014. Vol. 8, p. 237–244.

Lyubushin, A.A., Klyashtorin, L.B.: Short Term Global Dt Prediction Using (60-70) -Years Periodicity. Energy & Environment. vol. 23 No. 1. Multi-science publishing co. ltd. 5 Wates Way, Brentwood, Essex CM 15 9TB, United Kingdom. (2012)

Shirokov, V.A., Serafimova, Yu.K. (2006): On the relationship of 19-year lunar tides and 22-year solar cycles to strong earthquakes and a long-term seismic forecast for regions of the northwest part of the pacific belt. Herald of the kraesc. Earth sciences. vol. 8, № 2 pp. 120–133 (2006) <http://www.kscnet.ru/kraesc/index.html>.

Serafimova, Yu.K., Shirokov, V.A. (2012) The Forecast Of Strong Volcanic Eruptions, Volcanic Eruptions And Tsunami Wave On The Basis Study Both The Of 18,6-Year's Lunar Tide And Of 22-Year's Magnetic Solar Cycle. Seismological and geophysical research on Kamchatka. pp. 305–328. Petropavlovsk-Kamchatsky: New book. (2012).

Global Hypocenters Data Base, National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey, Denver, 1973 to present.

ХАРАКТЕРНЫЕ ВАРИАЦИИ ПРИЛИВНОЙ КОМПОНЕНТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ: ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРЕДВЕСТНИКА

В.А. Салтыков

Геофизическая служба РАН, Камчатский филиал,
Петропавловск-Камчатский

В работах [Салтыков и др., 2007, 2008] рассматривался предвестник сильного локального землетрясения, основанный на эффекте модуляции высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) земными приливами. На основе материалов регистрации ВСШ на Камчатке в 1996–2013 гг. оценена надежность и достоверность этого предвестника. Проведена оценка эффективности предвестника двумя способами. Показано, что результаты применения прогностической методики статистически значимо отличаются от случайного угадывания. Представленные оценки получены из каталога, содержащего 68 землетрясений 1996–2013 гг. прогнозируемого диапазона магнитуд $M \geq 5,0$, эпицентральных расстояний $R \leq 10^{\frac{M+3,64}{4,06}}$.

Введение

Сейсмическая эмиссия занимает младшие энергетические уровни разномасштабного сейсмического процесса и может использоваться для изучения его общих закономерностей. Под высокочастотным сейсмическим шумом (ВСШ) понимается сейсмическое излучение с амплитудой 10^{-9} – 10^{-12} м в частотном диапазоне первых десятков Гц. Эти микросейсмические записи представляют собой сложную суперпозицию сигналов экзогенного и эндогенного происхождений (сейсмической эмиссии).

Возможность использования сейсмических шумов для мониторинга напряженно-деформированного состояния среды и прогноза землетрясений основывается на присутствии в их составе информативных эндогенных компонент. В наших ранних публикациях изложены различные аспекты этого научного направления, включая обзор исследований на Камчатке, описание станций ВСШ, используемой аппаратуры, методики обработки данных [Салтыков и др., 1997, 2007, 2008, 2009]. Там же представлены материалы, касающиеся непосредственно использования ВСШ в целях прогноза сильных землетрясений. В предлагаемой работе рассмотрена оценка эффективности прогностической методики.

Способ прогноза землетрясений

Базовым элементом методики является способ прогноза землетрясений [Патент 2105332..., 1998], разработанный ранее на основе экспериментально выявленного в

1992–1995 гг. эффекта стабилизации $\Delta\varphi$ – фазового сдвига между выбранной волной приливного гравитационного потенциала и выделенной из рядов **огигающей** ВСШ гармоникой с соответствующим приливным периодом. Этот параметр рассчитывается через временное рассогласование между определенной волной приливного гравитационного потенциала и ВСШ-компонентой с тем же периодом. Синхронизация ВСШ с внешним приливным воздействием, проявляющаяся в виде стабилизации фазового сдвига, рассматривается как прогностический признак и является новым, ранее не обнаруженным предвестником землетрясений (рис. 1).

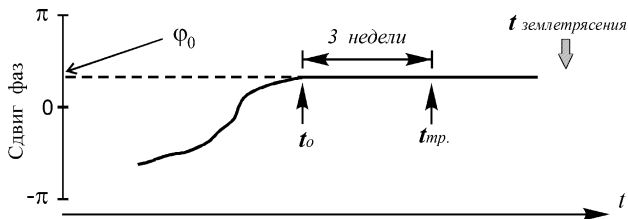


Рис. 1. Схематическое изображение рассматриваемого предвестника землетрясения. Начало стабилизации фазового сдвига φ_0 определяет начало проявления предвестника t_0 . Тревога подается в случае продолжительности стабилизации $(t_{тр} - t_0) \geq 3$ недели.

Для вычисления теоретических значений амплитуды и фазы приливных волн в произвольный момент времени используется пакет программ анализа земных приливов ETERNA [Wenzel, 1994]. В качестве опорного (пилот-) сигнала выбрана волна O_1 , так как на Камчатке компонента огигающей ВСШ с периодом именно этой волны имеет наибольшую помехозащищенность (в условиях существования экзогенных помех с периодом $T = 24.00$ час.) и относительно большую амплитуду [Салтыков и др., 1997]. В скользящем временном окне шириной 28 суток, с шагом 1 сутки методом наименьших квадратов из огигающей ВСШ выделяются гармоническая компонента с периодом $T = 25.82$ часа и определяются ее параметры: амплитуда и начальная фаза, из которой может быть получена величина фазового сдвига $\Delta\varphi$.

Ниже приводится характеристика разработанной методики прогнозирования в терминах общей прогностики [Прогностика..., 1978]. Методика является поисковой и направлена на определение возможного положения явления (сильного регионального землетрясения) в будущем. Разрабатываемый прогноз рассматривается как вероятностный. Объектом прогнозирования являются региональные землетрясения в указанном диапазоне эпицентральных расстояний от станции регистрации ВСШ. При прогнозировании применяется метод экстраполяции: распространение выявленных закономерностей развития объекта прогнозирования на будущее в предположении, что выявленная закономерность, выступающая в качестве базы прогнозирования, сохраняется и в дальнейшем.

Предвестник: стабилизация фазового сдвига между выбранной волной приливного гравитационного потенциала и выделенной из рядов огигающей ВСШ гармоникой с соответствующим приливным периодом продолжительностью 3 недели;

Момент подачи тревоги (прогнозного заключения): достижение стабилизацией продолжительности $(t_{тр} - t_0) = 3$ недели;

Параметры ожидаемого землетрясения: прогнозируются землетрясения с магнитудой $M \geq M_0 = 5,0$ на глубине до 300 км. Предельное эпицентральное рас-

стояние до пункта регистрации R связано с ожидаемой магнитудой M и определяется соотношением

$$\lg R = \frac{M + 3,64}{4,06};$$

Период упреждения прогноза (промежуток времени, на который разрабатывается прогноз): прогноз дается первоначально на 2 недели, с возможной пролонгацией.

Снятие тревоги при отсутствии ожидаемого землетрясения (ложная тревога): тревога снимается через 2 недели после окончания стабилизации фазы;

Успешный (оправдавшийся) прогноз: землетрясение с магнитудой $M \geq M_0 = 5,0$, произошедшее на глубине до 300 км и на эпицентральной расстоянии R :

$$\lg R \leq \frac{M + 3,64}{4,06}$$

во временном интервале, объявленном тревогой;

Снятие тревоги после оправдавшегося прогноза: произошедшее землетрясение с магнитудой M_1 , удовлетворяющее условиям п. 3, снимает прогноз землетрясения с магнитудой в диапазоне $[M_0; M_1]$ досрочно. Время тревоги составляет

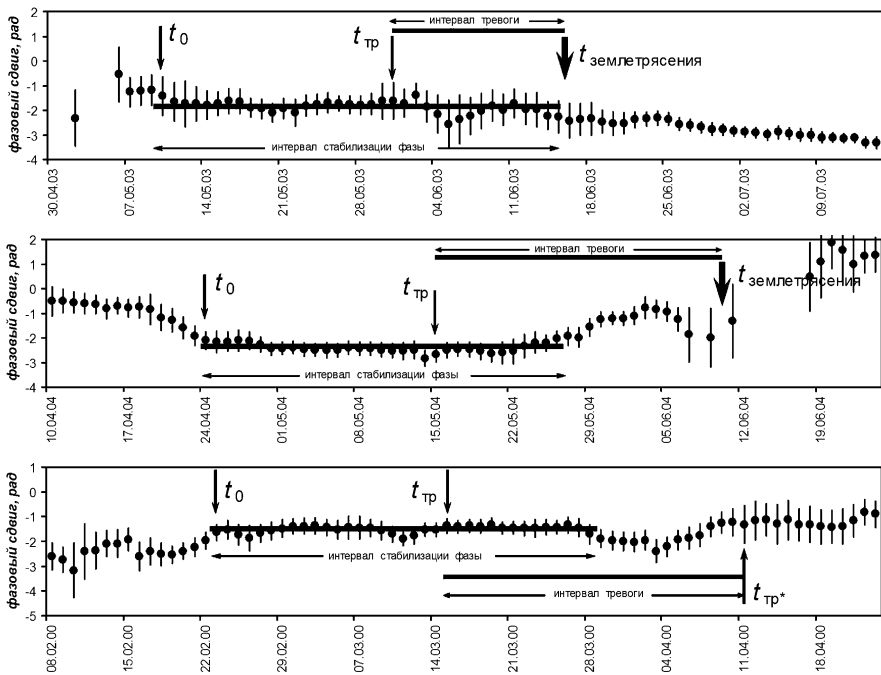


Рис. 2. Примеры временного хода параметра $\Delta\varphi$ на станции «Начики» и взаиморасположения предвестника (участка стабилизации фазы) и связываемого с ним землетрясения. Землетрясения произошли: на участке стабилизации фазы (вверху); после завершения участка стабилизации фазы (в центре); землетрясение не произошло в течение 2 недель после завершения участка стабилизации фазы (внизу). Стрелками отмечены t_0 – время начала участка стабилизации фазы, $t_{тр}$ – время тревоги ($t_{тр} - t_0 = 3$ недели), $t_{землетрясения}$ – момент землетрясения, соответствующего прогнозу, $t_{тр}^*$ – время снятия тревоги

($t_{\text{землетрясения}} - t_{\text{тр}}$). Прогноз относительно $M \geq (M_1 + 0,1)$ остается в силе с соблюдением условий п. 3 (диапазон глубин и соотношение «эпицентральное расстояние – магнитуда») и п. 5 (снятие тревоги).

Вероятность прогноза: прогноз носит вероятностный характер, определяемый номограммой.

На рис. 2 представлены типичные примеры взаиморасположения участка стабилизации фазы и связываемого с ним землетрясения.

Оценка эффективности предвестника

Для анализа эффективности рассматриваемого предвестника использован каталог землетрясений Камчатского филиала Геофизической службы РАН за 1996–2013 гг., имеющих глубину до 300 км, с учетом определенной выше зависимости: $M \geq 5,0$, $M \geq -3,64 + 4,06 \cdot \lg R$. Полученная выборка состоит из 68 землетрясений (из них 46 – имеют предвестник) (рис. 3), что позволяет при анализе использовать статистический подход.

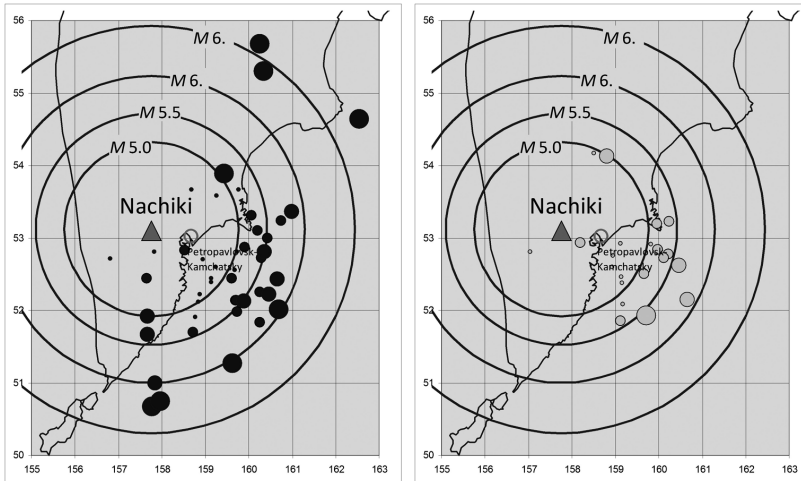


Рис. 3. Эпицентры землетрясений 1996–2013 гг., связываемых с предвестником (слева) и землетрясений, перед которыми предвестник по рассматриваемой методике выделен не был (справа). Окружности отмечают нижний порог магнитуды M в зависимости от эпицентрального расстояния R

Надежность предвестника R определяется как отношение числа землетрясений $N(E_A)$, для которых было выделен предвестник, к числу всех землетрясений $N(E)$:

$$R = \frac{N(E_A)}{N(E)}$$

Меняя порог используемых магнитуд M и посчитав для него соответствующие $N(E_A)$ и $N(E)$, была получена зависимость надежности R от магнитуды M . Согласно рис. 4 надежность предвестника существенно выше для землетрясений больших магнитуд, чем меньших. Для землетрясений с магнитудой $M \geq 6,0$ надежность R составила 0,8.

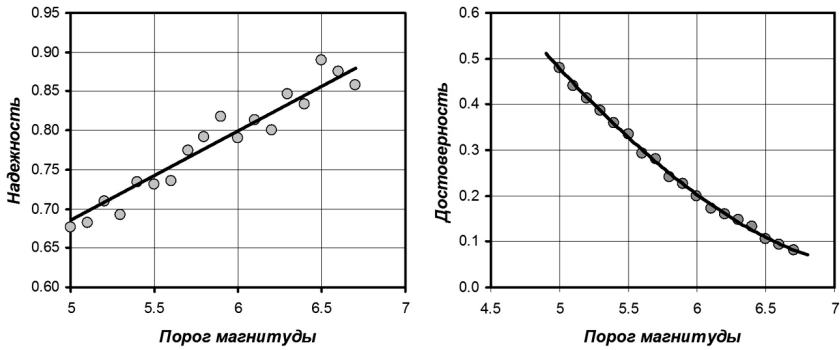


Рис. 4. Зависимость надежности предвестника R (слева) и его достоверности V (справа) от нижнего порога рассматриваемых магнитуд землетрясения M

Определена достоверность предвестника V как отношение числа предвестниковых аномалий $N(A_E)$ (то есть, в нашем случае, продолжительных стабилизаций фазы, сопровождавшихся землетрясением) к общему числу выделенных аномалий $N(A)$:

$$V = \frac{N(A_E)}{N(A)}.$$

Согласно рис. 4 каждая вторая аномалия может рассматриваться как реализовавшийся предвестник землетрясения с $M \geq 5,0$, и лишь каждая пятая – землетрясения с $M \geq 6,0$. Для оценки эффективности рассматриваемого предвестника были использованы два подхода А.А. Гусева [Гусев, 1974] и Г.М. Молчана [Molchan, 1990].

Эффективность по методике А.А. Гусева

Эффективность методики J_G определяется для конкретной пространственной области и определенного энергетического диапазона землетрясений по формуле

$$J_G = \frac{N_+}{N \cdot \frac{T_{\text{тревоги}}}{T}},$$

где T – общее время мониторинга сейсмической обстановки по рассматриваемой методике; N_+ – количество землетрясений, соответствующих успешному прогнозу за время T ; N – общее количество землетрясений (имеющих пространственно-энергетические параметры, аналогичные прогнозируемым), произошедших за время T ; $T_{\text{тревоги}}$ – общее время тревоги (суммарная длительность всех промежутков времени, в которых действовал прогноз по оцениваемому методу в течение общего времени мониторинга). Знаменатель дроби отражает среднее число возникновения землетрясений за время $T_{\text{тревоги}}$ в случае отсутствия связи прогнозов с землетрясениями. Соответственно, эффективность J_G показывает, во сколько раз количество спрогнозированных землетрясений превышает число попавших в «тревожное» время случайным образом. При случайном угадывании эффективность J_G равна 1.

Для рассматриваемых данных эффективность J_G не меняется в значительной степени (табл. 1) при изменении магнитудного порога прогнозируемых землетрясений.

Таблица 1

Оценка эффективности предвестника по Гусеву

	$M \geq 5,0$	$M \geq 5,5$	$M \geq 6,0$	$M \geq 6,5$
N	68	41	19	9
N_+	36	25	15	8
T , сут.	5940	5940	5940	5940
$T_{\text{тревоги}}$, сут.	1297	1506	1706	1814
J_G	2,4	2,4	2,8	2,9

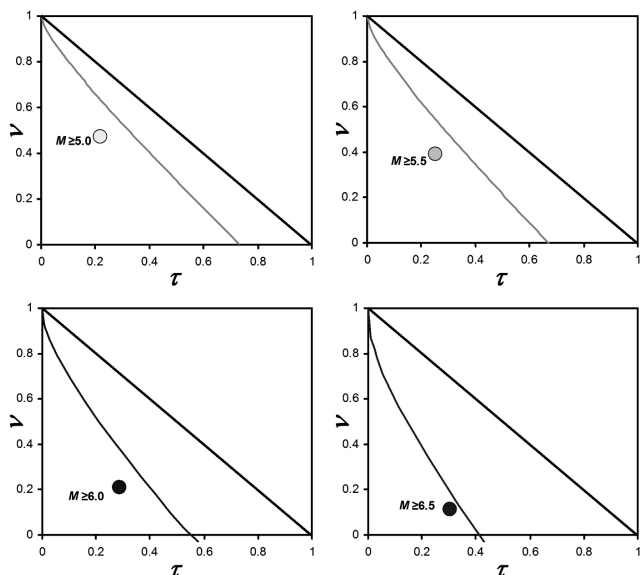
Примечание. Время тревоги рассчитывалось для каждой аномалии (стабилизации фазы) как временной интервал между сигналом тревоги (по достижению длительности стабилизации 3 недели) и моментом землетрясения (для реализовавшегося предвестника) или моментом t (через 2 недели после окончания стабилизации).

Эффективность по методике Г.М. Молчана

Представлены диаграммы Молчана для четырех величин пороговой магнитуды $M \geq 5,0; 5,5; 6,0; 6,5$ (рис. 5). На диаграмме Молчана абсцисса точки определяется как мера тревоги τ :

$$\tau = \frac{T_{\text{тревоги}}}{T},$$

Рис. 5. Диаграммы Молчана с отмеченными нижними границами доверительного интервала случайного прогноза с уровнем значимости $\alpha = 0,01$ для различных пороговых значений магнитуды ожидаемого землетрясения



а ордината – как доля пропусков цели v :

$$v = 1 - \frac{N_+}{N}$$

Диагональ диаграммы Молчана $\tau + v = 1$, соединяющая точки (0; 1) (точка «оптимиста») и (1; 0) (точка «пессимиста») соответствует случайному прогнозу. Для этой диагонали можно построить доверительный интервал с заданной значимостью α . В нашем случае представляет интерес только нижняя ветвь этого доверительно-го интервала. Как следует из рис. 5, для всех четырех случаев экспериментальные точки (τ, v) лежат ниже этой ветви, что интерпретируется как высокая степень надежности выявленной связи аномалий (стабилизации фазы) с происходящими землетрясениями.

Эффективность предвестника J_M определяется как

$$J_M = 1 - v - \tau.$$

Для случайного прогноза $J_M = 0$, а для идеального (без пропуска цели и с нулевым временем тревоги) – $J_M = 1$. Для рассматриваемых вариантов значения эффективности приведены в табл. 2. Отмечается, что для высокого порога магнитуд ($M \geq 6,5$) эффективность существенно (почти в 2 раза) выше, чем для низкого ($M \geq 5,0$), что в основном определяется изменением надежности предвестника (рис. 4).

Таблица 2

Оценка эффективности предвестника по Молчану

	$M \geq 5,0$	$M \geq 5,5$	$M \geq 6,0$	$M \geq 6,5$
τ	0,22	0,25	0,29	0,31
v	0,47	0,39	0,21	0,11
J_M	0,31	0,36	0,50	0,58

Оценка вероятности реализации предвестника

Для оценки вероятности реализации прогноза предлагается следующий алгоритм:

1. Исходя из пуассоновского характера распределения землетрясений оценивается вероятность хотя бы одного землетрясения в течение заданного времени t :

$$p(n > 0) = 1 - e^{-\lambda t},$$

где λ – интенсивность пуассоновского потока. Предварительно делается проверка на соответствие распределения землетрясений (используется каталог, очищенный от афтершоков) распределению Пуассона. Для рассматриваемых выше данных была сделана проверка экспоненциальности распределения временных интервалов между землетрясениями по критерию Колмогорова-Смирнова. Гипотеза об экспоненциальности не отклоняется на уровне значимости $\alpha = 0,25$ для каталогов с магнитудным порогом $M \geq 6,5; 6,0; 5,5$ и на уровне значимости $\alpha = 0,05$ – с $M \geq 5,0$.

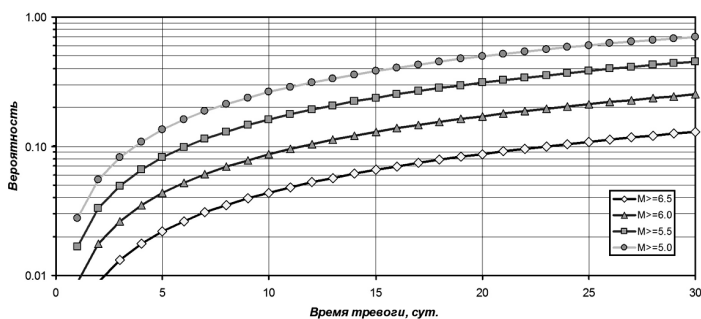


Рис. 6. Номограмма вероятности реализации прогноза в зависимости от длительности тревоги

2. Исходя из смысла параметра эффективности по методике Гусева (см. выше), ожидаемая вероятность появления хотя бы одного землетрясения за время t после идентификации предвестника будет равна

$$p_{eq}(n > 0) = (1 - e^{-J_G \lambda t}).$$

Номограмма вероятностей реализации прогноза землетрясением для предвестника «стабилизация фазового сдвига между приливной волной O_1 и соответствующей периодической компонентой огибающей ВСШ продолжительностью не менее 3 недель» для различного времени тревоги и различного магнитудного уровня представлена на рис. 6.

Заключение

В рамках разработки технологии среднесрочного прогноза землетрясений на основании ретроспективного анализа результатов регистрации высокочастотного сейсмического шума в 1996–2013 гг. проведена модификация прогностической методики, основанной на мониторинге синхронизации приливной волны O_1 приливного потенциала с соответствующей периодической компонентой огибающей ВСШ. В частности, сделана оценка вероятности реализации прогноза в зависимости от времени тревоги и порога рассматриваемых магнитуд.

На основе данных ВСШ 1996–2013 гг. оценена надежность и достоверность предвестника. Показано, что надежность предвестника растет с увеличением магнитуды прогнозируемого землетрясения. При прогнозировании землетрясений с магнитудой $M \geq 6,0$ надежность составляет 0,8 (то есть 80% землетрясений имели предвестник), а достоверность – 0,2 (то есть реализованы 20% выявленных предвестников).

Проведена оценка эффективности предвестника двумя способами. Показано, что результаты применения прогностической методики статистически значимо отличаются от случайного угадывания и дают по сравнению с ним выигрыш в 2,8 раза (для $M \geq 6,0$). Представленные оценки получены из каталога, содержащего 68 землетрясений 1996–2013 гг. прогнозируемого диапазона магнитуд $M \geq 5,0$, эпицентральных расстояний $R \leq 10^{\frac{M+3,64}{4,06}}$.

Исследование поддержано РФФИ (грант 14-05-00521).

Литература

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 109–119.

Пат. 2105332 Российская Федерация. Способ контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений / Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. № 94042027/25. Заявл. 23.11.94. Огубл. 20.02.98. Бюл. № 5.

Прогностика. Терминология, вып. 92. М., «Наука», 1978. 32 с.

Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 3. С. 39–47.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. 20 лет исследованию сейсмических шумов на Камчатке: от экспериментальных наблюдений к прогнозу землетрясений и моделированию // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 1. Вып. 9. С. 37–50.

Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 110–124.

Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А. Специализированная станция регистрации сейсмических шумов «Начики» в системе геофизического мониторинга Камчатки // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 2. С. 24–41.

Molchan G.M. Strategies in strong earthquake prediction // PEPI. 1990. V. 61. P. 84–98.

Wenzel H.G. Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // BIM. 1994. V. 118. P. 8719–8721.

УДК 556.33:550.348

ТРИГГЕРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ (ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ)

Г.Н. Копылова, С.В. Болдина

Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский

Рассматривается влияние землетрясений на изменение наблюдаемых в скважинах параметров режима подземных вод с возможностью оценки масштабов и значимости таких изменений при решении широкого круга задач гидрогеологии, геоэкологии и сейсмического прогнозирования. Основу работы составляют материалы специализированных наблюдений на скважинах территории Петропавловского геодинамического полигона, Камчатка, проводимых Камчатским филиалом Геофизической службы РАН для поиска гидрогеологических предвестников землетрясений.

Введение

Будем понимать под триггерным воздействием на подземные воды изменения их гидродинамических (уровни, дебиты, давление) и физико-химических (температура, химический состав воды) параметров, которые вызываются природными или техногенными факторами (триггерами). Такие изменения являются нехарактерными для общих закономерностей формирования режима подземных вод и проявляются в течение некоторого времени после воздействия триггера. Отсюда вытекает важное методическое следствие о необходимости изучения общих закономерностей режима наблюдательных скважин, источников и других объектов гидрогеологического мониторинга, так как оценка значимости эффекта от воздействия триггера может производиться только по отношению к фоновым изменениям их режима.

Если рассматривать сильное землетрясение как фактор, воздействующий на подземные воды, то можно выделить три его составляющие: 1 – процессы подготовки землетрясения; 2 – образование разрыва в очаге и изменение статического напряженного состояния водовмещающих пород; 3 – динамическая деформация водовмещающих пород и сотрясения ствола скважины при прохождении сейсмических волн. Следует отметить, что процессы подготовки землетрясений слабо изучены экспериментальными геодезическими, геофизическими и гидрогеологическими методами в плейстосейстовых зонах сильных землетрясений и теоретические представления о них основываются на ограниченном и не всегда однозначном материале эпизодических наблюдений различных видов предвестников. Значительно лучше изучены процессы перераспределения статического поля напряжений при образовании разрывов в очагах землетрясений и распространения сейсмических волн.

Воздействие землетрясений проявляется в гидрогеосейсмических вариациях параметров режима скважин и источников, которые являются основным объектом научного интереса при проведении специализированных наблюдений в сейсмоактивных регионах. В соответствии с указанными выше факторами сейсмического воздействия среди всей совокупности гидрогеосейсмических вариаций можно выделить: 1 – гидрогеологические предвестники, которые проявляются перед сильными землетрясениями преимущественно в плейстосейстовых зонах при возникновении асейсмических движений в области очага либо вследствие развития приповерхностной зоны трещинной дилатансии в водовмещающих породах; 2 – косейсмические скачки повышения или понижения уровня воды, амплитуды и направление которых находятся в соответствии с механизмом очага землетрясения и пространственным перераспределением статического поля напряжений в геологической среде (как правило, косейсмические скачки проявляются в скважинах, вскрывающих водоносные горизонты или трещинные зоны с напорными подземными водами); 3 – разнообразные ко- и постсейсмические эффекты вследствие динамического воздействия сейсмических волн на состояние системы скважина – водовмещающая порода и проявляющиеся в форме колебаний, повышений и понижений уровня воды различной продолжительности, в изменениях дебитов, температуры и химического состава подземной воды [Копылова, 2006б].

Сеть скважин и методика наблюдений

Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) проводит наблюдения за режимом подземных вод на скважинах и источниках на территории Петро-

павловского геодинимического полигона с 1977 г. Цель работ – поиск гидрогеологических предвестников землетрясений и разработка методов их прогноза. Такие работы выполняются лабораториями гидросейсмологии и геофизических исследований. В лаборатории гидросейсмологии наблюдения проводятся на самоизливающихся скважинах и источниках на четырех станциях Пиначево, Морозная, Хлебозавод и Верхняя Паратунка (всего 7 скважин и четыре источника), расположенных в областях разгрузки термоминеральных подземных вод различных гидрогеохимических типов. Станции посещаются сотрудниками один раз в 3–6 дней. При этом производится отбор проб воды и растворенного газа, замеры дебита и температуры воды. Затем пробы анализируются в химической лаборатории и формируются временные ряды концентраций минеральных и газовых компонентов состава воды. В результате проведения таких многолетних наблюдений были обнаружены и описаны проявления гидрогеологических предвестников в изменениях химического состава воды и газа в связи с рядом землетрясений с магнитудами M порядка 7 и более, произошедших на расстояниях не более 200 км от наблюдательных пунктов, а также постсейсмические изменения дебитов, температуры и химического состава вод и газа [Копылова и др., 1994; Хаткевич, Рябинин, 2004].

Лаборатория геофизических исследований проводит регистрацию уровня, температуры и электропроводности воды в двух скважинах Е-1 (глубина 665 м, в

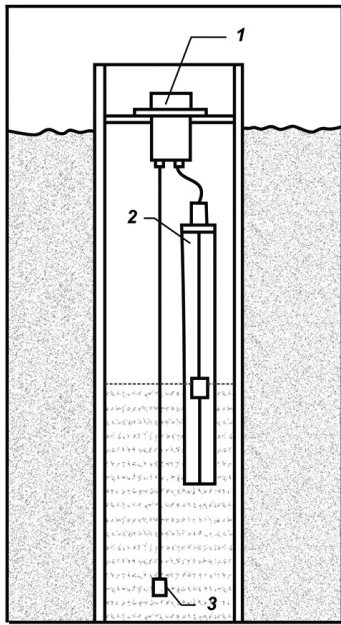


Рис. 1. Схема установки измерительного комплекса Кедр-ДМ-У и его компонентов в скважине.

1 – БСИ 300 – блок сбора информации, включающий датчики атмосферного давления и температуры воздуха; 2 – ультразвуковой датчик уровня воды; 3 – глубинный зонд, оборудованный датчиками температуры и электропроводности воды

интервале 625–647 м выполнена перфорация обсадной колонны, уровень на глубине 27 м ниже оголовка) и ЮЗ-5 (глубина 800 м, в диапазоне глубин 310–800 м обсадка отсутствует, уровень на глубине 1 м). Данные о строении скважин и локальных гидрогеологических условиях приводятся в [Копылова, 2001, 2006], а также на сайте КФ ГС РАН по адресам <http://emsd.ru/lgi/places/e1> и <http://emsd.ru/lgi/places/uz5>.

В обеих скважинах наблюдения проводятся с использованием аппаратного комплекса Кедр-ДМ-У (ООО Полином, г. Хабаровск, [Калинов и др., 2012]) с телеметрической передачей данных в КФ ГС РАН по каналам сотовой связи. В состав Кедр-ДМ-У входят высокочувствительный ультразвуковой датчик уровня воды, позволяющий регистрировать изменения уровня с точностью $\pm 0,1$ мм, и глубинный зонд для измерений электропроводности и температуры подземной воды. В скв. ЮЗ-5 зонд находится на глубине 97 м ниже оголовка, в скв. Е-1 – на глубине 20 м. Датчики атмосферного давления и температуры воздуха входят в состав блока регистрации БСИ 300, который устанавливается над оголовком скважины. Схема установки измерительного комплекса на скважинах приводится на рис. 1. Измерения гидрогеологических и метеорологических параметров проводятся с интервалом 5 минут. Передача данных в КФ ГС РАН осуществляется один раз в час, обработка данных проводится ежедневно. Результаты обработки в

виде графиков временных рядов изменений уровня воды (исходных и очищенных от влияния приливных и баровариаций) представляются на сайте КФ ГС РАН по адресу <http://emsd.ru/lgi/observations>.

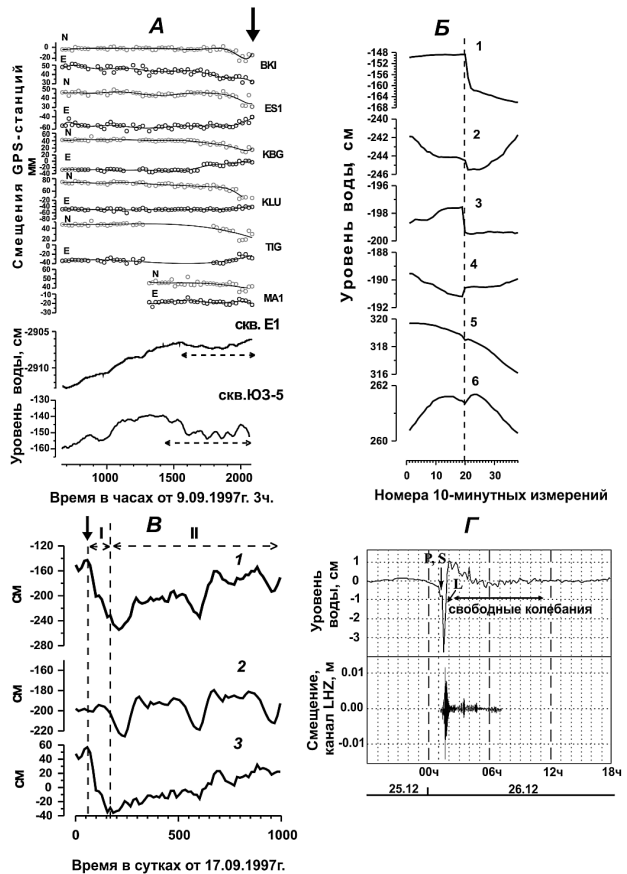
Методики обработки данных уровнемерных наблюдений для выделения гидрогеосейсмических вариаций, включая гидрогеодинамические предвестники землетрясений, приводятся в [Копылова и др., 2007] и в других публикациях авторов (см. <http://emsd.ru/lgi/result/hydro>). С ее использованием гидрогеосейсмические вариации в изменениях уровня, температуры и электропроводности воды могут выделяться в режиме близком к реальному времени с задержкой между измерением параметров и отображением временных рядов обработанных уровнемерных данных на мониторе оператора не более одних суток.

С использованием представленной системы наблюдений получены многочисленные данные по изменениям параметров подземных вод при ощутимых землетрясениях 1977–2013 гг. с интенсивностью сотрясений от 3 до 5–6 баллов по шкале MSK-64.

Гидрогеосейсмические вариации

Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., $M = 7,8$. При Кроноцком землетрясении (КЗ) впервые были зарегистрированы изменения уровня в скв. ЮЗ-5, со-

Рис. 2. Гидрогеосейсмические вариации уровня воды в скв. ЮЗ-5 в связи с Кроноцким землетрясением (КЗ). *А* – гидрогеодинамический предвестник (показан пунктирной линией) приводится в сопоставлении с вариациями уровня воды в скв. Е-1 и перемещениями GPS-станций локальной сети КАМNET. *Б* – косейсмические скачки уровня воды. *В* – понижение уровня воды после КЗ в течение 3,5 мес. (I) и его последующее восстановление в течение двух лет (II); 1 – данные наблюдений, 2 – выделенные годовая сезонность и линейный тренд, 3 – остатки в изменениях уровня воды после компенсации годовой сезонности и тренда. *Г* – колебания уровня воды в результате Суматранского землетрясения 26.12.2004 г., $M = 9$, гипоцентрального расстояния $R = 8250$ км; приводятся в сопоставлении с записью смещений на канале LHZ, с/ст. Петропавловск [Копылова, 2006а]



ответствующие всем трем указанным выше факторам сейсмического воздействия (рис. 2). Гидрогеодинамический предвестник проявился в синхронных понижениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1 с амплитудами 11 и 1 см в течение трех недель (рис. 2, А). По времени он соответствовал аномальным перемещениям некоторых GPS станций локальной сети и, по-видимому, был вызван квазиупругой деформацией водовмещающих пород при активизации преимущественно асейсмических движений в области будущего очага. В момент КЗ был зарегистрирован косейсмический скачок понижения уровня с амплитудой 12 см в течение времени не более 10–13 минут (рис. 2, Б). Наблюдались также длительные постсейсмические изменения уровня воды вследствие воздействия сейсмических волн – понижение уровня с амплитудой около 1 м в течение трех месяцев и последующее двухлетнее восстановление (рис. 2, В).

Гидрогеосейсмические вариации, зарегистрированные в связи с сильными землетрясениями 2013 г. В 2013 г. на Камчатке произошла серия сильных землетрясений с магнитудами 6 и более (рис. 3). В акватории Тихого океана произошли три роя коровых землетрясений с максимальными магнитудами от 6,1 до 6,8. 24 мая в Охотском море произошло мантийное землетрясение с магнитудой 8,3. В результате этих землетрясений были зарегистрированы разнообразные изменения уровня и физико-химических параметров подземных вод в режиме близком к реальному времени.

На рис. 4 показаны изменения уровня, температуры и электропроводности воды в скв. ЮЗ-5 при двух наиболее сильных землетрясениях 2013 г. 28 февраля, $M = 6,8$ и 24 мая, $M = 8,3$ (рис. 3). После вступления сейсмических волн от землетрясения 28 февраля в течение 45 минут происходило повышение уровня с амплитудой 2,2 см (рис. 4, Б) и 24 мая наблюдалось повышение уровня в течение 20 минут с амплитудой 7,3 см (рис. 4, В). Такие эффекты могли быть вызваны наложением косейсмических скачков повышения давления подземной воды вследствие объемного сжатия водовмещающих пород при образовании разрывов в очагах землетрясений и импульсного повышения порового давления в системе «скважина – водовмещающая порода» при прохождении сейсмических волн [Болдина, Копылова, 2013].

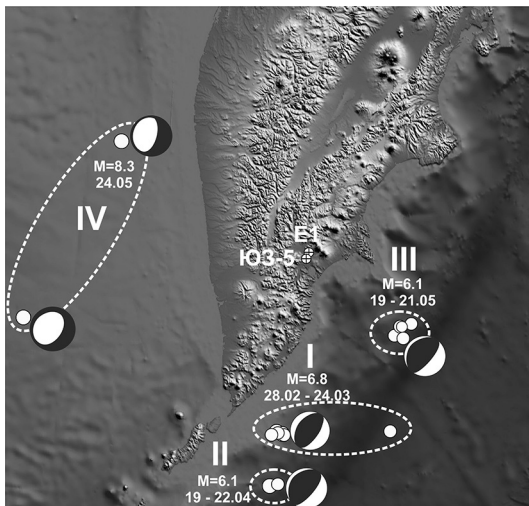


Рис. 3. Схема эпицентров сильных землетрясений 2013 г. с указанием величин максимальных магнитуд в выделенных четырех группах сейсмических событий (I-IV)

После землетрясения 28 февраля в среднечасовых изменениях уровня воды проявилось его интенсивное понижение (рис. 4, А), которое развивалось до середины апреля. Амплитуда понижения уровня в течение 1,5 месяцев составила 35 см. Следует отметить, что эффект постсейсмического понижения уровня воды наблюдался ранее в скв. ЮЗ-5 лишь однажды, после Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г., $M_w = 7,8$ (рис. 2, В). В случае КЗ понижение уровня с ам-

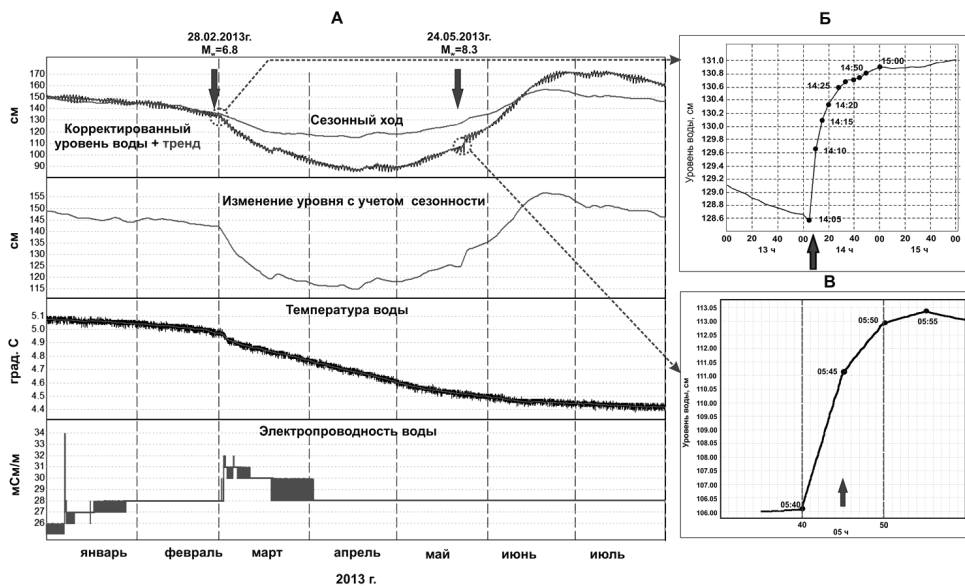


Рис. 4. Изменения уровня, температуры и электропроводности воды в скважине ЮЗ-5 с 1 января по 1 августа 2013 г., включающие ко- и постсейсмические вариации вследствие землетрясений 28 февраля и 24 мая 2013 г. (показаны стрелками)

плитудой около 1 м продолжалось три месяца [Копылова, 2006а]. После землетрясения 24 мая проявилось интенсивное повышение уровня воды (рис. 4, А), которое развивалось до конца июня. Амплитуда повышения уровня составила 24 см.

В среднечасовых изменениях уровня воды, очищенных от влияния атмосферного давления, земных приливов и сезонных вариаций (рис. 4, А), не обнаружены аномалии в диапазоне периодов суток – десятки суток перед обоими землетрясениями. Это указывает на отсутствие значимых проявлений процессов подготовки этих сейсмических событий в изменениях уровня воды в скв. ЮЗ-5 в течение суток – первых месяцев перед землетрясениями 28 февраля и 24 мая 2013 г.

На рис. 4, А представлены изменения температуры и электропроводности воды в скв. ЮЗ-5. После землетрясения 28 февраля 2013 г. произошло заметное понижение температуры воды и повышение электропроводности, которые можно отнести к постсейсмическим вариациям в режиме подземных вод. Резкое повышение электропроводности воды с амплитудой 6 мСм/м было зарегистрировано 7 января, то есть примерно за 8 недель до землетрясения. Возможное значение этого эффекта для прогноза землетрясений можно будет оценить по результатам дальнейших наблюдений.

Гидрогеодинамический предвестник в форме понижения уровня воды с повышенной скоростью, проявляющийся в скв. Е-1, ранее был описан в [Копылова, 2001, 2008; Копылова, Сизова, 2012]. Важными особенностями этого вида предвестника являются:

- относительно регулярная повторяемость предвестника перед землетрясениями с величинами магнитуд $M \geq 5,0$ на расстояниях до 350 км (более 70% случаев), что позволяет использовать его для прогнозирования сильных местных землетрясений;

– увеличение связи предвестника и землетрясений с ростом величины их магнитуды [Копылова, Сизова, 2012], указывающее на то, что перед более сильными сейсмическими событиями предвестник в изменениях уровня воды в скв. Е-1 проявляется с большей регулярностью. С использованием этого вида предвестника по текущим данным уровневых наблюдений на скв. Е-1 осуществляется оценка опасности возникновения сильных землетрясений в районе г. Петропавловска-Камчатского с предоставлением прогнозных заключений в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС).

Изменения уровня воды в скв. Е-1 в период землетрясения 28 февраля: понижение с повышенной скоростью в течение 44 сут перед землетрясением и его повышение с амплитудой около 2 см после землетрясения (рис. 5), является типичным для периодов возникновения сильных ($M \geq 6,6$) местных землетрясений на расстояниях до 300 км [Копылова, 2001]. В соответствии с установленной ранее закономерностью в скв. Е-1 было зарегистрировано последовательное проявление гидрогеодинамического предвестника и постсейсмическое повышение в изменениях уровня воды.

В прогнозном заключении от 1 февраля 2013 г., поданном в КФ РЭС, указывалось, что «в течение времени 1-2 месяца повышена вероятность возникновения землетрясения с $M \geq 5,0$ на расстоянии до 350 км от скважины». В заключении также были приведены оценки надежности прогноза для землетрясений с различными величинами магнитуды, основывающиеся на результатах ретроспективного анализа проявлений гидрогеодинамического предвестника за период многолетних наблю-

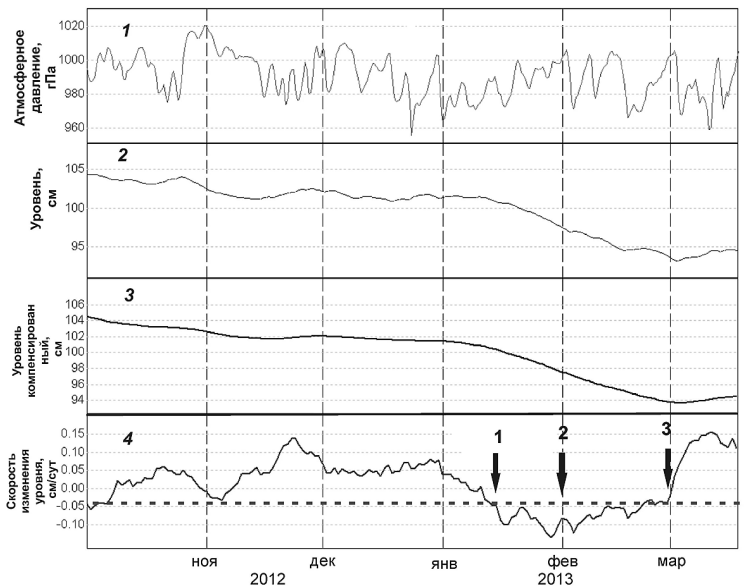


Рис. 5. Изменения уровня воды в скважине Е-1 с 1 октября 2012 по 18 марта 2013 г. 1 и 2 – данные 5-минутной регистрации атмосферного давления и уровня воды, 3 – среднесуточные изменения уровня воды с компенсированными баровариациями, 4 – суточная скорость изменения уровня воды с учетом скорости нисходящего тренда. На графике тремя стрелками показаны: 1 – 16 января 2013 г., начало проявления гидрогеодинамического предвестника; 2 – 1 февраля 2013 г., дата подачи прогнозного заключения в КФ РЭС; 3 – 28 февраля 2013 г., дата землетрясения. Горизонтальная пунктирная линия – пороговое значение суточной скорости изменений уровня воды

дений [Копылова, Сизова, 2012]: «вероятность события с $M \geq 5,0$ $P = 0,45$, прогнозная эффективность предвестника $I = 1,4$; вероятность события с $M \geq 5,9$ $P = 0,73$, прогнозная эффективность предвестника $I = 2,2$ ».

Произошедшее 28 февраля землетрясение с $M = 6,8$ на расстоянии 290 км от скважины соответствовало прогнозу от 1 февраля по величине магнитуды, времени и местоположению. Поэтому прогноз, поданный 1 февраля в КФ РЭС, является успешным. Поданный прогноз также является вероятностным, так как сопровождался оценками вероятности его реализации в отношении событий с различными величинами магнитуды. Это стало возможным благодаря тому, что была выполнена систематизация данных о проявлении гидрогеодинамического предвестника для периода многолетних (1987 г. – настоящее время) наблюдений на скв. Е-1 и тем самым было обеспечено его параметрическое описание [Копылова, 2001, 2008; Копылова, Сизова, 2012].

По данным регистрации физико-химических параметров подземных вод в скв. Е-1 с использованием глубинного зонда было обнаружено слабое повышение электропроводности воды с амплитудой 1–2 мСм/м в течение двух суток после землетрясения. В изменениях температуры воды гидрогеосейсмические вариации не проявлялись.

Заключение

1. Созданная в КФ ГС РАН система наблюдений на скважинах позволяет диагностировать гидрогеосейсмические вариации в изменениях химического состава воды, уровня и физико-химических параметров подземных вод в режиме близком к реальному времени. Наличие таких данных позволяет ставить вопрос об экспериментальном изучении триггерного воздействия сейсмичности на подземные воды на Камчатке. Методология изучения триггерного воздействия сейсмичности на подземные воды должна включать систематизацию и типизацию гидрогеосейсмических вариаций параметров подземных вод в сопоставлении с данными о вызвавших их землетрясениях и с учетом локальных гидрогеологических условий.

2. По данным равномерных наблюдений в скв. Е-1 осуществлен успешный прогноз землетрясения 28 февраля 2013 г., $M = 6,8$ со временем упреждения 4 недели. Прогноз сопровождался вероятностной оценкой его реализации, основанной на ретроспективном изучении связи гидрогеодинамического предвестника в изменениях уровня воды с произошедшими землетрясениями по данным многолетних наблюдений и его параметрическом описании.

Литература

Болдина С.В., Копылова Г.Н. Моделирование вариаций уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванных землетрясением 28.02.2013 г., $M = 6,8$ // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Четвертой научно-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 430–434.

Калинов Г.А., Лысаков А.В., Римлянд В.И. и др. Автоматизированная система сбора гидрологической информации // Измерительная техника. 2012. № 2 (32). С. 92–99.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями (по данным наблюдений в 1987–1998 гг.) // Вулканонология и сейсмология. 2001. № 2. С. 39–52.

Копылова Г.Н. Изменения уровня воды в скважине ЮЗ-5, Камчатка, вызванные землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 6. С. 52–64.

Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006б. № 1. Вып. № 7. С. 50–66.

Копылова Г.Н. Оценка сейсмопрогностической информативности данных равномерных наблюдений на скважине Е-1, Камчатка (по данным наблюдений 1996–2007 гг.) // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ГС РАН, 2008. С. 24–28.

Копылова Г.Н., Сугробов В.М., Хаткевич Ю.М. Особенности изменения режима источников и гидрогеологических скважин Петропавловского полигона (Камчатка) под влиянием землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 53–37.

Копылова Г.Н., Куликов Г.В., Тимофеев В.М. Оценка состояния и перспективы развития гидрогеодеформационного мониторинга сейсмоактивных регионов России // Разведка и охрана недр. 2007. № 11. С. 75–83.

Копылова Г.Н., Сизова Е.Г. О предвестнике землетрясений, проявляющемся в изменениях уровня воды в скважине Е-1, Камчатка // Вулканизм и связанные с ним процессы: Матер. конф., посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 116–125.

Хаткевич Ю.М., Рябинин Г.В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор, 2004. С. 96–112.

УДК 551.24 + 550.34

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ КОНТАКТНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ В ЗОНЕ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА

***В.В. Ружич¹, Е.Н. Черных¹, В.Б. Савельева¹,
Д.В. Павлов², А.А. Остапчук²***

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск

² Институт динамики геосфер РАН, Москва

Рассмотрены возможности и результаты применения геологических методов и физических экспериментов на природных геоструктурных объектах для изучения явлений, связанных с процессами контактного трения в зонах разломов. На основании недавних исследований, проведенных в процессе натуральных физических экспериментов со взрывными и силовыми воздействиями на выбранный сегмент зоны Приморского разлома, обсуждаются причины и механизмы изменения режимов излучения волновых колебаний сейсмического диапазона. Также рассмотрены подходы к детальному изучению зеркал скольжения в виде образцов горных пород, отобранных из глубинных эксгумированных сегментов зон разломов со следами интенсивной тектонической переработки, включая тончайшее истира-

ние минералов горных пород и их метасоматические преобразования с возникновением новых минералов – например, турмалина. Обосновывается вывод о необходимости углубленного геологического и натурального экспериментального изучения явлений фрикционного взаимодействия в пределах пятен касания неровностей в разломах при неравномерном скольжении их берегов. Обосновывается мнение о том, что именно через изучение процессов трения в глубинных уровнях разломов возникают благоприятные перспективы продвижения к пониманию механизмов генерации очагов землетрясений и созданию их более перспективных моделей.

Введение

В последние десятилетия становится все более очевидным недостаток сведений о важных параметрах сейсмогеодинамических процессов в недрах земной коры на сейсмофокальном уровне, затрудняющий интерпретацию сейсмологических режимных данных о глубинных процессах в областях подготовки землетрясений. Соответственно, затруднено и продвижение в областях разработки новых моделей очагов и методов прогнозирования сейсмических событий, а также совершенствования различных способов обеспечения сейсмобезопасности. Для улучшения сложившейся ситуации необходимо более всестороннее и детальное изучение геологического строения зон разломов в глубоких горизонтах земной коры, вариаций напряженного состояния массивов горных пород, флюидной геодинамики и контактного взаимодействия неровностей в плоскостях скольжения зон разломов. Согласно представлениям авторов, один из путей определения реальных параметров фрикционного трения в пятнах контактного скольжения – это детальное геологическое изучение строения эксгумированных зон сейсмоактивных разломов. Их сегменты, выведенные при горообразовании на земную поверхность вследствие длительного многокилометрового денудационного среза земной коры, нередко удается обнаружить и исследовать современными геологическими методами, что рассматривалось, например, в [Ружич, 1997; Ружич, Псахье, Черных и др., 2014]. Эффективным направлением в этой сфере является изучение образцов горных пород со следами контактного трения, отобранных из зон разломов и называемых зеркалами скольжения. В ряде работ отечественных и зарубежных исследователей уже рассматривается подобный подход [Соболев и др., 2012]. В рамках данной статьи приводятся новые результаты натуральных экспериментов, позволяющие предметно судить о влиянии режимов контактного взаимодействия неровностей на механизмы генерации сейсмических колебаний в результате применения гидравлических и взрывных воздействий. Для выяснения условий проявления трибохимических процессов и строения реальных контактных пятен скольжения в очагах палеоземлетрясений, формировавшихся в глубинных сегментах выведенных на поверхность зон разломов, проводилось петрологическое изучение изменений вещественного состава минерального покрытия на плоскостях скольжения берегов разрывов.

Натурные эксперименты с проведением динамических воздействий на тектоническую трещину

В летний полевой сезон 2015 г. в районе пос. Куяда Иркутской области, где расположена база Института земной коры СО РАН, в береговой зоне Приморского разлома в течение трех недель нами проводились, совместно со специалистами Инсти-



Рис. 1. Один из участков полигона для натуральных экспериментов. Слева – размещение домкрата и датчиков смещений в нише сегмента разрывного нарушения; справа – искусственный выступ в трещине в виде окатанного штуфа гранитогнейса, вставленного после раздвижения ее стен с помощью домкрата. Стрелками указано направление движения берега трещины и расположение неровности на ее стенке – как индентора, внедренного в тело штуфа и поврежденного воздействием взрыва и естественного давления в породном массиве при сбросе давления домкрата

туда динамики геосфер РАН, геофизические наблюдения и физические натурные эксперименты. Целью исследований являлось изучение естественных деформаций и фоновой сейсмичности, а также сейсмических и деформационных откликов сегмента зоны Приморского разлома на расклинивающее воздействие плоских домкратов ДН-50 и ДН-150, в том числе и в сочетании с эпизодическими маломощными взрывами. Также изучались деформации и сейсмические импульсы, возникающие с введением в полость трещины искусственного выступа, выполняющего функцию элемента локализованного пятна фрикционного скольжения. Ниже рассматриваются некоторые примеры и результаты названных физических экспериментов.

На рис. 1 приведены фотографии участка полигона, выбранного в районе пос. Куяда на побережье Байкала, вдоль которого прослеживается зона Приморского разлома в толще неопротерозойских гранитогнейсов Приморского комплекса. Цель данного эксперимента состояла в изучении влияния изолированного выступа на режимы отклика при взрывном воздействии. Для этого в выбранную крупную трещину вставлялся гидравлический плоский домкрат ДН-150; с его помощью, при усилии в 43 тонны, стенки трещины были раздвинуты на 6 см и в нее был вставлен штуф гранитогнейса толщиной 5 см. После сброса давления домкрата штуф был зажат в полости трещины с усилием, примерно равным нагрузке при раздвигании трещины.

В подобном напряженном состоянии далее было произведено взрывное воздействие заряда в металлическом патроне с навеской пороха 0,1 кг. Камера взрыва располагалась в нижней части породного массива на удалении 2,9 м от сейсмоматчиков. На рис. 2 приведена в общем виде сейсмическая запись этого процесса, сделанная одной из сейсмостанций за период времени 330 минут, и представлен результат произведенного взрывного воздействия на созданную систему с искусственным выступом (штуфом) в полости тектонической трещины. Зафиксировано,

что после взрыва в течение 40 минут произошла серия сейсмических импульсов в виде отклика на взрывное воздействие. Амплитуда сейсмического ускорения самого взрыва составила 219 см/с^2 , а частота – порядка 70–75 Гц. На верхней врезке рис. 2 представлен график колебательной скорости при данном взрыве, где можно видеть, что верхнее ее значение составило 0,7 мм/с.

Наблюдения показали, что именно на контактах искусственного выступа со стенками трещины возникло предельно высокое напряженное состояние, соизмеримое с пределом прочности, поскольку в теле вставленного выступа возникли крупные рассекающие трещины, чем и была инициирована генерация значительных сейсмических импульсов.

На нижней врезке рис. 2 в качестве подтверждающего примера представлена запись одного из крупных импульсов, возникшего с задержкой 22 минуты после взрыва, и имеющего параметры: $A = 70 \text{ см/с}^2$, частота 160–175 Гц. Упомянутую генерацию сейсмических импульсов можно рассматривать как следствие воздействия взрыва на массив горных пород, вмещающий трещину и инициирующий смещения по ней с учетом прерывистого трения на контакте в пятнах касания стенок трещины и искусственного выступа. На данном примере можно было наблюдать проявление механизмов контактных пятен скольжения и генерации серии упругих колебаний, обусловленных прерывистым режимом смещений. При этом не исключается, что часть крупных импульсов возникла в связи с их генерацией от трещин, возникших в самом выступе.

Далее, при анализе записи на рис. 2, было отмечено, что после 40-минутного отклика произошло относительное «затишье» в течение 160 минут, при котором почти не менялся общий фон записи слабых импульсов. При изучении записи смещений по трещине было отмечено, что в период «затишья» фиксировались умеренные деформации сжатия трещины в диапазоне амплитуд 25–35 мкм в сочетании со взбросовыми смещениями. Важно отметить, что далее на записи отчетливо проявился временной интервал с возникновением импульсно-волновой активизации, которая продолжалась на протяжении последующих 130 минут. Судя по записи, сейсодатчиками фиксировались очень медленные и крупноамплитудные пологие колебания с периодами порядка 18–20 минут (!) и значительными амплитудами сейсмических ускорений – 15–20 см/с^2 . Период волновой активизации возник при смене знака смещений по трещине, а именно на фоне кратковременного эпизода расши-

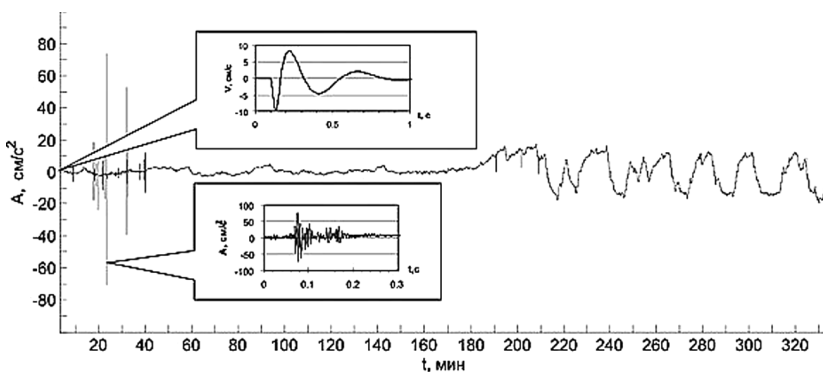


Рис. 2. В средней части рисунка показан общий вид записи в течение 330 минут от момента взрыва.

Пояснения представлены в тексте

рения трещины с последующими волновыми деформациями сжатия в сочетании с левосторонним взбросо-сдвиговым тангенциальным смещением. Размах амплитуд смещений в этот период активизации заметно возрос до значений порядка 80 мкм. Подобные записи замедленных колебаний были отмечены и в другом эксперименте со взрывным воздействием. Интерпретация столь необычных записей в виде сейсмического отклика на динамическое воздействие в пределах породного массива в сегменте Приморского разлома пока еще весьма неоднозначна.

Согласно представлениям авторов, изучавших подобные медленные колебания на мезоскопическом уровне [Лютков, Псахье, Князева и др., 2008], есть основание рассматривать выявленные низкочастотные колебания как некий аналог медленных волн, связанных с прерывистым скольжением контактирующих поверхностей в межплитных разломах. В таком случае, наблюдаемые нами явления распространения зафиксированных медленных волновых деформаций, возможно, определяются явлениями самоорганизации ансамблей трещин в породном массиве, весьма чувствительными к скорости и амplitудам внешних динамических воздействий. Отсюда можно предположить, что механизм возбуждения медленных волн в данном эксперименте может воспроизводиться и в природных условиях на большем масштабном уровне, например, таких, как медленные волновые колебания, фиксируемые наблюдателями визуально в грунтах при сильных землетрясениях. Несомненно, что в дальнейшем следует более углубленно исследовать физическое обоснование наблюдаемого феномена посредством совершенствования подобных физических экспериментов на геоструктурных объектах.

Геологическое изучение пятен контактного скольжения

Обратимся к рассмотрению результатов, полученных при геолого-структурном изучении контактных пятен скольжения в пределах Бугульдейского сегмента зоны Приморского сейсмоактивного разлома, рассматриваемого как часть эксгумированного фрагмента области подготовки очагов палеоземлетрясений. Здесь, с целью петрологического изучения, был произведен отбор образцов зеркал скольжения, возникших в далеком прошлом при взаимодействии неровностей в разломе. Объект изучения расположен на правом берегу приустьевой части р. Бугульдейки, впадающей в Байкал. На рис. 3 указаны местоположение зоны Приморского разлома на побережье о. Байкала и район проведения исследований авторов.

Согласно представлениям, изложенным в работах сибирских геологов, Приморский разлом унаследованно развивается в пределах коллизионного шва, возникшего порядка 500 миллионов лет назад при возникновении раннепалеозой-

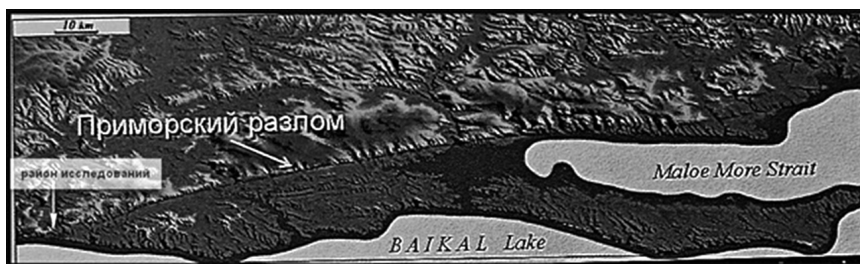


Рис. 3. Карта-схема зоны Приморского разлома с указанием района исследований в 2015 г.

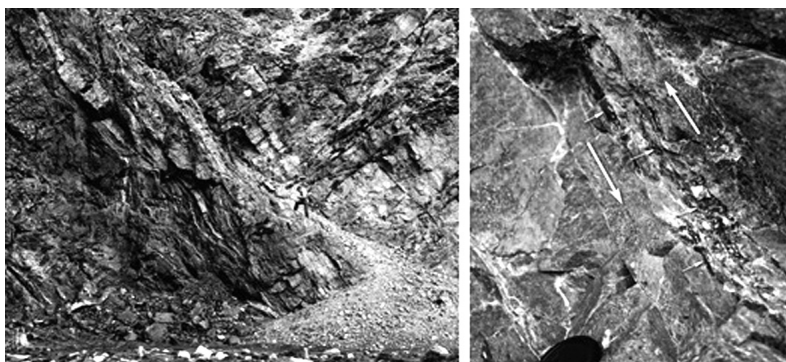


Рис. 4. Эксгумированный фрагмент зоны Приморского разлома с главным сместителем (слева). На снимке (справа), показана деталь плоскости контактного скольжения в участке сместителя, где несколько сотен миллионов лет назад возникали зеркала скольжения при палеоземлетрясениях. Малыми стрелками отмечены зеркала скольжения с турмалиновым покрытием, крупными стрелками выделена небольшая зона тангенциального скольжения

ской островной дуги Ольхонского террейна [Гладкочуб, Донская, Федоровский и др., 2014]. В последующие периоды, в раннем и среднем палеозое, при постепенном подъеме глубинных горизонтов к поверхности происходило снижение температур и давлений в недрах земной коры на фоне ретроградного метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев: $T = 350\text{--}550\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 1,5\text{--}3,5$ кбар. Отметим, что применительно к современным глубинным условиям для Байкальской рифтовой зоны именно такие РТ-условия существуют на глубинах 10–25 км при формировании современных очагов сильных землетрясений.

Ниже, на рис. 4, в его левой части, представлена фотография скального обнажения массива горных пород в районе участка зоны Приморского разлома. В правой части иллюстрации можно видеть зону контактного скольжения берегов тектонического разрыва с небольшой неровностью, где на зеркалах скольжения обнаружена турмалиновая минерализация. Таким образом, в описываемом районе к настоящему времени вследствие многокилометрового денудационного среза на современную поверхность выведен горизонт зоны древнего разлома, который ранее располагался, предположительно, на глубинах порядка 10–15 км, что, по авторским представлениям, позволяет изучать геологическими методами строение и РТ-условия развития сейсмофокальных горизонтов далекого прошлого [Ружич, 1997]. Обнаруженное темное минеральное покрытие зеркал скольжения было изучено петрографическими методами по отобраным образцам горных пород. В итоге удалось выяснить, что покрытие состоит из редкого минерала турмалина, имеющего ряд уникальных физических свойств. Для справки следует отметить, что турмалиновая минерализация метаморфических пород – весьма редкое явление. Богатые турмалином метаморфические породы были открыты в Казахстане при изучении Кумды-Кольского месторождения микроалмазов [Левин, Летникова, 2010]. На территории России описание подобной минерализации на зеркалах скольжения в публикациях не встречалась.

На рис. 5 представлены фотографии шлифов зеркал скольжения, по которым можно судить о том, как выглядят подобные зеркала. Примечательность турмалина в том, что он отличается высокой твердостью (7,5 по шкале Мооса) и температурой плавления, порядка $1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, а также и своими электромеханическими свойствами. Еще более важным достоинством его является устойчивость к нало-

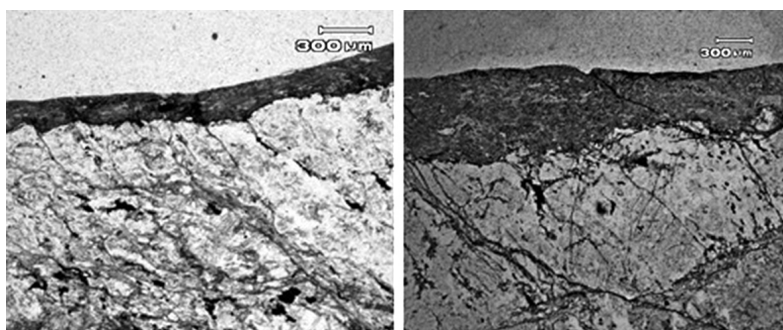


Рис. 5. Фотографии шлифов зеркал скольжения с турмалиновым пленочным покрытием. На левом снимке видно, что темный слой турмалинового покрытия под воздействием повышенных температур и давлений претерпел пластические деформации при скольжении. От верхних слоев вглубь образца распространяются наклонные оперяющие трещины. На правом снимке показана увеличенная деталь турмалинового слоя, в котором еще более отчетливо видны признаки пластического течения турмалина, а также трещины, рассекающие слой покрытия и возникшие в более поздний временной интервал

женным термическим явлениям, что позволяет относить к числу редких минералов-геохронометров [Корсаков, Травин, Юдин и др., 2009]. Наличие турмалина в зонах скольжения позволяет делать надежные датировки абсолютного возраста смещений с применением калий-аргонового или аргон-аргонового методов. Если ориентироваться на представления специалистов, то возникновение турмалина в зоне скольжения Приморского разлома, по всей вероятности, также могло происходить при метасоматозе или гидротермально-пневматолитовом процессе в связи с поступлением в трещины борсодержащих флюидов, то есть, предположительно, в условиях интервала температур порядка 400°–650 °С. Следовательно, при обнаруженном наличии турмалинового покрытия зеркал скольжения появляется уникальная возможность определять абсолютный возраст высокоскоростных смещений по зеркалам скольжения в глубинных сегментах зоны Приморского разломов. Такая работа сейчас проводится в Институте земной коры СО РАН. Если учесть, что формирование турмалиносодержащих пород на упомянутом выше месторождении в Казахстане происходило в период нижнепалеозойского этапа тектонической активизации, то можно, предположительно, отнести формирование турмалиновых зеркал скольжения в Приморском разломе также к нижнепалеозойскому периоду аккреции Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента. Сказанное следует в настоящее время рассматривать в качестве примера возможного абсолютного датирования времени сейсмогенных смещений в глубинных сегментах разломов при проявлениях палеоземлетрясений.

Дополнительно следует отметить, что наряду с турмалиновой минерализацией зеркал скольжения в Приморском разломе авторами, при изучении шлифов зеркал скольжения, еще были выявлены следы псевдотахилитов, то есть признаков частичного плавления тонкоперетертых минералов. Такие свидетельства подтверждают вывод о том, что в наблюдаемом денудационном срезе зоны Приморского разлома стали доступными для визуального изучения глубинные уровни земной коры с признаками существования очагов палеоземлетрясений. В недавних работах Г.А. Соболева и его коллег обосновывается возможность определения современными физическими методами деформаций и напряжений в тонкоперетертых нанокристаллах

кварца, альбита и других минералов, обнаруженных на зеркале скольжения из эксгумированного сегмента Виллюйского глубинного разлома [Соболев, Веттегрень, Ружич и др., 2015]. При этом отмечено возникновение гидратированных слоев на поверхности зеркала, что предполагает возможность резкого снижения сдвиговой прочности и возникновения благоприятных трибофизических условий для быстрых смещений в глубинных участках зон разломов.

Заключение

На рассматриваемых примерах изучения сегмента Приморского глубинного сейсмоактивного разлома показан способ проведения натуральных физических экспериментов на природных объектах с целью углубить и дополнить существующие представления о механизмах возникновения источников излучения волновых колебаний сейсмического диапазона в приразломных пятнах контактного скольжения. Показано, что на механизмы и режимы генерации готовящихся землетрясений способны влиять трибохимические процессы, возникающие на глубинах 10–25 км при контактном скольжении и взаимодействии неровностей с появлением зеркал скольжения. Именно в таких местах есть возможность изучать деструктивные процессы и трибохимические вещественные превращения с возникновением новых минеральных фаз, тончайшего истирания минералов, их спекания и фрикционного плавления. Таким образом обосновывается возможность изучения глубинных геотрибологических процессов при формировании очагов землетрясений.

Литература

Гладкоцуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Склярёв Е.В., Лавренчук А.В., Лепехина Е.Н. Фрагмент раннепалеозойской (≈ 500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–453.

Корсаков А.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Маршал Х.Р. Турмалин как $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – геохронометр на примере метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 531–533.

Левин А.В., Летникова А.Ф. Турмалиновые граниты графит-алмазного месторождения Кумды-Коль // ДАН. 2010. Т. 435. № 5. С. 663–666.

Лотков А.И., Псахье С.Г., Князева А.Г. и др. Наноинженерия поверхности. Формирование неравновесных состояний в поверхностных слоях материалов методами электронно-ионно-плазменных технологий // ИФПМ / Отв. ред.: чл.-корр. РАН Н.З. Ляхов, д-р физ.-мат. наук С.Г. Псахье. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 275 с.

Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарева Е.И. Физическое моделирование условий возникновения источников сейсмических колебаний при разрушении неровностей в зонах разломов // Физическая мезомеханика. 2014. Т. 17. № 3. С. 43–52.

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

Соболев Г.А., Кирееenkova С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрень В.И., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И. Исследование нанокристаллов в зоне динамической подвжки // Физика Земли. 2012. №№ 9–10. С. 17–25.

Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Ружич В.В., Иванова Л.А., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П. Исследование нанокристаллов и механизма образования зеркала скольжения // Вулканология и сейсмология. 2015. 3. С. 3–14.

УДК 550.34.01

ТРАНСФОРМАЦИЯ ДЕФОРМАЦИОННОГО РЕЖИМА НАРУШЕНИЯ СПЛОШНОСТИ В НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

*А.А. Остапчук¹, Д.В. Павлов¹, В.В. Ружич²,
Е.А. Виноградов¹, В.К. Марков¹*

¹ Институт динамики геосфер РАН, Москва

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск

В статье приведены результаты натуральных экспериментов, направленных на установление возможной причины изменения режима деформирования нарушения сплошности. Показано, что доминирующий режим определяется внутренними характеристиками «контактных пятен» – участков разлома, в котором происходит наиболее интенсивное силовое взаимодействие. При деформировании трещины, заполненной неоднородным материалом, миграция «контактных пятен» может привести к трансформации деформационного режима вследствие изменения структуры локальных участков межблокового контакта.

Введение

В последние десятилетия достигнут значительный прогресс в различных направлениях наук о Земле – открыт и классифицирован широкий спектр деформационных явлений, связанных с относительным перемещением берегов разломов [Peng, Gombert, 2010; Kocharyan et al., 2014]. Открытие новых явлений в значительной степени изменяет наше понимание того, как реализуется энергия, накопленная в земной коре. Однако несовершенство измерительной аппаратуры и отсутствие возможности напрямую исследовать геологическое строение очагов землетрясений вынуждает искать новые подходы для исследования физических принципов, которые лежат в основе процессов, протекающих в разломных зонах.

Одним из таких способов исследований является лабораторный эксперимент, в котором исследуются процессы сдвигового деформирования трещин, заполненных гранулированными средами. При деформировании механические свойства гранулированных сред обусловлены формированием самоорганизующихся конгломера-

тов нагруженных частиц. В процессе сдвига эти, так называемые, силовые цепочки испытывают повторяющиеся циклы образования, нагружения и разрушения.

Лабораторному исследованию различных режимов сдвигового деформирования тонких гранулированных слоев посвящено много работ. Изучалось влияние на режим деформирования таких факторов, как форма и размер гранул материала-заполнителя [Mair et al., 2002; Кочарян и др., 2013], увлажнение заполнителя [Reber et al., 2014; Kocharyan, Ostarchuk, 2015], особенности межгранулярного взаимодействия [Eber, 2004] и др. Было установлено, что незначительное изменение структурных параметров может привести к радикальной смене реакции на увеличение внешней квазистатической или динамической нагрузки [Кочарян и др., 2014].

Однако для более глубокого понимания вопросов, связанных с зарождением и эволюцией различных режимов деформирования, необходимо применение новых способов натурных испытаний, физического и численного моделирования. В этой связи весьма целесообразным является исследование процессов деформирования нарушений сплошности в мелкомасштабных полевых экспериментах. В таких исследованиях, с одной стороны, довольно просто соблюсти контролируемые условия эксперимента, а, с другой, появляется возможность использовать свойства и геометрию естественных поверхностей скольжения в зонах разломов [Ruzhich et al., 2014; Psakhie et al., 2014].

В настоящей статье представлены результаты физического моделирования различных режимов деформирования нарушения сплошности горного массива на сегменте Ангарского разлома в Прибайкалье. Данные эксперименты направлены на исследование возможного механизма трансформации режима деформирования.

Методика проведения экспериментов и полученные результаты

Эксперименты по изучению различных режимов сдвигового деформирования модельной трещины проводились на геодинамическом полигоне Листвянка Иркутской области на экспериментальной установке, разработанной В.В. Ружичем [Ruzhich et al., 2014] (рис. 1). Армированный бетонный блок размещался на обнажении, представляющем собой одну из плоскостей скольжения Ангарского разлома с углом падения 43–45° на ЮЗ. Породный массив сложен, в основном, сильно трещиноватыми и брекчированными гранитогнейсами и диоритами позднего протерозоя. Коэффициент шероховатости плоскости скольжения JRC [Barton, Choubey, 1977], по нашим оценкам, составляет величину ~5–8. Размер и масса плиты составляли соответственно 110×90×25 см³ и 525 кг. Контакт между поверхностями выполнялся слоем гранулированного материала, имитирующего заполнитель магистраль-

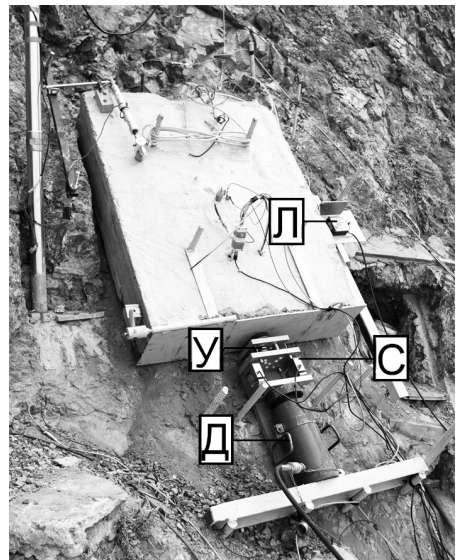


Рис. 1. Общий вид экспериментальной установки. Л – лазерный датчик перемещения, У – упругий элемент, Д – домкрат, С – датчик силы

ного разрыва [Chester, Chester, 1998]. Скорость сползания V_{creep} задавалась системой нагружения, которая состояла из гидравлического домкрата (Д) и упругого элемента (У), с жесткостью 490 ± 5 Н/мм. Относительное перемещение берегов модельной трещины контролировалось лазерным датчиком (Л) ILD2220-10 в полосе частот 0–5 кГц с точностью 0,1 мкм. Возникающие при деформировании сдвиговые усилия определялись с точностью 30 Н и регистрировались тензорезистивными силоизмерительными датчиками (С) DACELL UU.

В качестве заполнителя трещины использовались смесь кварцевого песка с суглинком (далее «песок») и хлорид натрия (далее «соль»).

При проведении полевых экспериментов мы основывались на результатах, полученных при лабораторном моделировании: спектр деформационных событий, которые могут произойти на нарушении сплошности, определяется свойствами и структурой материала-заполнителя. Так при деформировании модельной трещины, заполненной солью, реализуется режим прерывистого скольжения, в то же время, использование в качестве заполнителя песка приводит к реализации условно-стабильного скольжения. Примеры реализованных режимов представлены на рис. 2.

Прецизионные измерения демонстрируют, что для режима условно стабильного скольжения максимальная скорость подвижек, как правило, превосходит скорость сползания V_{creep} не более чем в 5–7 раз, при этом наблюдаются редкие одиночные спонтанные динамические срывы со скоростями до $10 V_{\text{creep}}$. Характерное изменение сдвигового усилия при проскальзывании берегов трещины составляет менее 0,1 от предельного значения прочности.

В процессе прерывистого скольжения контакт, нарушенный в результате динамического срыва, упрочняется на продолжительной стадии относительного покоя, на которой скорость смещения блока не превышает, в среднем, $0,1 V_{\text{creep}}$. Закономерности движения на «предсейсмической» и «косейсмической» стадиях режима деформирования определяются свойствами материала-заполнителя. Для заполнителя, состоящего из увлажненной соли, накопление упругой энергии приводит к

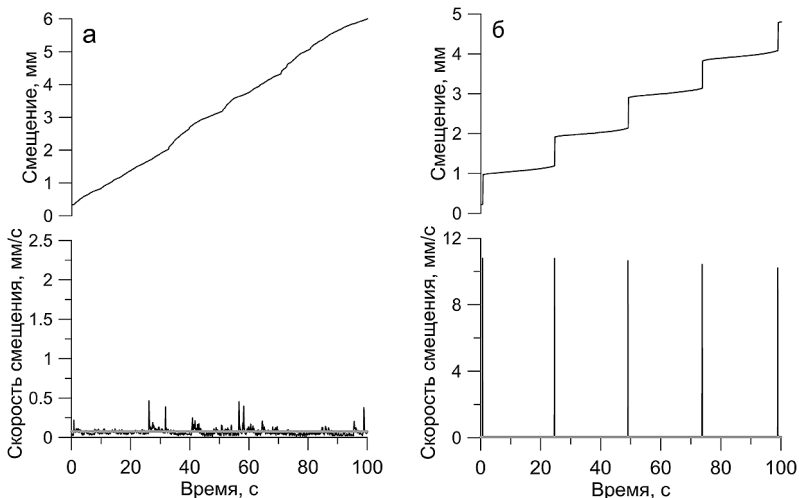


Рис. 2. Зависимость смещения блока и скорости смещения блока для разных режимов деформирования. Серой линией обозначена скорость сползания V_{creep} : условно-стабильное скольжение (а), прерывистое скольжение (б)

постепенному увеличению скорости скольжения и величины межблокового перемещения, что, в свою очередь, вызывает разупрочнение контакта. При использовании сухой соли постепенного увеличения скорости не наблюдается, а эффект разупрочнения наблюдается непосредственно перед срывом.

По представлению ряда авторов [Sammis, 1987; Liu et al., 1995] в лабораторных экспериментах возникновение динамических событий (проскальзывание берегов трещины) связано с возможностью формирования поперек берегов модельной трещины и последующего разрушения силовых цепочек. По нашему представлению, в полевых экспериментах режим деформирования определяется закономерностями формирования и разрушения определенных совокупностей таких мезоструктур – пространственных кластеров или «контактных пятен», в областях которых происходит наиболее интенсивное силовое взаимодействие. Пространственное распределение силовых цепочек в зоне межблокового контакта обладает фрактальными свойствами [Кочарян и др., 2013].

Для исследования упорядоченности процесса сдвигового деформирования модельной трещины был применен метод Грассбергера-Прокаччия расчета корреляционной размерности [Grassberger, Procaccia, 1983; Турунтаев и др., 2012]. Метод расчета корреляционной размерности, описанный ниже, применялся к зарегистрированным временным рядам скорости смещения блока от времени и основан на вычислении корреляционного интеграла. Корреляционный интеграл определяется следующим образом:

$$C(\varepsilon) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1, i \neq j}^N \chi(\varepsilon - \|\vec{z}_i - \vec{z}_j\|), \quad (1)$$

где N – объем выборки, χ – функция Хевисайда, ε – параметр близости, $\vec{z}_i = (x_i, x_{i+\tau}, x_{i+2\tau}, \dots, x_{i+\tau(m-1)})$ – вектора размерности m , построенные по исходным значениям измеряемой величины с временной задержкой τ . Так как компоненты z -векторов должны быть независимы, величина τ определяется как значение временного сдвига, при котором автокорреляционная функция анализируемых временных рядов имеет первый минимум или первый ноль. При описании процесса, характеризующегося фрактальными свойствами, корреляционный интеграл $C(\varepsilon)$ зависит от параметра малости ε по степенному закону: $\lim_{\varepsilon \rightarrow 0} C(\varepsilon) \sim \varepsilon^d$, где d – положительный показатель степени, называемый корреляционной размерностью аттрактора. Следовательно,

$$d = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log C(\varepsilon)}{\log \varepsilon}. \quad (2)$$

Если при увеличении размерности m z -векторов линейный рост зависимости $d(m)$ в точке (m_0, d_0) сменяется выполаживанием кривой (увеличение m не приводит к росту d), то исследуемая динамическая система обладает устойчивым состоянием. Корреляционная размерность d_0 характеризует упорядоченность режима деформирования и вероятность зарождения динамического срыва тем выше, чем ниже значение размерности d_0 . При этом упорядоченность процесса деформирования непосредственно определяется фрактальной размерностью распределения силовых цепочек в зоне «контактных пятен».

В процессе сдвига сложная конфигурация берегов модельной трещины приводит к миграции «контактных пятен». Изменение в процессе миграции внутренних свойств контактных пятен может привести не только к сильному изменению уровня сдвиговых напряжений, но и к трансформации одного режима в другой. Для про-

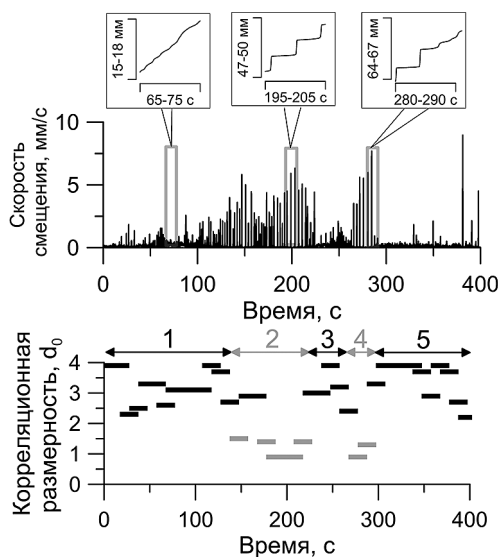


Рис. 3. Зависимость смещения блока и корреляционной размерности от времени при трансформации режима деформирования. На врезках показаны 10-секундные интервалы записи смещения блока от времени

начают появляться более быстрые деформационные события, и при кумулятивном смещении ~ 35 мм – формируется режим регулярного прерывистого скольжения. Второй этап – режим прерывистого скольжения – характеризуется фрактальной размерностью менее 1,5 и максимальными скоростями скольжения от 3 до 7 мм/с. Дальнейшее деформирование (кумулятивное смещение составляет ~ 53 мм) приводит к появлению регулярно повторяющихся медленных событий со скоростью 1–2 мм/с и продолжительностью от 0,4 до 0,6 с (этап 3). При кумулятивном смещении ~ 61 мм наступает непродолжительный четвертый этап. На данном этапе происходит 4 одинаковых динамических срыва с амплитудой скорости смещения 6–7 мм/с. Последний пятый этап характеризуется режимом условно-стабильного скольжения. На данном этапе обращает на себя особое внимание динамический срыв в момент времени 381 с и скоростью смещения 9 мм/с. В отличие от остальных динамических срывов, реализованных на этапах 2 и 4, на предсейсмической стадии данного события наблюдается уменьшение скорости скольжения в 3 раза на протяжении 2,5 с. В природе аналогичный эффект проявляется в виде «сейсмического затишья», наблюдаемого перед крупными землетрясениями и горными ударами [Wyss, Habermann, 1988; Zmushko et al., 2013].

Заключение

Результаты экспериментов подтвердили тот факт, что одним из ключевых параметров, определяющих режим деформирования разлома, является структура материала-заполнителя. При деформировании крупномасштабного объекта наиболее интенсивное силовое взаимодействие происходит в «контактных пятнах», по-

верки данного предположения мы провели серию экспериментов, в которой контакт заполнялся фракциями песка и соли поочередно так, что $\sim 25\%$ площади контакта приходилось на соль и $\sim 75\%$ – на песок. При деформировании такого сложно структурированного объекта нам удалось реализовать процесс трансформации режимов скольжения (рис. 3).

Представленный режим деформирования можно разделить на 5 чередующихся интервалов условно-стабильного и прерывистого режимов скольжений. На первом этапе реализован режим условно-стабильного скольжения. Для данного этапа характерны максимальная скорость деформации трещины не более 1 мм/с, и корреляционная размерность от 2,4 до 4. В процессе сдвига миграция «контактных пятен» приводит к трансформации режима деформирования – при кумулятивном смещении ~ 29 мм начи-

ложение которых определяется профилем берегов трещины. Разрушенные в процессе деформирования структурные элементы способны полностью замещаться аналогичными образованиями под влиянием сил взаимодействия между гранулами, когда внешнее воздействие полностью скомпенсировано. В природе роль таких несущих элементов могут выполнять крупные неоднородности поверхности скольжения разлома (англ. термин «asperities»), зоны концентрации напряжений, пространственное распределение которых в области очага землетрясения обладает фрактальными свойствами [Кочарян, Спивак, 2003; Seno, 2003]. При этом миграция «контактных пятен» в процессе деформирования приводит не только к изменению параметров режима деформирования, но и трансформации самого режима вследствие изменения свойств локальных участков межблокового контакта.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00719).

Литература

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем // Физическая мезомеханика. 2013. В. 16. № 5. С. 5–15.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Марков В.К., Павлов Д.В. Некоторые вопросы геомеханики разломов земной коры // Физика Земли. 2014. № 3. С. 51–64.

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

Турунтаев С.Б., Ворохобина С.В., Мельчаева О.Ю. Выявление техногенных изменений сейсмического режима при помощи методов нелинейной динамики // Физика Земли. 2012. Т. 3. С. 52–65.

Barton N.R., Choubey V. The shear strength of rock joints in theory and practice // Rock Mech. 1977. V. 10. No. 1–2. P. 1–54.

Chester F.M., Chester J.S. Ultracataclastic structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 199–221.

Eber W. Friction measurements in granular media // PRE. 2004. Vol. 69. P. 021303.

Grassberger P., Procaccia I. Measuring the strangeness of strange attractors // Physica North-Holland Publishing Company. 1983. V. 9D. P. 189–208.

Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5. № 4. P. 863–891.

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A. The influence of viscosity of thin fluid films on the frictional interaction mechanism of rock blocks // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 463. Part 1. P. 757–759.

Liu C.-H., Nagel S.R., Schechter D.A. et al. Force Fluctuations in Bead Packs // Science. 1995. V. 269. P. 513–515.

Mair K., Frye K. M., Marone C. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. B10. 2219.

Psakhie S.G., Ruzich 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. P. 995–1003.

Peng. Z., and Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nat. Geosci. 2010. V. 3. P. 599–607.

Reber J.E., Hayman N.W., Lavier L.L. Stick-slip and creep behavior in lubricated granular material: Insights into the brittle-ductile transition // *J.Geophys. Res.* 2002. V. 41. P. 3471–3477.

Ruzhich V.V., Chernykh E.N., Ponomareva E.I. Experimental modeling of mechanisms of seismic oscillation sources in case of interactions of uneven surfaces in faults // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2014. T. 5. № 2. С. 563–576.

Sammis C., King G., Biegel R. The kinematics of gouge deformation // *PAGEOPH.* 1987. V. 125. No. 5. P. 777–812.

Seno T. Fractal asperities, invasion of barriers, and interpolate earthquakes // *Earth Planets Space.* 2003. V. 55. P. 649–665.

Wyss M., Habermann R.E. Precursory Seismic Quiescence // *PAGEOPH.* 1988. V. 126. P. 2–4.

Zmushko T., Turuntaev S., Kulikov V. Mine seismicity of Vorkuta coal mines / *Rock Dynamics and Applications – State of the Art: Proceedings of the 1st International Conference on Rock Dynamics and Applications, RocDyn-1 2013.* 2013.

УДК 539.3; 550.834.8

АНАЛИЗ ИЗЛУЧЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН ПРИ РОСТЕ ТРЕЩИНЫ ГИДРОРАЗРЫВА

Ю.П. Стефанов^{1,2}, А.А. Дучков^{1,2}, С.В. Яскевич^{1,2}, А.С. Романов³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

² Новосибирский государственный университет

³ Томский государственный университет

В работе сопоставлены результаты численного расчета волнового поля, вызванного приращением трещины гидроразрыва, с теоретическими точечными источниками. Расчет волнового поля осуществлялся при помощи численного моделирования приращения трещины в разных условиях. Рассмотренные условия обеспечивали рост трещины по механизмам отрыва, сдвига и их комбинации. Наилучшее соответствие между теоретическими и расчетными диаграммами излучения было получено в случае, если приращение трещины обеспечивает ее слияние с существующей трещиной той же ориентации.

Введение

При разработке так называемых трудно извлекаемых запасов основным средством стимуляции притока углеводородов является гидроразрыв пласта (ГРП). При этом одной из важнейших задач является разработка и усовершенствование методов мониторинга разрушения породы в процессе гидроразрыва и оценки сопутствующих процессов.

В настоящее время ключевую роль здесь играет микросейсмический мониторинг, который позволяет построить облако гипоцентров микросейсмических событий, характеризующее рост трещины. Неотъемлемой частью обработки микросейсмических данных стала инверсия механизма источника (тензора сейсмического момента). Он предоставляет важную информацию о механизме разрушения горных пород в результате генерации микросейсмического события. Так, на основе тензора моментов могут быть выделены источники, соответствующие отрывному или сдвиговому механизмам разрушения. Таким образом, появляется возможность связать результаты анализа микросейсмических данных с геомеханическими моделями гидроразрыва (для их проверки и калибровки).

Стандартные геомеханические модели ГРП предполагают рост вертикальной трещины отрыва, которая должна привести к источникам типа растяжения или дипольного типа. В то же время, в реальных микросейсмических данных наиболее часто наблюдаются источники, соответствующие механизму двойной пары сил. Этот механизм соответствует сдвиговому разрушению горных пород. Есть два самых популярных объяснения генерации источников типа двойной пары сил во время ГРП: фильтрация жидкости и увеличение порового давления, которое делает существующие касательные напряжения критическими [Shapiro, 2008], рост основной трещины может затронуть существовавшие ранее трещины, вызывая сдвиговые механизмы очагов [Maxwell, 2011].

Целью работы является определение эффективных точечных источников сейсмических волн на основе анализа упругих колебаний, возникающих при росте трещины гидроразрыва по разным механизмам. Излучение, соответствующее каждому механизму, рассчитывается при помощи численного моделирования приращения трещины. Полученные колебания регистрируются на фиксированном расстоянии от вершины по круговому контуру (рис. 1). Расстояние выбирается так, чтобы круговая линия регистрации находилась в дальней зоне, то есть отдельные волны уже сформировались и могли быть рассмотрены отдельно. Снятые амплитуды продольных и поперечных волн на круговых линиях затем анализируются и сопоставляются с диаграммами направленности идеальных точечных источников, что позволяет описать их эффективным точечным источником (который и предполагается при инверсии данных микросейсмического мониторинга).

Эти результаты далее могут быть использованы для совместной интерпретации геомеханических моделей сценариев роста трещины ГРП и тензоров сейсмических моментов, которые могут быть получены из микросейсмических данных.

Моделирование роста трещины и сопутствующего излучения упругих волн

Задача о приращении трещины решается в двумерной постановке для условий плоской деформации. Для моделирования роста трещин с учетом динамических явлений численно решается система уравнений, включающая уравнения движения и неразрывности, для упругой и упруго-пластической моделей поведения среды:

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho u_{i,i} = 0, \sigma_{ij,j} + \rho F_i = \rho \frac{du_i}{dt},$$

где ρ – плотность, u_i – компоненты вектора смещений, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений, F_i – массовые силы.

Компоненты тензора деформации d_{ij} и тензора вращения ω_{ij} определяются соотношениями:

$$d_{ij} = (u_{i,j} + u_{j,i})/2 \quad \omega_{ij} = (u_{i,j} - u_{j,i})/2.$$

Упругие напряжения рассчитываются по гипотезе Гука:

$$\hat{s}_{ij} = 2\mu \left(d_{ij} - \frac{1}{3} d_{kk} \delta_{ij} \right), \quad \hat{\sigma} = -K\dot{V}/V,$$

где $\hat{s} = \dot{s}_{ij} - s_{ik}\dot{\omega}_{jk} - s_{jk}\dot{\omega}_{ik}$ – производная Яумана, K и μ – модули сжатия и сдвига (точка над переменной обозначает производную по времени), V – объем. Соответствующие соотношения записаны с использованием разложения тензора напряжения на сферическую и девиаторную части: $\sigma_{ij} = -\sigma\delta_{ij} + s_{ij}$, где $\sigma = -\sigma_{kk}/3$ – давление, s_{ij} – девиаторная часть, δ_{ij} – символ Кронекера. Напряженное состояние ограничивалось поверхностью предельного состояния, при достижении которой развивалась необратимая (пластическая) деформация [Стефанов, 2002].

Рост трещины был описан явно путем образования и роста новых свободных поверхностей посредством разделения узлов расчетной сетки [Wilkins, 1999; Немирович-Данченко, 1998; Стефанов, 1998]. Для уменьшения влияния высокочастотных колебаний, вызванных разделением узлов и созданием новых поверхностей, были внесены некоторые коррективы в данную процедуру. Снятие напряжений на образующихся поверхностях при приращении трещины осуществлялось не мгновенно, а постепенно, в течение заданного промежутка времени. В этом случае длина излучаемого импульса связана пропорционально с продолжительностью снятия напряжения, что позволяет генерировать импульсы с достаточной детальностью для численной схемы. На основе анализа полученных результатов был выбран интервал времени снятия напряжений, при котором высокочастотные колебания наименьшим образом искажали волновую картину. Расчеты выполнены при помощи явной конечно-разностной схемы [Wilkins, 1999].

Результаты расчетов

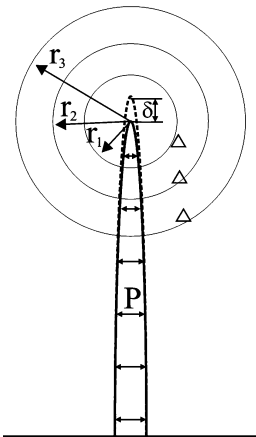
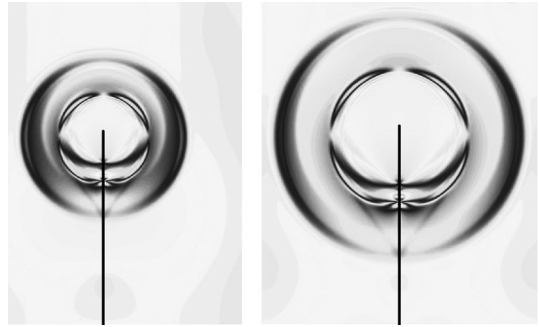


Рис. 1. Схема регистрации колебаний при росте трещины

Были выполнены ряд расчетов при разных условиях нагружения исследуемой области, содержащей трещину, что обеспечивало разные механизмы ее роста, а также при разной длине приращения и свойств среды. Условия нагружения показаны на рис. 1. Первоначальная форма трещины на рисунке показана черной сплошной линией, конечная форма после приращения – пунктирной линией. Все расчеты выполнены в условиях, когда в начальном состоянии: $\sigma_x = 40$ МПа, $\sigma_y = 60$ МПа. Давление в трещине превышало напряжения в окружающей среде на $\Delta P = 10$ МПа: $P = \sigma_x + \Delta P$. Для рассмотрения процесса в условиях сдвига были проведены расчеты, когда $\sigma_{xy} = 10$ МПа, а также при отсутствии превышения давления в трещине над напряжениями в окружающей среде ($\Delta P = 0$).

На рис. 2. показаны волновые поля в последующие моменты времени, полученные при приращении трещины под действием внутреннего давления, при отсутствии ка-

Рис. 2. Волновое поле в последовательные моменты времени после приращивания трещины отрыва



сательной компоненты напряжений на удалении от трещины. При данных условиях рост трещины соответствует отрывному механизму. Сгенерированное волновое поле записывалось по круговому контуру, на рис. 3, слева. На рис. 3, справа приведены полученные сейсмограммы: радиальная компонента (вверху) и поперечная компонента (внизу), горизонтальная ось показывает угол между направлением на приемник и вертикалью, относительно вершины трещины. На данных записях легко выделяются Р- и S-волны на радиальной и поперечной компонентах соответственно.

Для интерпретации результатов на сейсмических трассах мы выбрали окна, содержащие Р- и S-волны, они показаны на рис. 3, справа. Для этих окон были построены траектории движения частиц на рис. 4, а, где пунктирная линия соответствует Р-волне, а сплошная – S-волне. На рисунке хорошо видно, что поляризации обеих волн близки к линейным, и хорошо соответствует теоретическим. После измерения максимальных амплитуд в пределах выбранных окон были построены диаграммы направленности для обеих волн (см. рис. 4, б); заметим, что

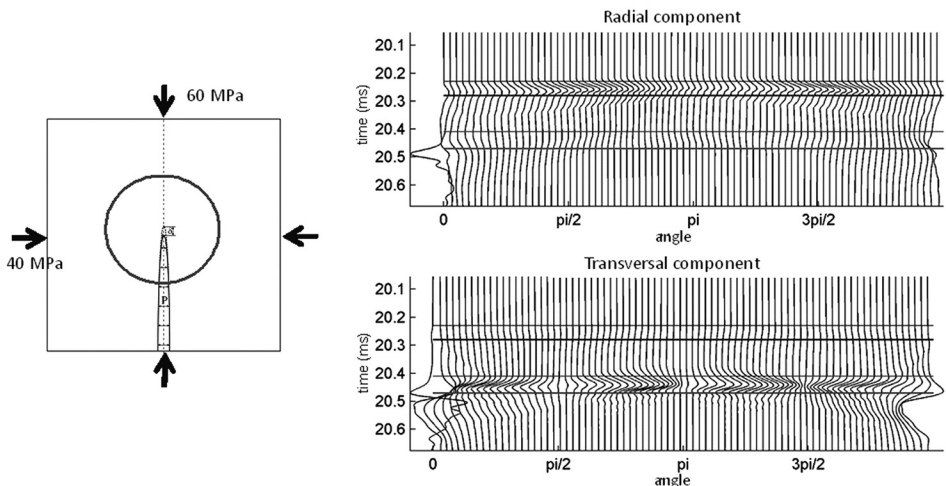


Рис. 3. Рост трещины и генерация волнового поля. Схема роста трещины на левой: существующие трещины продвигаются вперед для конечной стадии δ ; волновое поле записывается на круге, окружающем окончание трещины. Упругое волновое поле показано справа: радиальная (вверху) и поперечная (внизу) компоненты. Горизонтальные линии показывают окна для анализа поляризации и амплитуды (для Р- и S-волны)

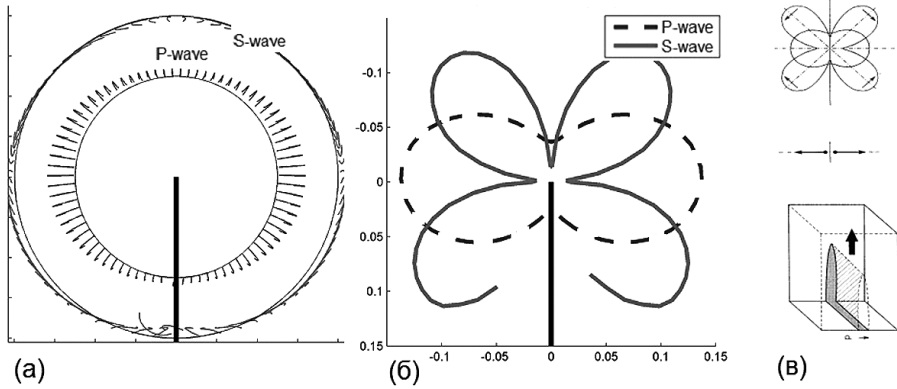


Рис. 4. Поляризация и диаграмма направленности волны для трещины отрыва. Траектории движения частиц для P- и S-волн (а), диаграмма направленности для P- и S-волн (б) и теоретическая диаграмма направленности для трещины отрыва (в)

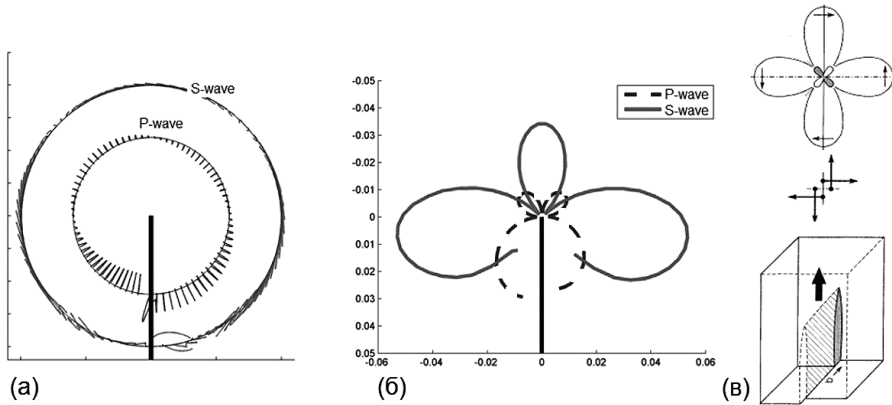


Рис. 5. Поляризация и диаграмма направленности волны для трещины сдвига. Траектории движения частиц для P- и S-волн (а), диаграмма направленности для P- и S-волн (б), теоретическая диаграмма направленности (в)

эта диаграмма направленности находится в хорошем соответствии с теоретической диаграммой (см. рис. 4, в). Наилучшее соответствие расчетной и теоретической диаграмм направленности было получено в случае, если впереди растущей трещины имелась дополнительная трещина, так что приращение основной трещины обеспечивало их слияние.

На рис. 5 показаны результаты анализа излучения для сдвигового механизма приращения трещины. В этом случае внутреннее давление в трещине отсутствовало, а начальное напряженное состояние (удаленная нагрузка) имела сдвиговую составляющую. На рисунке видно, что эти диаграммы направленности являются асимметричными и заметно отличаются от идеального механизма источника двойной пары сил. Излучение поперечных волн почти в два раза сильнее в направлении ортогональном трещине, по сравнению с направлением вдоль трещи-

ны. Наибольшая интенсивность Р-волны наблюдается в направлении трещины, рис. 5, б.

Выводы

Результаты численного моделирования приращения трещин с учетом динамики процесса, позволяют анализировать процесс излучения упругих волн и интерпретировать элементарные акты с позиции точечных источников. Такой анализ позволит изучить влияние геомеханических условий на процессы излучения и сопоставить с данными наблюдений для интерпретации микросейсмических данных. Таким образом, тензора моментов, определяемые при инверсии микросейсмических данных, могут быть связаны с различными геомеханическими сценариями роста трещины гидроразрыва. Результаты исследования могут быть использованы для разработки методов калибровки моделей ГРП.

Анализ полученных результатов численного моделирования показал, что наибольшая амплитуда упругих волн, а также соответствие теоретическим диаграммам направленности наблюдается, когда трещина достигает уже существующие трещины по сравнению с ростом трещины в однородной среде.

Работа была поддержана в рамках Соглашения со Сколтехом (№ 711-MRA).

Литература

Немирович-Данченко М.М. Модель гипоупругой хрупкой среды: применение к расчету деформирования и разрушения горных пород // Физ. мезомех. 1998. Т. 1. № 2. С. 107–114.

Стефанов Ю.П. Численное исследование поведения упруго-идеальнопластических тел, содержащих неподвижную и распространяющуюся трещины, под действием квазистатических и динамических растягивающих нагрузок // Физ. мезомех. 1998. Т. 1. № 2. С. 81–93.

Grechka, V., Duchkov, A.A., Narrow-angle representations of the phase and group velocities and their applications in anisotropic velocity-model building for microseismic monitoring // *Geophysics*, 76 (6), WC127-WC142 (2011).

Maxwell, S.C., 2011, Hydraulic Fracture Height Growth, *Recorder*, 36 (8), 18-22 (2011).

Shapiro, S.A., *Microseismicity: A Tool for Reservoir Characterization* // EAGE Publications, Houten, The Netherlands, 2008.

Wilkins, M.L., *Computer Simulation of Dynamic Phenomena*, Springer-Verlag, 1999, 246 p.

ОДИН МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛОКАЛЬНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ИЗ АНАЛИЗА ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Н.В. Дубиня¹, К.А. Ежов²

¹ Газпромнефть-НТЦ, Москва

² Schlumberger Information Solutions, Москва
Dubinya.NV@gazprom-neft.ru KEzhov@slb.com

В работе освещены различные способы определения параметров текущего напряженно-деформированного состояния пород, использующие данные, полученные при бурении скважин. Показано, что повсеместно используемые на данный момент методы не позволяют определить вид тензора напряжений однозначным образом. Авторами создан прототип методики, позволяющей определять значения максимальных горизонтальных напряжений в трещиноватых коллекторах с помощью данных, полученных из специальных скважинных исследований в совокупности с экспериментами по определению особенностей разрушения керна. По предложенной методике вид тензора напряжений рассчитан для нескольких нефтедобывающих скважин, результаты расчета лежат внутри диапазона допустимых значений, полученного с помощью стандартного подхода к одномерному моделированию, а погрешность определения оказалась сравнительно малой.

Введение

Определение параметров напряженно-деформированного состояния (НДС) различных разномасштабных зон земной коры долгое время является одним из приоритетных направлений физики Земли. Этому вопросу посвящено большое количество работ и исследований [Ребецкий, 2007; Zoback, 2007], осложняющихся отсутствием прямых методов измерения параметров НДС и необходимостью решения обратной задачи. Как следствие, разрабатываются новые методы и подходы к использованию разного рода источников информации для уточнения параметров НДС. Одним из наиболее часто использующихся источников информации принято считать проявления процессов разрушения: данные о тектонических событиях (естественных и индуцированных), свойствах геологических неоднородностей земной коры и т.п. Необходимо отметить, что, как правило, такие методы позволяют судить лишь о параметрах НДС в конкретных точках: вопросу восстановления пространственного распределения напряжений по точечным источникам также посвящен ряд исследований [Mukhamediev, Galybin, Brady, 2006; Carpasso, Mantica, 2006].

Важную информацию, способную помочь решить проблему восстановления напряжений, предоставляют процессы бурения: при эксплуатации нефтяных и нефтегазовых месторождений проводятся специальные внутрискважинные комплексы исследований, добавляющие определенности рассматриваемому вопросу. Так, например, проведение специального теста – мини-ГРП позволяет определить значе-

ние одной из главных компонент тензора напряжений, действующих в окрестности скважины на конкретной глубине [Nolte, 1986]. Также исследования профиля стенок скважины позволяют судить о направлении главных осей тензора напряжений, а исследования профиля плотности пород дают возможность судить о профиле вертикальных напряжений, действующих вдоль скважины. Тем не менее, на данный момент не реализован единый подход к восстановлению всех шести независимых компонент тензора напряжений по скважинным исследованиям.

В данной работе предлагается совместить один из ключевых источников информации о природных напряжениях – анализ нарушений сплошности среды – с информативными скважинными исследованиями. Авторы обнаружили, что совместный анализ трещиноватости породы можно при некоторых условиях связать с природным НДС прискважинной зоны. Это, в свою очередь, дает возможность говорить о тектонических напряжениях на больших масштабах. Есть основания полагать, что дальнейшее развитие предлагаемого авторами подхода позволит значительно уточнить возможные значения напряжений, действующих в некоторых областях земной коры.

Одномерная геомеханическая модель

К стандартным операциям при разработке нефтяных и нефтегазовых месторождений является построение одномерных геомеханических моделей: возможных профилей главных напряжений, действующих вдоль скважины. Такие модели позволяют решать ряд задач, возникающих в ходе разработки: вынос песка, проседание поверхности и т.п. [Fjaer, 2008]. Геомеханическая модель может включать или 6 независимых компонент тензора напряжений, действующих в окрестности скважины, определенных для каждой глубины, или 3 главных значения тензора напряжений и ориентацию главных осей, также задаваемую тремя независимыми направляющими косинусами. Величины по-прежнему рассчитываются для каждой глубины и связываются с НДС окрестности скважины. Как правило, чаще реализуется второй способ, так как часто одну из главных осей с достаточной точностью можно принять близкой к вертикальной.

К минусам стандартного подхода восстановления поля напряжений можно отнести априорное задание определяющих соотношений среды. Как будет видно ниже, горизонтальные напряжения обычно рассчитываются исходя из предположения об упругости среды, тогда как пластическими деформациями и, соответственно, историей геологических процессов часто пренебрегают. Тем не менее, реализуемый подход оправдывается результатом: геомеханические модели используются при бурении новых скважин и уточняются на проявлениях при бурении.

Исходными данными для построения одномерной геомеханической модели служат профили упругих и прочностных свойств среды вдоль скважины, а также плотность среды. Набор данных включает в себя следующие профили: статический модуль Юнга среды $E(z)$; статический коэффициент Пуассона среды $\nu(z)$; коэффициент Био среды α ; угол внутреннего трения среды $\alpha(z)$; когезию среды $C(z)$; распределение плотности $\rho_{\text{породы}}(z)$.

Эти данные будут использоваться в настоящем исследовании для определения главных значений тензора напряжений как функций от глубины.

Как правило, одна из главных осей тензора напряжений вертикальна, а направления двух других (горизонтальных) могут быть определены из анализа профиля

ствола скважины. Для упрощения расчетов дальнейший анализ будет проводиться в предположении о справедливости указанных утверждений и для случая вертикальной скважины. Будут использоваться следующие обозначения.

Главные напряжения будут записываться как $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (для эффективных напряжений) или S_1, S_2, S_3 (для полных напряжений). Аналогично, для определения эффективных напряжений будет использоваться символ σ , а для полных S . Связь между полными и эффективными напряжениями определяется соотношением Терцаги $\sigma_{ij}(z) = S_{ij}(z) - \alpha P_{\text{пор}}(z) \delta_{ij}$, где $P_{\text{пор}}(z)$ – давление жидкости, насыщающей среду, δ_{ij} – символ Кронекера. Сжимающие напряжения принимаются положительными, нумерация производится от большего к меньшему: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$;

Вертикальное напряжение, обусловленное весом вышележащих пород, будет обозначаться как $S_v(z)$. Это напряжение считается одним из главных значений тензора напряжений на любой глубине. Два горизонтальных напряжения, также являющиеся главными, будут обозначаться, как $S_h(z)$ и $S_H(z)$, причем $S_h(z) < S_H(z)$.

Профиль вертикального напряжения может быть определен простым интегрированием плотности:

$$S_v(z) = \int_0^z \rho_{\text{породы}}(z) g dz \quad \sigma_v(z) = S_v(z) - P \quad (1)$$

При этом поровое давление определяется в простейшем случае из гидростатического приближения:

$$P_{\text{пор}}(z) = \int_0^z \rho_{\text{жидкости}} \quad (2)$$

Здесь $\rho_{\text{жидкости}}(z)$ есть профиль плотности насыщающей среду жидкости.

Для определения горизонтальных напряжений используется закон Гука: предполагается, что горизонтальные напряжения могут быть определены при введении двух дополнительных параметров – деформаций $\epsilon_h(z)$ и $\epsilon_H(z)$, которые вызываются действием дополнительных горизонтально направленных тектонических сил, обуславливающих анизотропию горизонтальных напряжений. Направления их действия совпадают, соответственно, с направлениями главных горизонтальных осей тензора напряжений. Обращение закона Гука, принятого справедливым для эффективных напряжений, дает возможность выразить горизонтальные напряжения через упругие свойства, уже построенные профили и вновь введенные деформации:

$$S_h(z) = S_v(z) \frac{\nu(z)}{1 - \nu(z)} - \pm P_{\text{пор}}(z) \frac{\nu(z)}{1 - \nu(z)} + \pm P_{\text{пор}}(z) + \mu_h(z) \frac{E(z)}{1 - \nu(z)^2} + \mu_H(z) \frac{\nu(z)E(z)}{1 - \nu(z)^2} \quad (3)$$

$$S_H(z) = S_v(z) \frac{\nu(z)}{1 - \nu(z)} - \pm P_{\text{пор}}(z) \frac{\nu(z)}{1 - \nu(z)} + \pm P_{\text{пор}}(z) + \mu_h(z) \frac{E(z)}{1 - \nu(z)^2} + \mu_H(z) \frac{\nu(z)E(z)}{1 - \nu(z)^2} \quad (4)$$

Важно, что величины $\varepsilon_h(z)$ и $\varepsilon_H(z)$ не являются известными. Определение этих параметров является приоритетной задачей настоящего исследования.

Прочностные свойства среды дают возможность определить нижнюю границу минимального горизонтального напряжения $\underline{\sigma}_h(z)$ и верхнюю границу максимального горизонтального напряжения $\overline{\sigma}_H(z)$:

$$\underline{\sigma}_h(z) = \sigma_v(z) \frac{1 - \sin \alpha(z)}{1 + \sin \alpha(z)} - 2C(z) \frac{\sin \alpha(z)}{1 + \sin \alpha(z)} \quad (5)$$

$$\overline{\sigma}_H(z) = \sigma_v(z) \frac{1 + \sin \alpha(z)}{1 - \sin \alpha(z)} + 2C(z) \frac{\sin \alpha(z)}{1 - \sin \alpha(z)} \quad (6)$$

Эти соотношения выводятся в предположении о том, что разрушение среды не происходит, если НДС удовлетворяют критерию Кулона. Данные соотношения не используются в работе напрямую, а служат ограничителем варьируемых параметров.

Таким образом, неизвестными остаются два профиля деформаций $\varepsilon_h(z)$ и $\varepsilon_H(z)$. При определении этих профилей данных скважинных исследований должно быть достаточно для того, чтобы восстановить из профиля вертикальных напряжений (1) профили горизонтальных напряжений (3) и (4). При этом полученные напряжения должны заключаться в интервале, обусловленном соотношениями (5), (6).

Некоторую степень неопределенности снимает наличие информации, полученной благодаря мини-ГРП. Данное исследование позволяет с высокой точностью определить величину минимального главного напряжения σ_1 на некоторой фиксированной глубине z_0 . В зависимости от реализуемого тектонического режима минимальным главным напряжением может являться либо вертикальное напряжение σ_v , либо минимальное горизонтальное напряжение σ_h . Полезную с точки зрения построения геомеханической модели информацию мини-ГРП несет во втором случае: если известно значение $\sigma_h(z_0)$, выражения (3) и (4) могут быть уточнены. Накладывается дополнительное условие связи на величины $\varepsilon_h(z)$ и $\varepsilon_H(z)$:

Если справедливо условие:

$$\sigma_h(z_0) = \sigma_v(z_0) \frac{v(z_0)}{1 - v(z_0)} + \varepsilon_h(z_0) \frac{E(z_0)}{1 - v(z_0)^2} + \varepsilon_H(z_0) \frac{v(z_0)E(z_0)}{1 - v(z_0)^2}, \quad (7)$$

то между $\varepsilon_h(z_0)$ и $\varepsilon_H(z_0)$ должно выполняться соотношение:

$$\varepsilon_h(z_0) + \varepsilon_H(z_0)v(z_0) = \frac{\sigma_h(z_0) - \sigma_v(z_0)}{E(z_0)} \left(1 - v(z_0)^2\right). \quad (8)$$

Наложение дополнительного условия приводит к тому, что неизвестным остается некоторый комплекс величин $\varepsilon_h(z_0)$ и $\varepsilon_H(z_0)$. Неопределенность задачи снижается тем самым на единицу, но задача по-прежнему не имеет единственного решения – решению соответствует некоторый класс функций вида $\varepsilon_h(z) + \varepsilon_H(z)v(z)$. Для последующего снятия неопределенности существуют различные подходы: анализ проявлений при бурении; анализ профиля ствола скважины (вывалы); использование построенных геомеханических моделей с соседних скважин. В исследовании предлагается способ уточнения профилей $\varepsilon_h(z)$ и $\varepsilon_H(z)$ по данным, которые могут быть получены после проведения специального анализа трещиноватости среды.

Предлагаемый подход

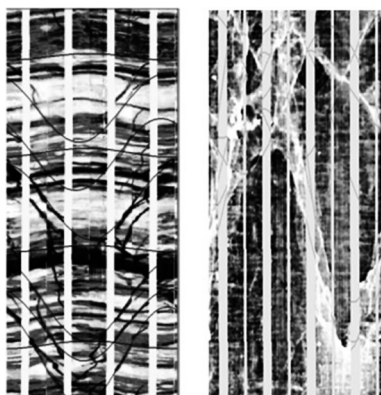


Рис. 1. Пример интерпретации микросканеров

В данном исследовании для определения величин $\varepsilon_n(z)$ и $\varepsilon_H(z)$ предлагается провести анализ трещиноватости среды. Специальные скважинные исследования, проводимые с помощью акустических (UBI Ultrasonic Borehole Imager) и/или электрических микросканеров (FMI – Fullbore Formation Microimager), позволяют определить положение и пространственное распределение естественных трещин, существующих в породе и техногенных трещин, появление которых обусловлено бурением (рис. 1).

Простые геометрические расчеты дают возможность определить пространственную ориентацию каждой трещины относительно направлений действия вертикального, а также минимального и максимального горизонтальных напряжений. Стандартная интерпретация позволяет определить для каждой трещины тройку направляющих косинусов:

$$l = \cos(\vec{T}, \vec{\sigma}_1) \quad m = \cos(\vec{T}, \vec{\sigma}_2) \quad n = \cos(\vec{T}, \vec{\sigma}_3) \quad (9)$$

Здесь $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – главные напряжения, причем $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. В зависимости от реализованного режима напряженного состояния (Normal Fault, Strike-Slip, Reverse Fault), эти значения соответствуют $\sigma_v, \sigma_H, \sigma_h$, определенным по методу, изложенному выше.

Таким образом, для каждой трещины может быть определена тройка направляющих косинусов в пространстве главных напряжений. Эти величины могут быть использованы при анализе трещиноватости с использованием плоскости Мора.

Рассматривается плоскость (σ_n, τ_n) нормальных и касательных напряжений, действующих на площадке. Полученные ориентации нормалей к трещинам могут быть проинтерпретированы следующим образом: если в конкретной точке пространства известны три главных значения тензора напряжений и направления главных осей, то единственным образом могут быть определены нормальные и касательные напряжения, действующие на площадке, пространственная ориентация которой задана направляющими косинусами l и n (косинусами углов между нормалью к площадке и направлениями действия σ_1 и σ_3 соответственно):

$$\sigma_n = \sigma_2 + l^2(\sigma_1 - \sigma_2) + n^2(\sigma_3 - \sigma_2) \quad (10)$$

$$\tau_n = \sqrt{\left(\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}\right)^2 + l^2(\sigma_1 - \sigma_2)(\sigma_1 - \sigma_3) - \left(\sigma_n - \frac{\sigma_2 + \sigma_3}{2}\right)^2} \quad (11)$$

Таким образом, получено множество упорядоченных пар (σ_n, τ_n) , причем число этих пар соответствует числу проинтерпретированных трещин. Следует отметить, что, вообще говоря, это множество точек не будет лежать внутри единого классического треугольника Мора – это будет выполняться только при наличии специальной связи между функциями $\varepsilon_n(z)$ и $\varepsilon_H(z)$. Эта связь должна обуславливать сохране-

ние вида эллипсоида напряжений (соотношение между главными напряжениями) вдоль всей глубины. В общем случае такое условие необязательно выполняется.

Использование плоскости Мора (σ_n , τ_n) при анализе трещиноватости, определенной по данным микросканеров, было предложено в работе [Barton, Zoback, Moos, 1995]. Авторами было показано, что все трещины можно разделить на два класса, условно называемых проводящими и непроводящими. После анализа большого количества трещин было определено, что трещину следует отнести к проводящим, если для нее выполняется соотношение, аналогичное закону сухого трения:

$$\frac{\tau_n}{S_1} > \mu \frac{\sigma_n}{S_1} \quad (12)$$

Здесь μ – безразмерный параметр, изменяющийся в пределах (0; $\text{tg } \alpha(z)$). Эта величина определяется эмпирическим путем для каждой скважины, исходя из анализа соседних скважин. В работе [Barton, Zoback, Moos, 1995] значение этой величины было принято $\mu = 0,6$. Подстановка соотношений (10)–(11) в условие (12) с учетом единственным образом выбранной ориентации трещин (9) позволяет напрямую определить всю совокупность трещин, удовлетворяющих критерию (12):

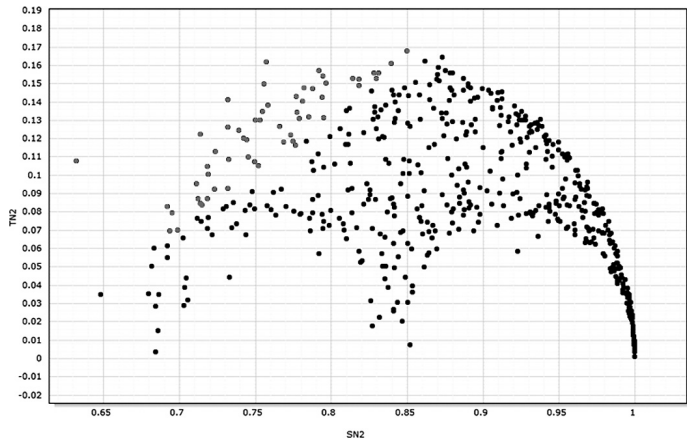
$$\frac{\sqrt{\left(\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}\right)^2 + l_2^2 (\sigma_1 - \sigma_2)(\sigma_1 - \sigma_3) - \left(\sigma_n - \frac{\sigma_2 + \sigma_3}{2}\right)^2}}{\sigma_2 + l_2^2 (\sigma_1 - \sigma_2) + n_2^2 (\sigma_3 - \sigma_2)} > \mu \quad (13)$$

Неравенство может быть записано в строгой форме, если учесть, что трещины, которым соответствуют нулевые компоненты напряжения σ_n , критерию (12) удовлетворять не будут.

Данное условие может быть использовано для уточнения информации о параметрах НДС, если тем или иным способом может быть определено, какие именно трещины являются проницаемыми или, как минимум, какова их доля. Такая информация может быть получена из анализа данных, полученных из FMI и UBI. Графическое представление данного подхода может быть реализовано с использованием диаграммы Мора, построенной в нормированных координатах (σ_n/S_v , τ_n/S_v) (рис. 2).

Авторами предлагается использовать условие (13) для определения такого вида тензора напряжений, при котором доля трещин, для которых оно выполняется,

Рис. 2. Плоскость Мора. Разделение трещин на классы согласно условию (13)



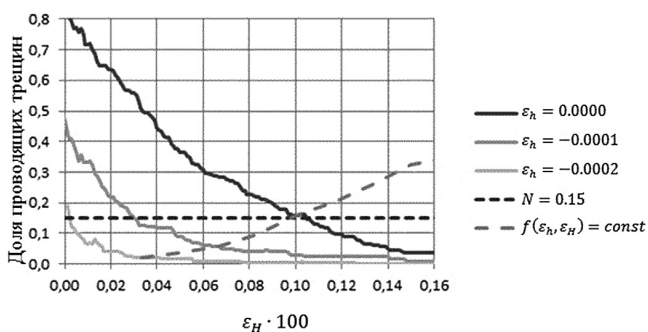


Рис. 3. Доля проводящих трещин как функция от горизонтальных деформаций

оказывается максимально приближенной к «истинной» доли проводящих трещин, определенной из анализа микросканеров. Основными выражениями для определения напряжений, действующих на каждую из проинтерпретированных трещин, являются выражения (1)–(4). В качестве параметров используются профили горизонтальных деформаций $\varepsilon_h(z)$ и $\varepsilon_H(z)$. В работе [Афанасьев, Никитин, Латыпов, Борисов, 2009] данные профили заменены на постоянные по глубине величины ε_h и ε_H . Такое упрощение обосновано проведенным анализом парной и множественной мультиколлинеарности и будет использоваться в предлагаемом подходе.

Выражения (5)–(6), ограничивающие значения горизонтальных напряжений, накладывают также естественные ограничения и на деформации ε_h и ε_H . Авторами предлагается рассмотреть все множество упорядоченных пар ε_h и ε_H из диапазона, накладываемого ограничениями (5)–(6), и определить долю проводящих трещин для каждой из этих упорядоченных пар. В качестве параметра – максимальные горизонтальные деформации ε_H , при этом строятся отдельные кривые для каждого значения ε_h . Вид зависимости доли проводящих трещин от горизонтальных деформаций, определенной для данных, полученных из исследований реальной скважины, изображен на рис. 3 (сплошные линии). Горизонтальная штрихованная линия отображает значение «истинной» доли проводящих трещин, определенное из исследований. Видно, что эта линия пересекает все кривые, отвечающие рассмотренным значениям ε_h . Но абсциссы точек пересечения этой линии с различными сплошными кривыми различаются.

К полученной картине необходимо добавить ограничение (8), представленное, соответственно, штрихованной кривой. Именно на этой кривой должны лежать все допустимые значения деформаций. Из рисунка видно, что существует точка, в которой пересекается и горизонтальная прямая, и кривая допустимых значений деформаций, и одна из семейства кривых постоянных ε_h . Именно эта точка, согласно предложенному методу, будет отвечать искомым значениям деформаций (в данном примере $\varepsilon_h \approx 0$, $\varepsilon_H \approx 0,001$). Точность определенных значений в значительной степени зависит от качества интерпретации микросканеров, поэтому ее количественная оценка остается предметом отдельного дальнейшего исследования.

Полученная пара значений ε_h , ε_H далее подставляется в выражения для профилей горизонтальных напряжений (3), (4). Таким образом, предложенный алгоритм позволяет со сравнительно высокой точностью определить профили горизонтальных напряжений. Следует отметить, что ключевыми факторами, влияющими на точность полученных решений, являются неоднозначности, сопутствующие интерпретации данных микросканеров.

Заключение

Предложенная в работе методика позволяет определить профили горизонтальных напряжений, действующих в окрестности скважины, по анализу микросканеров. Важность этого результата обусловлена тем, что с математической точки зрения ни одна из широко применяемых на практике методик восстановления полей горизонтальных напряжений не дает единственного решения, что показано в первой части работы. В то же время, предлагаемый подход дает возможность полностью определить вид тензора напряжений, действующих в окрестности скважины, на любой глубине, пусть и в некоторых приближениях (упругость среды, независимость деформаций от глубины).

На данный момент методика реализована в виде расчетного модуля, встроенного в ПО, использующегося для построения одномерных геомеханических моделей. Предполагается апробировать методику по множеству скважин, в качестве верификации использовать модели, уточненные на основании данных о бурении.

К дальнейшему развитию работы следует отнести количественный анализ неопределенности, сопровождающей определение профиля горизонтальных напряжений, а также использование более строгого критерия: среди всех НДС, в той или иной степени допускающих долю проводящих трещин, близкую к «истинной», следует выбирать то, в котором критерием будет служить соответствие продуктивных интервалов, определенных по специальным исследованиям, интервалам, в которых полученное НДС допускает наибольшее количество проводящих трещин. Другим важным направлением развития является корректный анализ учета поля напряжений, индуцированного бурением скважины.

Несмотря на то, что перспективы развития метода в целом сосредоточены на устранении его недостатков, уже сейчас можно использовать предложенный подход для повышения информативности скважинных исследований. Такие исследования могут служить ценным источником информации о напряженном состоянии верхних слоев земной коры, в первую очередь, в тех регионах, где тектоническая активность достаточно слаба и не позволяет определять НДС с достаточно высокой точностью.

Литература

Афанасьев, И.С., Никитин, А.Н., Латышов, И.Д., Борисов, Г.А. Прогноз геометрии трещины гидроразрыва пласта. Нефтяное хозяйство, 2009.

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

Barton, C.A., Zoback, M.D., Moos, D. Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock // *Geology*, 1995.

Capasso G., Mantica S. Numerical Simulation of Compaction and Subsidence using Abaqus // *Proc. ABAQUS Users' Conference*, 2006.

Fjaer E. Petroleum related rock mechanics / E.Fjaer, R.M. Holt, P.Horsrud, A.M. Raaen, R.Risnes // Elsevier, 2008.

Mukhamediev, Sh.A., A.N. Galybin and B.H.G. Brady, 2006. Determination of stress fields in elastic lithosphere by methods based on stress orientations. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. Vol. 43 (1): pp. 66–88.

Nolte, K.G. A general analysis of fracturing pressure decline with applications to three models // SPEFE, 1986.

Zoback, M.D. Reservoir geomechanics. Department of geophysics. Stanford University. 2007.

УДК 539.421

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ТРЕЩИН АВТОГРП

М.А. Тримонова, Н.В. Дубиня

Газпромнефть-НТЦ, Москва

Trimonova@gazprom-neft.ru

В данной работе рассматривается совокупность задач гидродинамики, теории упругости и механики хрупкого разрушения для определения геометрии трещины автоГРП и ее влияния на систему разработки. Рассматривается плоская задача о распространяющейся трещине Перкинса-Керна в проницаемой среде. Течение жидкости в трещине описывается уравнениями сохранения массы и движения; фильтрация жидкости в окружающем трещину пласте описывается уравнением пьезопроводности. Для сшивки решений этих задач ставятся граничные условия на стенки трещины. Предложенный подход допускает рассмотрение изменения длины трещины автоГРП, с течением времени. Процесс развития трещины исследуется при помощи энергетического критерия Ирвина. Описанный алгоритм и его реализация в виде расчетного модуля является основным техническим результатом работы. Практическая значимость проявляется в возможности корректного учета автоГРП при планировании системы разработки.

Введение

Работа посвящена анализу процесса развития трещин автоГРП при разработке нефтяных месторождений с учетом системы поддержания пластового давления, а также численному моделированию рассматриваемого процесса и специальным методами исследований.

Математическое описание процесса заводнения пласта усложняется явлением возникновения на нагнетательных скважинах трещин автоГРП – нарушений сплошности среды коллектора, характеризующихся значительными протяженностями и распространяющихся от нагнетательной скважины. Этот процесс характерен для подавляющего большинства нагнетательных скважин, находящихся в эксплуатации, что определяет актуальность исследования. Длины трещин могут быть сравнимы с характерными расстояниями между соседними скважинами в системе разработки, что может привести к нежелательным последствиям: помимо того,

что увеличивается вероятность прорыва воды, новые добывающие скважины, вводимые в эксплуатацию при уплотнении системы разработки, могут находиться в малой окрестности трещин автоГРП. Из-за этого эффективность их работы может оказаться близкой к нулю.

Важность определения параметров трещин автоГРП показана в исследовании [Давлетбаев, Байков, Бикбулатова, 2014]. В этой работе авторы исследовали поведение добывающих и нагнетательных скважин в системе разработки при изменении параметров работы. При этом было обнаружено, что особенности влияния трещины автоГРП на динамику добычи окружающих скважин позволяют говорить о возможном отклонении траектории развития трещины от прямолинейной.

Постановка задачи

Цель работы – создание математической модели распространения трещины автоГРП для определения ее геометрии. Основной задачей является совместное решение задач гидродинамики, теории упругости и механики хрупкого разрушения. Задача гидродинамики состоит из двух подзадач, являющихся базой создания конечного модуля, описывающих состояние пласта и трещины в каждый момент времени.

Для пласта решается двумерное уравнение пьезопроводности в параболическом виде с граничными условиями на границе рассматриваемой области, а также в области нахождения трещины и других скважин, если таковые имеются. Для трещины решается система одномерных уравнений: 1) уравнение движения в плоском канале; 2) уравнение неразрывности, с граничными условиями на забое скважины, откуда трещина проросла, и на конце трещины. Важным предметом рассмотрения являются утечки, учет которых необходим для корректности задачи. Необходимо отметить, что именно специальный метод учета утечек допускает получение физических результатов: трещина не растет на бесконечную длину. И, наконец, утечки из трещины в пласт являются важным параметром для проведения корректной сшивки решений для пласта и для трещины. Об этом говорит тот факт, что скорость фильтрации воды в пласт напрямую зависит от давления в трещине и давления на контуре трещины и вычисляется с помощью закона Дарси. Таким образом, по определенному распределению давления в трещине находится граничное условие для уравнения пьезопроводности для пласта. А давление в пласте, в свою очередь, играет роль граничного условия на контуре трещины.

Темпы роста и текущая геометрия трещины зависят от распределения давления флюида в ней. Следовательно, определить конечную длину трещины можно, рассмотрев нестационарное течение. Таким образом, добавляется еще одна подзадача – рост трещины, влияние которой учитывается как увеличение длины граничной области для задачи пласта и увеличение рассматриваемой области для задачи трещины.

Обратное влияние гидродинамических процессов на рост трещины, описывается механикой хрупкого разрушения. В работе предлагается исследовать процесс развития с помощью критерия Ирвина. Так как трещина автоГРП формируется за счёт внутреннего давления и представляет собой разрыв нормального смещения, она характеризуется первым коэффициентом интенсивности напряжений, определяющим нормальное хрупкое разрушение породы. Параметром, характеризующим разрушение, принято считать коэффициент интенсивности напряжений (КИН). Известно [Черепанов, 1974] выражение для нахождения данной величины для трещины в зависимости от распределения давления жидкости в ней, длины трещи-

ны, минимального главного напряжения, действующего в окрестности трещины. Определив данную величину и сравнив ее с критическим коэффициентом интенсивности напряжений, можно сделать вывод о росте трещины. Некоторым ограничением использования этого критерия является то, что на данный момент в нефтяной отрасли редко проводятся экспериментальные исследования для нахождения критического КИН, что является препятствием для применения данного подхода.

Завершающим этапом данной работы является рассмотрение вопроса о траектории трещины. Известно, что трещина распространяется вдоль главного максимального напряжения. Трещина растет прямо, если поле напряжений однородно. Но есть несколько факторов, которые влияют на однородность поля напряжений. Например, присутствие нагнетательных и добывающих скважин, в поле влияния которых трещина может попасть и изменить свою траекторию. Задача теории упругости сводится к анализу влияния упругого взаимодействия трещины и близлежащих скважин на траекторию данной трещины. Для решения данной задачи используется метод интегральных уравнений, который заключается в применении методов комплексной переменной к теории упругости с последующим решением полученных сингулярных уравнений численными методами. [Andreev, Galybin, Izvekov, 2015]. Для решения данных уравнений необходимо знать нагрузку, действующую на трещину. Она состоит из трех компонент: первая связана с главными напряжениями, действующими на контур трещины, вторая – с давлением в самой трещине, третья – с поровым давлением. Так как задачи нахождения порового давления и давления в трещине уже решены, то последним этапом решается задача теории упругости о нахождении траектории трещины.

Методика решения задачи

Течение жидкости в трещине и в пласте описывается уравнениями гидродинамики и фильтрации, рост трещины может быть определен с помощью основных положений механики хрупкого разрушения, что вызывает необходимость нахождения КИН, связанных с полями напряжений, действующих в пласте. Поля напряжений могут быть определены с помощью теории упругости. Исходя из того, что время решения задачи не должно быть слишком длительным, было решено отказаться от попыток совместного решения полной замкнутой системы уравнений. Вместо этого задача разделяется на отдельные подзадачи, которые решаются последовательно с помощью итеративного процесса.

Такой подход может быть применим за счет того, что скорости развития трещины и движения жидкости несоизмеримы: хрупкое разрушение происходит со скоростью, близкой к скорости звука в среде (для рассматриваемых сред эта величина составляет тысячи метров в секунду), которая, очевидно, значительно превышает скорость закачки.

Предложенный алгоритм может быть реализован для аналогичных задач разных степеней сложности. В данной работе задача упрощена следующим образом:

1. Задача предполагается двумерной – трещина представляется разрезом в горизонтальной плоскости.

2. Рассматриваемая среда предполагается однородной и изотропной по своим упругим, прочностным и фильтрационно-емкостным свойствам. Данное ограничение не является существенным, так как его неиспользование приведет к усложнению расчетов, но не к существенному качественному изменению подхода;

3. На данном этапе развития работы течение предполагается однофазным, а жидкость – имеющей ньютоновскую реологию. Устранение этого допущения является основным приоритетом дальнейшего развития работы. При этом, учитывая специфику автоГРП по сравнению с ГРП, описанные ограничения не вносят слишком большую погрешность в расчет гидродинамической задачи в трещине.

Описанный алгоритм был использован для создания численной модели, реализованной в среде Matlab. Для каждого из описанных этапов, а также для реализации итерационного процесса, была создана отдельная программа. В ходе работы был проведен ряд численных экспериментов по описанной методике. В результате были получены различные геометрические свойства трещин, соответствующие различающимся условиям месторождения и параметрам закачки.

Гидродинамическая задача о распространении трещины автоГРП

Далее приводится подробный численный алгоритм расчета гидродинамической задачи распространения трещины автоГРП в проницаемой среде. В данном алгоритме утечки жидкости через боковую поверхность трещины в пласт определяются из расчета двумерного поля давления в проницаемой среде, которое описывается уравнением пьезопроводности.

Рассматривается плоская задача о распространяющейся трещине автоГРП в проницаемой среде. Ширина трещины определяется, как и в двумерной модели трещины Перкинса-Керна, следующим выражением:

$$w(x, t) = w_0(p(x, t) - \sigma), \quad (1)$$

где σ – давление на кончике трещины, равное давлению закрытия трещины.

$$w_0 = \frac{4(1 - \nu)H}{\pi G}. \quad (2)$$

Здесь w – раскрытие трещины, t – текущее время, x – координата вдоль трещины, H – постоянная высота трещины, G – модуль сдвига, ν – коэффициент Пуассона.

Течение жидкости в трещине будет описываться уравнением непрерывности

$$\frac{\partial(wu)}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial t} = -2q_L \quad (3)$$

и уравнением движения

$$u = -\frac{w^2}{12\mu} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4)$$

В задаче рассматривается постоянное давление закачки жидкости в скважину,

$$p(x = \frac{l(t)}{2}, t) = p_0 \quad (5)$$

Здесь $u(x, t)$ – скорость течения жидкости в трещине, $q_L(x, t)$ – утечки жидкости разрыва через боковые поверхности трещины в окружающий ее пласт, μ – вязкость жидкости, $p(x, t)$ – давление жидкости в трещине.

Фильтрация жидкости в пласте описывается уравнением пьезопроводности:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \right), \quad (6)$$

где $P(x, y, t)$ – давление жидкости в пласте, κ – коэффициент пьезопроводности пласта. Утечки жидкости из трещины через боковую поверхность в пласт вычисляются через поле давления жидкости в пласте

$$q_L = -\frac{k}{\mu} \frac{\partial P(x = x_{fr}, y = y_{fr})}{\partial y} \quad (7)$$

k – коэффициент проницаемости пласта.

Фильтрация жидкости в упруго-деформируемом пласте описывается уравнением пьезопроводности (6). Решение данного уравнения будем искать на прямоугольной области $x \in [0, d_1]$, $y \in [0, d_2]$. Уравнение (6) решается со следующими граничными и начальными условиями:

$$\begin{aligned} P(x = 0, y, t) &= P(x = d_1, y, t) = P_\infty \\ P(x, y = 0, t) &= P(x, y = d_2, t) = P_\infty \\ P(x = x_{fr}, y = y_{fr}, t) &= P(x_{fr}, t) \\ P(x = x_{well(i)}, y = y_{well(i)}, t) &= P_{well(i)} \\ P(x, y, t = 0) &= P_\infty \end{aligned} \quad (8)$$

Первые два условия говорят о том, что на границе рассматриваемой области задается начальное пластовое давление. Следующие два условия ставятся в местах нахождения трещины и других скважин. Последнее условие – в начальный момент времени везде задается пластовое давление.

Для численного решения задачи (6), (8) применяется метод дробных шагов (продольно-поперечная разностная схема). Для построения разностного аналога уравнения (6) вводится следующая сетка:

$$\begin{aligned} \{(x_n, y_m, \tau), x_n = nh_1, n = \overline{0, N}; \\ y_m = nh_2, m = \overline{0, M}; \tau = l\eta, l = 0, 1, 2, \dots\} \end{aligned} \quad (9)$$

Необходимо также отметить, что шаг по времени разбивается в данном случае на два дробных полушага [Сандаков, 2009]: $\bar{\tau} = \tau + \eta/2$ и $\bar{\bar{\tau}} = \bar{\tau} + \eta/2$

$$\begin{aligned} \frac{\bar{P}_{nm} - P_{nm}}{\eta} &= \frac{1}{2}(\Lambda_1 \bar{P}_{nm} + \Lambda_2 P_{nm}) \\ \frac{\bar{\bar{P}}_{nm} - \bar{P}_{nm}}{\eta} &= \frac{1}{2}(\Lambda_1 \bar{P}_{nm} + \Lambda_2 \bar{\bar{P}}_{nm}) \end{aligned} \quad (10)$$

Здесь были введены разностные операторы второго порядка:

$$\begin{aligned} \Lambda_1 P_{nm} &= \frac{P_{n+1,m} - 2P_{nm} + P_{n-1,m}}{h_1^2} \\ \Lambda_2 P_{nm} &= \frac{P_{n,m+1} - 2P_{nm} + P_{n,m-1}}{h_2^2} \end{aligned} \quad (11)$$

Данная разностная схема имеет второй локальный порядок аппроксимации на равномерной сетке.

Таким образом, решение поставленной разностной задачи сводится к решению двух трехдиагональных систем алгебраических уравнений, которые решаются с помощью кода, написанного в среде MatLab. Результат расчета поля давлений в пласте представлен на рис. 1.

Течение жидкости разрыва в трещине удовлетворяет уравнению непрерывности (3). Подставляя уравнение движения в уравнение непрерывности, получаем:

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{1}{12\mu w_0} \frac{\partial(w^3 \frac{\partial w}{\partial x})}{\partial x} = -2q_L. \quad (12)$$

Данное уравнение решается со следующими граничными условиями:

$$w(x = c, t) = w_0(p_{\text{well}} - \sigma) \quad (13)$$

$$w(x = l(t), t) = 0 \quad p(x = l(t), t) = \sigma$$

Для численного решения уравнения используется неявная четырехточечная схема:

$$\{(x_n, \tau), x_n = nh, n = 0, \overline{N}; \tau = l\eta, l = 0, 1, 2, \dots\} \quad (14)$$

Тогда разностный аналог уравнения запишется в следующем виде

$$\begin{aligned} & \frac{1}{24\mu w_0 h^2} ((w_n^3 + w_{n+1}^3) \overline{w_{n+1}} - \overline{w_n}) - (w_{n-1}^3 + w_n^3) \overline{(w_n - w_{n-1})}) = \\ & = 2q_L + \frac{w_n - \overline{w_n}}{\eta} \end{aligned} \quad (15)$$

Далее, найдя раскрытие трещины, находим давление в ней (рис. 2).

Таким образом, алгоритм численного расчета сводится к следующему: в начальный момент времени задается пластовое давление в трещине и в пласте. Затем происходит повышение давления на скважине, и жидкость начинает втекать в трещину. На начальном этапе считается, что утечек нет. Производится вычисление распределения давления в трещине. Затем вычисляется поле давления жидкости в пласте на первом временном шаге. По полю давления опреде-

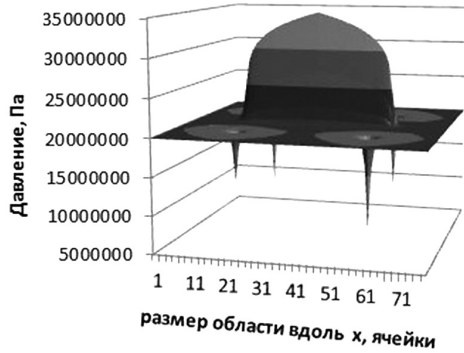


Рис. 1. Поле давления в пласте

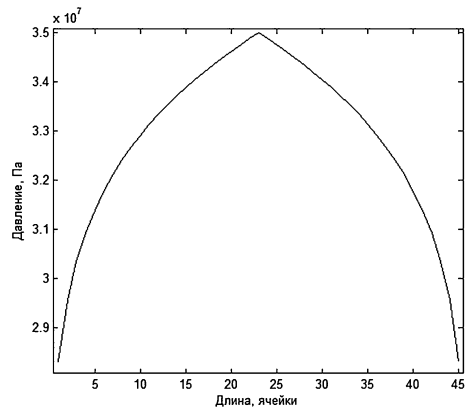


Рис. 2. Поле давления в трещине

ляются утечки жидкости из трещины в окружающий пласт. Далее пересчитывается давление в трещине на следующем временном шаге.

Решение задачи теории упругости и механики разрушения

В данной работе для определения длины и высоты трещины автоГРП используется подход, предлагаемый механикой хрупкого разрушения. Отсюда, в соответствии с обобщенным условием Гриффитса, может быть получен локальный критерий разрушения:

$$f(K_I, K_{II}, K_{III}) = 4G\gamma - (1 - \nu)(K_I^2 + K_{II}^2) - K_{III}^2 = 0 \quad (16)$$

Считаем, что трещина является нормальным разрывом и условие распространения трещины автоГРП используется в следующей форме:

$$K_I = \frac{1}{\sqrt{\pi L}} \int_{-L}^L (p_f(x, t) - \sigma_i) \sqrt{\frac{L+x}{L-x}} d\xi = K_{Ic} \quad (17)$$

Рассматривая распространения трещины автоГРП в длину, предполагаем пласт однородным в горизонтальном направлении с постоянными характеристиками:

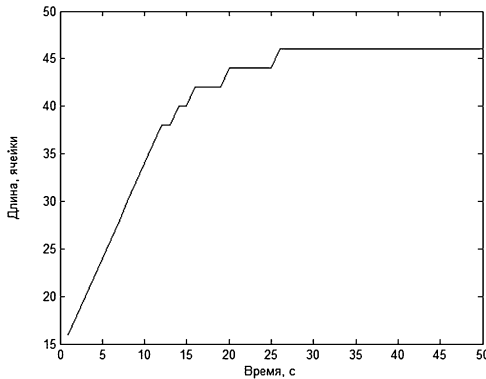


Рис. 3. Зависимость длины трещины от времени

σ и K_{Ic} . Считаем данный интеграл аналитически в каждой ячейке. Таким образом, вычисляя его на каждом временном шаге, находится K_I , сравнивается с K_{Ic} и делается вывод о росте трещины: $K_I > K_{Ic}$ – удлинение краевых точек, до тех пор, пока $K_I = K_{Ic}$; $0 \leq K_I \leq K_{Ic}$ – отсутствие удлинения. В результате можно получить динамическую картину роста трещины (рис. 3).

Как было указано выше, помимо задачи о прямолинейном распространении трещины, актуальной является и задача определения истинной траектории трещины автоГРП, развивающейся в неоднородном поле напряжений, подвергнутом влиянию соседних скважин.

Для определения траектории в этом случае необходимо воспользоваться специальными методами нахождения поля напряжений и коэффициентов их интенсивности, развитыми в плоской теории упругости [Саврук, 1981]. Знание поля напряжений, создаваемого трещиной, может дать возможность определить коэффициенты интенсивности, характеризующие трещину.

Обладая информацией по коэффициентам интенсивности напряжений, можно определить направление действия максимального напряжения в окрестности конца трещины

$$\alpha(K_I, K_{II}) = 2 \arctg \left(\frac{K_I - \sqrt{K_I^2 + 8K_{II}^2}}{4K_{II}} \right) \quad (19)$$

Это направление, в рамках предположений механики хрупкого разрушения, должно совпадать с дальнейшим направлением развития трещины. После нахождения

ния $\alpha(K_I, K_{II})$ может быть определена «новая» геометрия трещины: в соответствующем направлении задается приращение длины трещины, после чего расчет переходит на следующий расчетный шаг. Таким образом, можно определить искривление трещины автоГРП с учетом влияния соседних скважин.

Выводы

В результате проделанной работы была создана и реализована в виде программного модуля математическая модель процесса развития трещины автоГРП. Важнейшим отличием созданной модели от уже существующих аналогов является то, что созданная модель не приводит к нефизичному результату – неограниченному росту трещины автоГРП в длину. Это достигнуто с помощью специального метода учета утечек – в работе не используются эмпирические подходы, а рассматривается замкнутая задача с учетом внешней к трещине области.

Численные расчеты показали, что корректный учет утечек является одним из основных моментов, на которых необходимо сосредотачивать внимание при рассмотрении задач, связанных с ростом трещин автоГРП. Использование эмпирических зависимостей приводит к неверному результату, соответствующему неограниченному росту трещины в длину, что ведет к невозможности корректного планирования системы разработки и поддержания пластового давления.

Кроме того, проведенные расчеты показали сильную зависимость геометрии трещины от граничных условий и параметров среды: необходимо с достаточно высокой точностью определять пластовое давление, фильтрационно-емкостные и упруго-прочностные свойства пласта, а также значения и направления действия горизонтальных напряжений, действующих в нем. В связи с этим, отдельная работа проводится по анализу и улучшению соответствующих методик.

Задача по изучению явления изменения траектории трещины автоГРП за счет влияния соседних скважин показала значительную сложность. Несмотря на это, реализованный подход позволил сделать некоторые качественные наблюдения, которые также необходимо учитывать при планировании разработки. Алгоритм верифицирован на реальных данных, полученных с помощью гидродинамических исследований, а созданный программный модуль может быть в дальнейшем использован при планировании разработки месторождений компании.

Литература

Давлетбаев А.Я., Байков В.А., Бикбулатова Г.Р. и др. Промысловые исследования по изучению самопроизвольного развития техногенных трещин в нагнетательных скважинах. SPE-171232.

Саврук М.П. Двумерные задачи упругости для тел с трещинами. Киев: Наукова думка, 1981. С. 7–78.

Сандаков А.Е. Трещины гидроразрыва в проницаемых пластах с учетом вытеснения одной жидкости другой / Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. МЭИ, 2009.

Черепанов Г.П. Механика хрупкого разрушения. М.: Наука, 1974. с. 135.

Andreev, A.A., and Galybin A.N., and Izvekov O.Y., «Application of complex SIE method for the prediction of hydrofracture path» // Engineering Analysis with Boundary Elements № 50, 2015, с. 133–140.

АНАЛИЗ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ ГЕОСИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА ДЕГЕЛЕН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПОЛИГОНА)

Э.М. Горбунова, Г.Н. Иванченко

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва,
emgorbunova@bk.ru, ivanchenko@idg.chph.ras.ru

Анализ разрывных нарушений природно-техногенной геосистемы проведен на примере массива Дегелен. Прослежены этапы заложения, формирования и пространственного распределения разрывных нарушений, трассируемых линейными элементами, с учетом истории геологического развития региона и последствиями техногенного воздействия ПЯВ. На основе использования данных детального геолого-геоморфологического картирования района исследований и компьютерной обработки космоснимка выделены разрывные нарушения, активизированные при крупномасштабном воздействии на интрузивный массив Дегелен и вмещающие эффузивно-осадочные породы.

Введение

Основное направление исследований заключалось в определении основных систем разрывных нарушений, активизированных в современном поле напряжений при техногенном воздействии на массив. В качестве опорного объекта природно-техногенной системы рассмотрена площадка Дегелен, расположенная в пределах Семипалатинского испытательного полигона (СИП). Высокая степень изученности территории обеспечена проходкой и документацией многочисленных горизонтальных горных выработок – штолен. Результаты геологического картирования отдельных участков привлечены для ранжирования разрывных нарушений по степени выраженности в ландшафте.

Для анализа техногенной нагрузки, связанной с проведением подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на площадке «Дегелен» в период с 1962 по 1989 гг., использован космоснимок LANDSAT с разрешающей способностью 20–30 м. Применение методики автоматизированного дешифрирования путем построения полей плотности линейных элементов и протяженных линейных элементов разных направлений позволило уточнить геолого-структурные условия испытательной площадки и выделить линейные элементы, трассирующие техногенно подновленные разломы.

В условиях техногенно нарушенной обстановки Семипалатинского испытательного полигона, осложненной проведением ПЯВ, технология автоматизированного дешифрирования протяженных линейных элементов и статистических полей малых линейных элементов приобретает особую актуальность. Компьютерная обработка материалов дистанционного зондирования способствует изучению состояния участков земной

коры, подверженных радиоактивному загрязнению и опасных для визуального наземного обследования.

Геологическое строение и гидрогеологические условия района исследований

Интрузивный массив Дегелен образован на завершающей стадии активизации верхнепалеозойского магматизма Казахского мелкосопочника [Коновалов, Рощин, 2003]. Рельеф массива сформирован денудационно-эрозионными процессами, подчеркнувшими петрогенетическую трещиноватость и характер раздробленности батолита разрывными нарушениями. Наряду с широкими проработанными долинами с корытообразным ложем развиты узкие с V-образными врезами и крутыми склонами. Мелкие распадки обрываются в более крупные глубиной от 20–30 до 150–200 м.

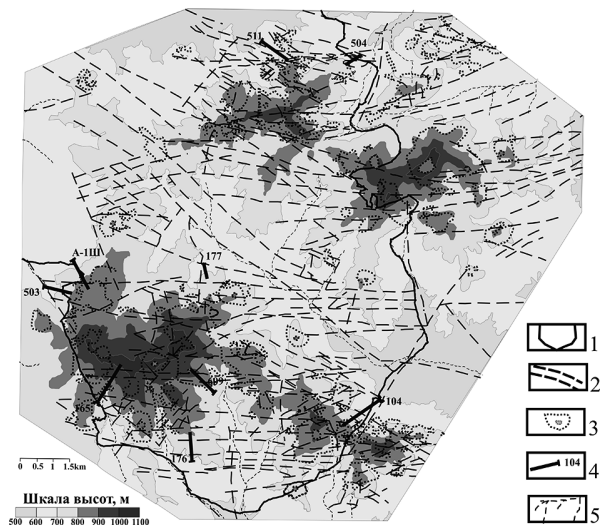
Первоначально массив Дегелен имел низкоргорный рельеф с абсолютными отметками от 600 до 1100 м, малоосвоенный хозяйственной деятельностью. Проведение ПЯВ в штольнях, пройденных в пределах области распространения практически безводных пород, в целом, способствовало «старению» местности, выраженному в изменении рельефа и интенсификации развития денудационно-гравитационных процессов. Значительно уменьшилось количество скальных гребней, обрывов и выступов. Зафиксировано увеличение площадей распространения существующих глыбово-щебенистых осыпей у подножий крутых склонов и формирование новых осыпей и провальных воронок над эпицентрами ПЯВ (рис. 1).

Интрузивный массив Дегелен сложен преимущественно крупнозернистыми аляскитовыми гранитами; с запада обрамлен девонским вулканическим поясом, с востока – толщей липаритовых порфиров и базальтовых порфиритов верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста. Контакт интрузивного массива с вмещающими породами тектоно-магматический неровный, но четко выраженный с падением от пологого до крутого к периферии.

Состояние водораздельных поверхностей и массива определяет пространственную структуру инфильтрационных процессов и соотношение поверхностного и

Рис. 1. Гипсометрическая схема массива Дегелен.

1 – интрузивный контакт; 2 – разрывные нарушения; 3 – осыпи с воронками проседания; 4 – штольня с постоянным водотоком и ее номер; 5 – гидросеть



подземного стоков. Подземные воды трещинно-пластового типа, приуроченные к зонам экзогенного выветривания пород, прослеживаются вдоль выположенных склонов водоразделов и имеют радиальный характер потока, совпадающий с уклоном саев и распадков. Подземные воды трещинно-жильного типа развиты в зонах влияния разрывных нарушений. Постоянные водопроявления в виде струйного высачивания различной интенсивности в штольнях свидетельствуют о вскрытии гидрогеологически активных разрывных нарушений.

Скальные породы в верхней части интенсивно выветрелые (до глубин 30–50 м), трещиноватые. С поверхности массив местами плащеобразно перекрыт маломощным чехлом рыхлых отложений различного состава и генезиса среднечетвертичного современного возрастов. В отдельных распадках мощность рыхлого покрова, спорадически подстилаемого глинами неогена, достигает 10–15 м. В центральной части массива породы кровли полностью эродированы. Наличие серии тектонических обрывов и уступов косвенно указывает на то, что интрузивный массив, начиная с позднегерцинского времени, испытал подновление.

Характеристика разрывных нарушений

Предварительный морфоструктурный анализ испытательной площадки позволяет проследить последовательность заложения основных направлений разрывных нарушений. К относительно ранним разломам, синхронным с герцинской эпохой складчатости, отнесены дизъюнктивы СЗ простирания и сопряженные зоны СВ направлений (рис. 1). Указанная система разрывов эрозионно разработана в рельефе, к ней тяготеет долина ручья Узунбулак общей протяженностью около 15 км с длиной распадков до 3–5 км. В составе заполнителя дизъюнктивов раннего заложения преобладает глина трения с дресвой и щебнем материнских пород, косвенно подтверждающая хрупко-пластичный характер деформации массива.

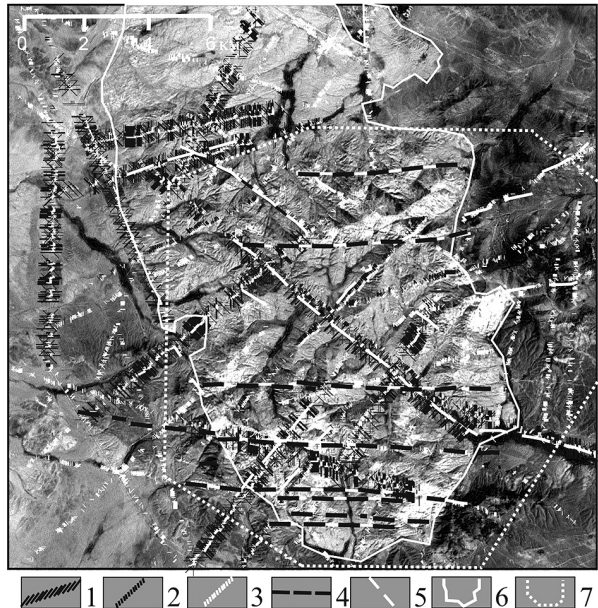
Происхождение более поздних разрывных нарушений – радиальных, сопровождаемых серией касательных дизъюнктивов, развитых по периферии массива и субпараллельных зоне контакта, вероятно, связано с «купольной» разгрузкой интрузии, обусловленной гравитационным расседанием массива и эрозией вмещающих пород. Заполнитель дизъюнктивов преимущественно супесчано-суглинистый. Прослеженная система радиально-концентрических разломов выступает в качестве основных дрен, способствующих разгрузке подземных вод.

Последующее формирование систем протяженных разломов длиной более 10 км субширотного простирания, прослеженных и во вмещающей толще пород, секущих более древние дизъюнктивы, предположительно, обусловлено правосторонними сдвигами в условиях сжатия. Эти разломы отличаются очень слабой эрозионной разработанностью в виде неглубоких ложбин, косвенно подтверждающих их современное происхождение. В зоне влияния субширотных дизъюнктивов породы катаклазированы, брекчированы, сильно трещиноватые. Выделенные разломы являются гидрогеологически активными, барражирующими подземный поток.

Следует отметить неравномерность техногенных изменений массива Дегелен. Площадка Дегелен, в пределах которой проводились крупномасштабные взрывы, занимает центральную и южную части территории (рис. 2). В пределах северной части массива сохранен природный ненарушенный ландшафт. Сочетание природных и техногенных ландшафтов использовано для сравнения протяженных линейных

Рис. 2. Схема протяженных линеаментов.

1–3 – линеаменты разных порогов выраженности, выделенные при автоматизированном дешифрировании: 1 – высокого, 2 – среднего, 3 – низкого; 4 – линеаменты, отдешифрированные визуально; 5 – линеаменты, заверенные геологическими данными; 6, 7 – контуры: 6 – интрузивного массива, 7 – площадки



ментов и статистических характеристик полей плотности малых линеаментов различных направлений в естественных и техногенно нарушенных условиях.

Выделение зон преимущественной ориентации линеаментов

Высокая степень дешифрируемости интрузивного массива обусловлена тем, что гранитоид как единая морфоструктура выделяется на фоне вмещающих эффузивно-осадочных пород. Рельеф рассматриваемого массива представляет собой эрозионно-расчленённое куполовидное поднятие с четко выраженным блоковым строением. В связи с отсутствием на водоразделах рыхлых отложений и их малой мощностью в долинах ручьев на космоснимке четко прослеживаются линеаменты разных направлений по ряду прямых и косвенных признаков: непротяженных уступов, хребтиков, эрозионных врезов, саев, распадков, спрямленных участков русел. Часть линеаментов может быть идентифицирована как разрывные нарушения.

Для анализа геолого-структурных условий территории и ранжирования дизъюнктивов по направлениям и степени выраженности в ландшафте выполнено визуальное и интерактивное компьютерное дешифрирование. Линеаменты выделены на разных порогах выраженности – высоком, среднем и низком. Рассматриваемый параметр сопоставим с иерархической соподчиненностью дизъюнктивных структур.

Линеаменты, выделенные на высоком пороге выраженности, соответствуют наиболее протяженным разрывным нарушениям (рис. 2). Основной линеамент ЮВ-СЗ простирания, к которому приурочена долина ручья Узунбулак, протягивается через весь интрузивный массив и взаимосвязан с ортогонально ориентированными линеаментами ЮЗ-СВ направлений.

К северо-западу от испытательной площадки в условиях природного ландшафта выделена серия разноориентированных протяженных линеаментов. Линеамент С-СЗ – Ю-ЮВ простирания частично трассирует западную тектоно-магматическую

границу интрузивного массива. Субмеридиональный линеамент, прослеженный вдоль западной границы космоснимка во вмещающих эффузивно-осадочных отложениях, соответствует ориентировке разрывных нарушений, характерной для каледонского структурного плана.

Количество линеаментов, выделенное на среднем и нижнем порогах выраженности, возрастает по сравнению с вышеописанными. Общий структурный рисунок линеаментного поля сохраняется. Дополнительные линеаменты среднего порога выраженности проявляются в пределах испытательной площадки, имеют СВ простирание и ортогонально расположены относительно линеаментов СЗ ориентировки. Во вмещающих породах в западной части космоснимка линеаменты нижнего порога выраженности преимущественно разно ориентированы, в восточной части преобладают линеаменты субмеридионального и СВ простирания. Возможно, различие линеаментного рисунка обусловлено особенностями рельефа, к западу от гранитоида развита эрозионная сеть, имеющая центробежный характер, к востоку – прослеживается ступенчатое понижение склонов от низкогорья к урочищу. В пределах интрузивного массива отмечены линеаменты низкого порога выраженности СЗ, СВ и субширотного простирания.

По данным визуального дешифрирования в пределах интрузивного массива дополнительно выделена серия субширотных линеаментов (рис. 2). В южной части космоснимка прослежена протяженная субширотная линеаментная зона, протягивающаяся через вмещающие породы и гранитоид. В результате совместного анализа данных геологического картирования площадки Дегелен и интерактивного дешифрирования космоснимка установлены линеаменты, трассирующие разрывные нарушения. Ряд протяженных линеаментов ограничивает области распространения осыпей, сформированных при техногенном воздействии на массив (рис. 1). Подобные линеаменты соотнесены с техногенно подновленными разрывными нарушениями, активизация которых связана с проведением ПЯВ.

Анализ поля плотности малых линеаментов

Плотность малых линеаментов СЗ простирания в интрузивном массиве, сформированном на позднегерцинском этапе тектогенеза, значительно меньше (подавлена) по сравнению с полем плотности вмещающих эффузивно-осадочных отложений девона и карбона, которые характеризуются высокими значениями поля плотности СЗ направления (рис. 3, а). Окаймляющие гранитоид породы сформированы в каледонскую эпоху, характеризующуюся субмеридиональным простиранием региональных дизъюнктивов. В герцинскую эпоху складчатости, отличающуюся северо-западным направлением основных структур, каледониды были переработаны. Сочетание различных структурных планов, связанных со сменой эпох тектогенеза, нашло свое отражение как в субмеридиональной, так и в СЗ ориентировке линеаментов, выделенных во вмещающих гранитоид породах.

Линеаменты СЗ направления расположены ортогонально основной оси сжатия поля напряжений, сформированного в позднем палеозое и сохранившегося до настоящего времени. Фрагментарное увеличение плотности линеаментов приурочено к эрозионным врезам, развитым по долинам рек Узунбулак, Байтлес и Карабулак. В юго-западной части массива Дегелен на северо-западном склоне субширотно ориентированного водораздела прослежено увеличение плотности малых линеаментов СЗ простирания, которое может быть идентифицировано с подновлением

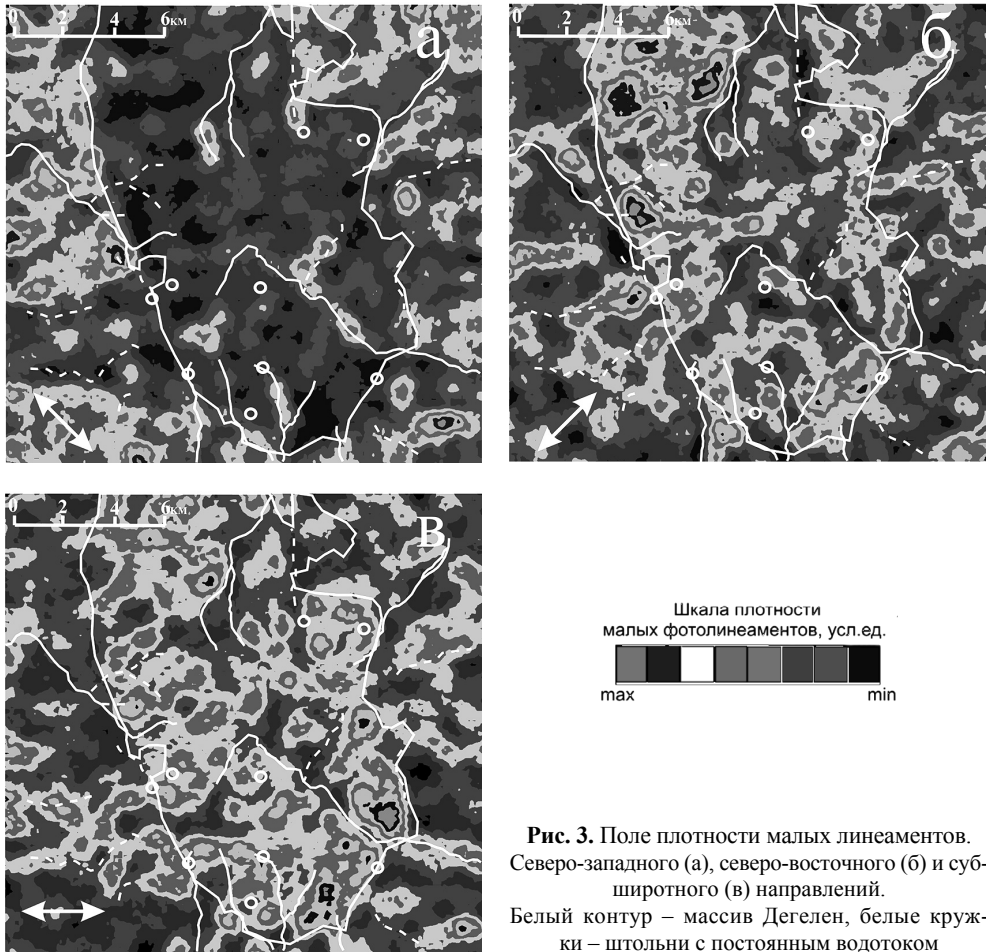


Рис. 3. Поле плотности малых линеаментов. Северо-западного (а), северо-восточного (б) и субширотного (в) направлений. Белый контур – массив Дегелен, белые кружки – штольни с постоянным водоотком

существующей трещиноватости в связи с проведением многочисленных ПЯВ, вызвавших формирование осыпей вокруг рассматриваемого участка склона (рис. 3, а).

Напротив, плотность линеаментов северо-восточного и субширотного простираний в массиве выше, чем в окружающих породах (рис. 3, б, в). Повышенная плотность малых линеаментов СВ простирания обусловлена их ортогональной ориентацией относительно СЗ-ЮВ ориентации оси растяжения поля напряжений. Сгущение малых линеаментов северо-восточного направления маркирует контакт интрузивного образования (рис. 3, б) и, вероятно, связано с гравитационным расседанием по границе гранитоида. Штольни с постоянными водоотками расположены в зонах повышенной плотности малых линеаментов внутри массива и приурочены к участкам резкого изменения характера трещиноватости пород, сопряженных с близостью магматического контакта.

Наиболее высокие значения поля плотности линеаментов северо-восточного направления установлены на северо-востоке за пределами испытательной площадки Дегелен. Данный участок характеризуется наличием разноориентированных протяженных линеаментов и мелкосопочным рельефом, подверженным эрозионно-денудационным процессам. В центральной части интрузивного массива на фоне

низких значений поля плотности малых СВ линеаментов прослежена сквозная субшироко ориентированная система повышенных значений плотности.

В южной части интрузивного массива поле повышенной плотности малых линеаментов северо-восточного направления кольцевидной формы приурочено к южным крутым склонам южного массива гор Дегелен, прорезанных верховьями рек Тахтакушук и Байтлес, имеющих невыработанный продольный и V-образный поперечный профили. Подобный рельеф характерен для неотектонически активных морфоструктур.

Приуроченность площадного распределения осыпей к склонам молодых долин свидетельствует о техногенном подновлении систем разрывных нарушений СВ направления. Формирование дополнительных зон повышенной трещиноватости при проведении ПЯВ подтверждено смещением выходов родников вниз по склону с абсолютных отметок от 850 до 520–630 м, частичном их исчезновении и сокращении общей протяженности поверхностных водотоков от 0,5 до 6,5 км [Горбунова, 2012].

Плотность линеаментов субширокого простираения повышена в пределах всего массива и наиболее значимо выражена на юге и юго-востоке (рис. 3, в). Подобная высокая плотность малых линеаментов, по-видимому, связана с их поздним заложением на альпийском этапе тектогенеза. Наиболее высокое значение плотности малых линеаментов установлено в левом борту долины среднего течения реки Узунбулак и, предположительно, связано с техногенным подновлением субшироких разрывных нарушений.

В южной части выделяется сквозная система линеаментов субширокого направления, прослеживаемая и в окружающих интрузию породах. Отмеченная область сгущения субшироких линеаментов, также фрагментарно прослеженная в поле плотности СВ линеаментов, соответствует южной системе разрывных нарушений. Именно эта серия дизъюнктивов, дренируемая рядом горных выработок с постоянными водотоками, является неотектонически и гидрогеологически активной, и способствует миграции радионуклидов за пределы испытательной площадки Дегелен [Gorbunova, Subbotin, 2011].

Заключение

По результатам совместного анализа геодинамической обстановки и автоматизированного дешифрирования космического снимка массива Дегелен выполнено сопоставление откартированных разрывных нарушений, соответствующих структурным планам разновозрастных этапов тектогенеза, с протяженными линеаментами различных порогов выраженности.

На примере площадки Дегелен Семипалатинского испытательного полигона, характеризующейся высокой степенью геолого-геофизической изученности территории, апробирована методика дистанционного зондирования техногенно измененного ландшафта. Результаты линеаментного анализа участков проведения крупномасштабных взрывов согласуются с данными экспериментальных геолого-геофизических и гидрогеологических исследований по изучению состояния массива после крупномасштабного воздействия на геологическую среду.

Протяженные линеаменты и зоны повышенных значений плотности малых линеаментов трассируют зоны трещиноватости, формирование которых связано как с геолого-структурными условиями, геодинамической обстановкой, так и с техногенным воздействием на массив горных пород. Выделенная система разрывных наруше-

ний субширотного простираения активизирована в поле современных напряжений в пределах интрузивного массива и во вмещающих породах и может рассматриваться в качестве вероятных путей миграции радиоактивно загрязненных подземных вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-17-00719).

Литература

Горбунова Э.М. Гидрогеодинамическая обстановка массива Дегелен Семипалатинского полигона // Вестник НЯЦ РК, выпуск 2, июнь 2012. Курчатов: НЯЦ РК. 2012. С. 108–114.

Коновалов В.Е., Роцин И.Н. Карта районирования территории Семипалатинского испытательного полигона и методика комплексной оценки пригодности геологических формаций для изоляции РАО // Вестник НЯЦ РК, выпуск 2, сентябрь 2003. Курчатов: НЯЦ РК. 2003. С. 130–136.

Gorbunova E.M., Subbotin S.B. Study of the radionuclide transport by underground water at the Semipalatinsk Test Site // VI International conference «Uranium Mining and Hydrogeology. The new uranium mining boom. Challenge and lessons learned. Freiberg. Germany. 2011. P. 335–342.

УДК 550.34

ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ДЕЙСТВИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Э.М. Горбунова¹, Д.В. Павлов¹, В.В. Ружич²

¹ ИДГ РАН, Москва

² ИЗК СО РАН, Иркутск

emgorbunova@bk.ru, pavlov@idg.chph.ras.ru,

ruzhich@crust.irk.ru

Приведены результаты уникальных измерений реакции массивов горных пород на прохождение сейсмических волн, инициированных высокоинтенсивными и слабыми воздействиями. Изменение механических свойств горного массива при интенсивном воздействии подтверждено вариациями геофизических и гидрогеологических параметров: значениями скоростей продольных волн, глубиной залегания структурной границы, уровнем, интенсивностью водопритоков. Для слабых воздействий по результатам прямых измерений деформаций на структурных нарушениях построена зависимость амплитуды остаточной деформации тектонического нарушения от максимальной скорости смещения в проходящей сейсмической волне для широкого диапазона последних.

Введение

История сейсмологических наблюдений показывает, что процессы зарождения нестабильности в геосистемах чаще всего инициируются внешними воздействиями, поскольку значительная часть геокатастроф обязана своим происхождением триггерному эффекту. Хотя постепенное «подведение» участка массива горных пород к пределу прочности есть процесс детерминированный эволюцией напряженно-деформированного состояния соответствующего участка коры, сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться внешними по отношению к соответствующему участку воздействиями. Изменение свойств массива горных пород может произойти практически «мгновенно» в результате высокоинтенсивного воздействия. С другой стороны, малые возмущения, накапливаясь, могут существенно изменить напряженно-деформированное состояние массива, и последующее, на первый взгляд, случайное и порой довольно слабое воздействие может привести к высвобождению накопленной энергии.

Необходимым условием динамического инициирования сейсмических событий является значимое изменение либо напряженного состояния, либо характеристик разломной зоны. Эффект изменения напряженного состояния имеет, очевидно, ограниченное значение. Во-первых, в этом случае участок разлома должен уже находиться в метастабильном состоянии. Во-вторых, динамическое изменение напряженного состояния в большинстве случаев обратимо и не может объяснить наблюдаемые временные задержки между инициирующим и инициируемым событиями.

Изменение механических свойств и гидрогеологических условий локального участка массива горных пород под воздействием сейсмических колебаний регулярно наблюдалось при землетрясениях [Williams et al., 1988; Rymer et al., 2002; Wei et al., 2011]. Эти эффекты носят, как правило, необратимый характер.

Результаты наблюдений при высокоинтенсивном воздействии

В качестве примера интенсивного воздействия сейсмических волн на геологическую среду был выбран один из участков Семипалатинского полигона, в пределах которого в экспериментальной скважине был проведен крупномасштабный взрыв. Геолого-геофизические и гидрогеологические условия участка были детально изучены до и после взрыва, а также спустя 14 лет, что позволило проследить во времени эволюцию техногенных изменений. Структурный план участка сфор-

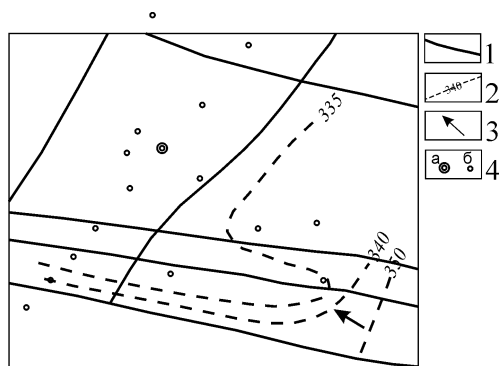


Рис. 1. Структурный план участка до проведения взрыва.

Здесь и на рисунках 2, 4: 1 – разрывное нарушение; 2 – гидроизогипсы, цифра – абс. отм. уровня, м; 3 – основное направление движения подземных вод; 4 – скважины: (а) – боевая, (б) – наблюдательная

мирован серией разрывных нарушений разного порядка, представленных участками повышенной трещиноватости и дробления, а также консолидированными блоками. Вдоль его южной границы выделена система субпараллельных разрывных нарушений субширотного простирания, соответствующая региональному Калба-Чингизскому разлому, мощность зоны дробления которого достигает первых десятков метров, протяженность – первые десятки километров (рис. 1). Таким образом, в пределах исследуемого участка можно условно выделить четыре основных блока: центральный, северный, восточный и зону влияния регионального разлома.

Породы фундамента экспериментальной площадки имеют сложное строение. В верхней части они подвержены экзогенному выветриванию и отличаются высокой трещиноватостью. Мощность зоны экзогенного выветривания изменяется от 10 до 60 м и более. Поверхность кровли фундамента неровная с перепадами высот до 80 м.

Подземные воды приурочены к зонам экзогенного выветривания палеозойских пород и разрывным нарушениям. В целом, гидрогеологические условия близки к естественным. Конфигурация гидроизогипс на структурной схеме свидетельствует о неоднородности фильтрационных характеристик рассматриваемого водоносного горизонта в массиве и в зоне влияния регионального разлома (рис. 1). Основное направление движения подземных вод зарегистрировано в восточной части глубокого разлома северо-западного направления.

В геологическом разрезе выдерживается вертикальная зональность фильтрационных свойств. По результатам расходомерии скважин наиболее водоносна верхняя часть горизонта – зона экзогенного выветривания и отдельные интервалы, приуроченные к зонам тектонической трещиноватости.

Субгоризонтальная структурная граница между выветрелыми и относительно монолитными породами, устойчиво выделяемая по результатам сейсмопрофилирования, выбрана в качестве опорной при исследовании последствий взрывного воздействия на массив. Основные ее параметры – глубина залегания и вариации скорости распространения продольной волны привлечены для оценки изменений состояния массива.

Полученные данные свидетельствуют о неравномерном изменении геолого-геофизических и гидрогеологических параметров массива, зафиксированных по глубине в интервале 0–150 м и по площади исследуемого участка, как в эпицентральной зоне, так и за ее пределами. Наиболее значимые вариации фильтрационных и скоростных характеристик происходят на субгоризонтальной границе раздела выветрелых (трещиноватых) и относительно монолитных пород. По результатам сопоставления данных сейсмопрофилирования, выполненных до и после взрыва, зафиксировано увеличение глубины залегания этой структурной границы (рис. 2) и изменение скорости распространения продольной волны.

Установлена также асимметричность проявления поствзрывных изменений по площади исследуемого участка. Область максимального из-

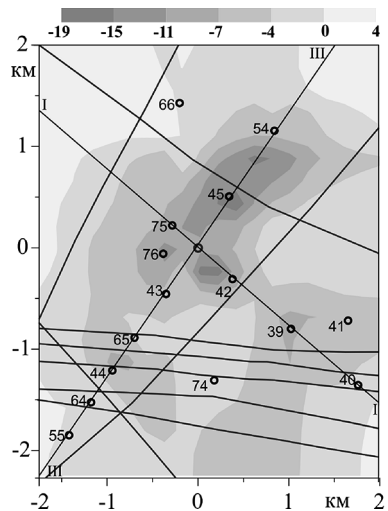


Рис. 2. Схема изменения глубины залегания структурной границы (м)

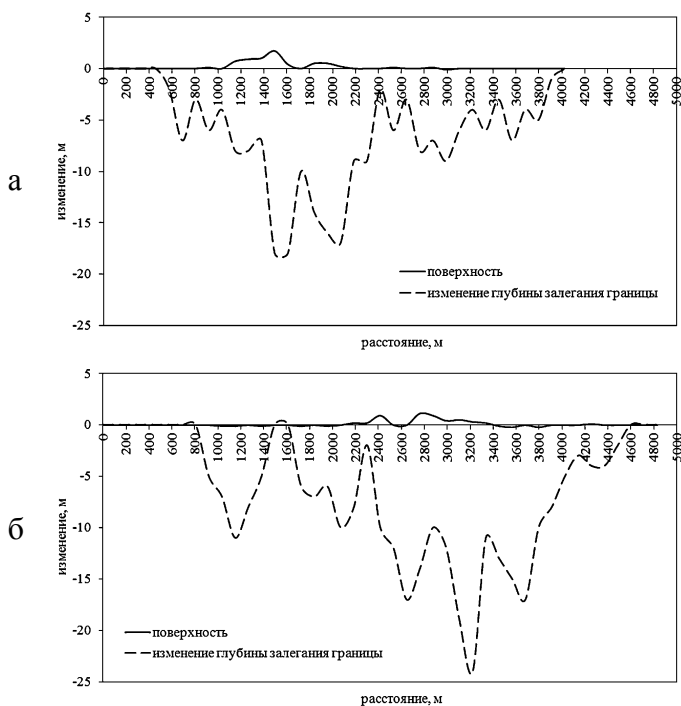


Рис. 3. Диаграммы поствзрывных изменений состояния массива.
 (а) – профиль I, боевая скважина – ПК1660; (б) – профиль III, боевая скважина – ПК2575

менения глубины залегания субгоризонтальной границы между выветрелыми и монолитными породами смещена в плане на 0,6 км на северо-восток относительно взрывной скважины и прослежена по профилю III, ориентированному вкрест простирания пород (рис. 3, б). По профилю I, пройденному вдоль простирания пород, отмечено относительно равномерное снижение глубины залегания структурной границы относительно эпицентра взрыва (рис. 3, а).

Северная часть субширотного регионального Калба-Чингизского разлома и разрывные нарушения северо-восточного простирания ограничивают область распространения поствзрывных изменений в отличие от разлома северо-западного простирания более позднего заложения (рис. 2). В зоне влияния регионального разлома зарегистрировано снижение глубины залегания структурной границы и уменьшение скорости, сопоставимое по значениям с изменением параметров в эпицентральной зоне (рис. 3, б).

Данные по сейсмопрофилированию подтверждены результатами геофизических исследований в скважинах. В ближней зоне взрыва (скважина 45) и в зоне влияния регионального Калба-Чингизского разлома (скважина 44) зарегистрировано уменьшение значений пластовых скоростей и увеличение водопритоков.

Результаты мониторинга уровня подземных вод на протяжении двух лет после взрыва использовались для составления схем гидроизогипс, отражающих разные стадии развития депрессионной воронки (рис. 4). Сопоставление этих схем с картой палеорельефа позволило выделить в качестве потенциально неустойчивых области сдренированных (осушенных) пород, сформированные при переходе от напорного режима фильтрации к безнапорному.

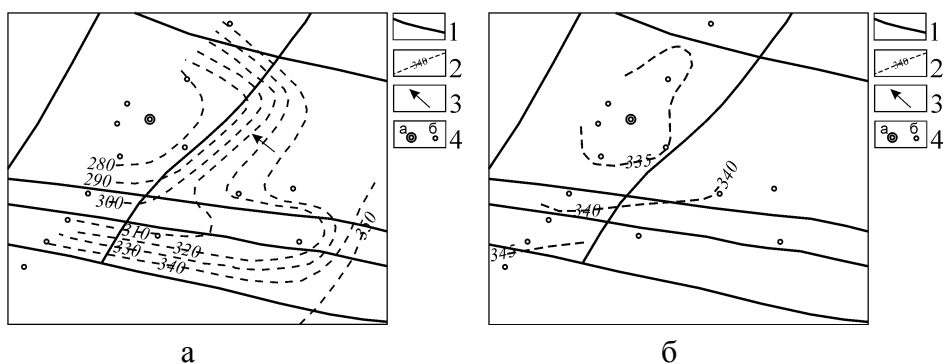


Рис. 4

В центральном блоке в момент взрыва было зафиксировано фонтанирование скважин 42 и 43, подъем уровня на 3,6–4,2 м в скважинах 42 и 45. Купол избыточного напора сохранялся на протяжении 6 часов после взрыва в радиусе 0,5 км от эпицентра. В дальнейшем вдоль границ центрального блока прослежено формирование депрессионной воронки. Через три месяца максимальный перепад уровня подземных вод между центральным, северным и восточным блоками превышал 50 м, между зоной влияния регионального разлома и прилегающими с севера блоками – порядка 20–30 м (рис. 4, а) [Горбунова, Иванов, 2008].

Схемы изменения гидроизогипс после взрыва отражают блоковое строение рассматриваемого массива горных пород. Через 14 лет после проведения крупномасштабного взрыва депрессионная воронка сохранилась; в эпицентральной и северо-западной частях изменились уклоны подземного потока (рис. 4, б). Отмеченная закономерность свидетельствует о необратимых изменениях состояния массива горных пород за пределами эпицентральной зоны.

Результаты наблюдений при малых возмущениях

Прецизионные деформационные измерения для регистрации малых возмущений проводились на обнажениях во фрагментах зон нескольких тектонических разломов в Прибайкалье – Тункинского, Главного Саянского, Ангарского надвига, а также использовались результаты измерений на карьере Удачном в Якутии. Воздействие на массив осуществлялось взрывами зарядов малой мощности (10–50 г ТНТ) и гидравлическими домкратами. В каждой измерительной точке, как правило, устанавливалось по 4 датчика деформации (три компонента относительного перемещения берегов трещины и контрольный датчик на «целике»), датчик температуры и сейсмические датчики. Точность измерения перемещений составляла для разных типов датчиков от 0,1 до 0,5 мкм.

В целом на всех объектах были выявлены приблизительно одни и те же закономерности реакции нарушений сплошности на внешнее воздействие. Интенсивность реакции, или амплитуда остаточных перемещений, зависит от геометрии блоковой структуры, локального напряженно-деформированного состояния, прочностных характеристик. Хотя амплитуды относительных перемещений берегов нарушений сплошности невелики, достоверно установлено, что даже низкоамплитудные воздействия инициируют остаточные деформации. Важно подчеркнуть, что наблюда-

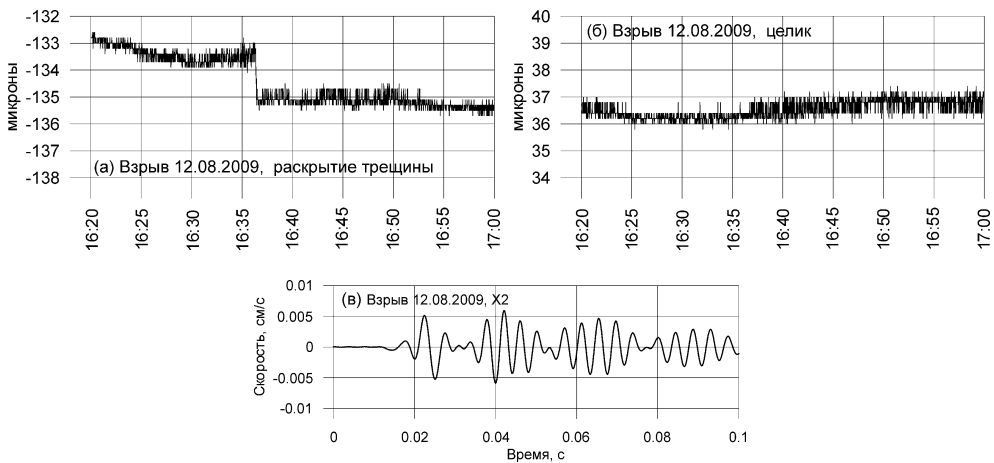


Рис. 5. Результаты регистрации параметров воздействия на расстоянии 15 м от взрыва заряда массой 15 г.

(а) – деформация трещины; (б) – деформация ненарушенного участка; (в) – горизонтальная компонента скорости смещения грунта

ется принципиальное отличие в результатах регистрации деформаций на трещинах и на ненарушенных участках. На участках, не содержащих макроскопических нарушений сплошности (на целике), значимые остаточные деформации не регистрируются.

Пример реакции, зарегистрированной в одном из измерительных пунктов на сейсмическое воздействие, приведен на рис. 5. На этом же рисунке приведена эпюра одной из компонент скорости смещения грунта. Не всегда реакция на воздействие следует непосредственно после него. Иногда деформации, в том числе и динамические, на нарушениях сплошности проявляются через значительное время после воздействия. Это проявляется как в изменении скорости медленных деформаций, так и в ступенчатых подвижках.

Амплитуды остаточных перемещений берегов нарушений сплошности ΔW , зарегистрированные на нескольких объектах при однократном динамическом воз-

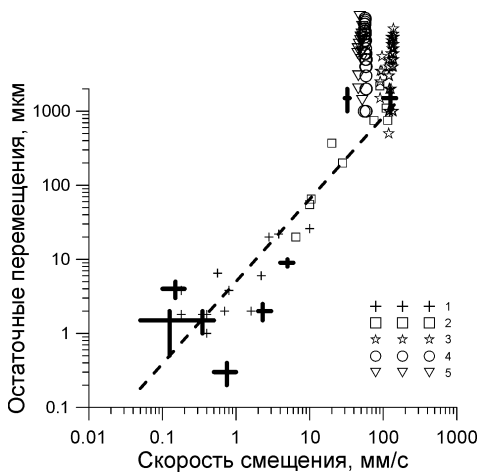


Рис. 6. Зависимость максимального остаточного перемещения по трещине (разлому) от максимальной скорости смещения грунта.

1 – результаты измерений на Тункинском сбросе, Главном Саянском разломе и Ангарском надвижке; 2 – результаты измерений на карьере Удачном, Якутия; 3, 4, 5 – результаты для землетрясения Hector Mine, 1999 г. $M = 7,1$, рассчитанные по данным [Rymer et al., 2002]

действию с максимальной амплитудой скорости смещения u_m , приведены на рис. 6. Линией на рисунке показана регрессионная зависимость:

$$\Delta W = 3,2 \cdot u_m^{1,06}, \quad (1)$$

построенная методом наименьших квадратов по данным, полученным авторами.

Интересно сопоставить полученные результаты с данными, регистрируемыми в другой тектонической обстановке при крупномасштабном сейсмическом воздействии. Для сопоставления были использованы данные измерений крипа, инициированного землетрясением Hector Mine 1999 г. $M = 7,1$ на разломах системы Сан Андреас: южная часть зоны San Andreas (звездочки, 107–139 км от эпицентра), разлом Superstition Hills (кружки, 188–196 км от эпицентра) и разлом Imperial Valley (треугольники, 224–226 км). Данные представлены в работе [Rymer et al., 2002].

Максимальные скорости смещения в зависимости от расстояния до эпицентра землетрясения рассчитывались по формуле для событий с магнитудой $M > 4$ [Кочарян и др., 2011]:

$$u_m = \frac{0.0012}{R^{1.5}} 10^M, \quad (2)$$

где u_m выражается в см/с, R (расстояние до эпицентра) – в км, а $M = 7,1$ (магнитуда землетрясения Hector Mine).

Можно видеть, что данные по разломам Калифорнии лежат несколько выше зависимости (1), что можно, вероятно, объяснить близостью разломов Калифорнии к метастабильному состоянию.

Заключение

Анализ геолого-геофизических и гидрогеологических данных, полученных при проведении одного из экспериментов на Семипалатинском полигоне, указывает на наличие участков необратимого деформирования массива не только в ближней зоне, но и на эпицентральных расстояниях свыше 1 км. Основные изменения, вероятно, связаны с постсейсмическим воздействием и приурочены как к разрывным нарушениям, так и к структурным границам раздела сред с различными прочностными характеристиками, например, выветрелых ослабленных и относительно монолитных.

Приведенные результаты уникальных натуральных измерений демонстрируют, что необратимые изменения в массивах горных пород, связанные с прохождением сейсмических волн, могут происходить не только при интенсивных воздействиях, как в приведенном здесь примере крупномасштабного взрыва, но и при сравнительно слабых возмущениях.

Рассмотренные примеры регистрации деформаций в полевых экспериментах и при воздействии землетрясений в диапазоне скоростей смещения грунта от 0,1 до 100 мм/с показывают, что и в этом диапазоне амплитуд колебаний могут происходить необратимые изменения, конечно, в случае, если массив готов «отреагировать» на подобное возмущение. А учитывая, что при многократных воздействиях малые деформации могут накапливаться [Кочарян и др., 2005], в результате может наблюдаться существенное увеличение трещинной проницаемости массива с на-

коплением эффекта при длительном воздействии. Изменение количества открытых трещин и увеличение их эффективной проницаемости может привести к миграции флюидов, вариациям порового давления, а, следовательно, и всей гаммы механических характеристик локального участка массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программа № 6).

Литература

Горбунова Э.М., Иванов А.В. Изменение гидрогеологических параметров в техногенно-нарушенных условиях // Вестник НЯЦ РК, выпуск 1, март 2008. Курчатов. 2008. С. 27–32.

Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физ. Земли. 2011. № 12. С. 50–62.

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

Rymer M.J., Boatwright J., Seekins L.C., Yule J.D. and Liu J., 2002. Triggered Surface Slips in the Salton Trough Associated with the 1999 Hector Mine, California, Earthquake // BSSA, Vol. 92, No. 4, pp. 1300–1317.

Wei M., Sandwell D., Fialko Yu., Bilham R. 2011. Slip on faults in the Imperial Valley triggered by the 4 April 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake revealed by InSAR // Geophys. Res. Let. Vol. 38. L01308. doi: 10.1029/2010GL045235.

Williams P., McGill S., Sieh K., Allen C., Louie L. 1988. Triggered Slip Along the San Andreas Fault After the 8 July 1986 North Palm Springs Earthquake // BSSA, Vol. 78, No. 3, pp. 1112–1122.

УДК 550.34

ЭФФЕКТ ВЫХОДНЫХ ДНЕЙ В ДИНАМИКЕ МЕХАНИЗМОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

О.Д. Зотов, И.П. Лавров

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, Москва, пос. Борок
ozotov@inbox.ru

Исследование посвящено проблеме влияния техносферы на литосферу. Ранее [Зотов, 2007] был обнаружен так называемый эффект выходных дней при анализе мирового каталога землетрясений. Сущность эффекта заключается в том, что в сейсмической активности наблюдается строгая семидневная периодичность с максимумом числа землетрясений в выходные дни. Данный эффект указывает на триггерное воздействие индустриальной активности на геофизические процессы,

протекающие в литосфере. Возможно ли влияние техносферы не только на число землетрясений, а и на механизм землетрясения? Для ответа на этот вопрос были проанализированы региональные каталоги землетрясений, содержащие данные о типах механизмов: каталоги японского Национального научно-исследовательского института наук о Земле и предупреждению стихийных бедствий (NIED, http://www.bosai.go.jp/kotai/kanto/kanto-tokai/index_e.html) и Южной Калифорнии Геологической Службы США (каталог Е. Хаукссона, http://www.data.scec.org/ftp/catalogs/hauksson/Socal_focal). По данным обоих каталогов обнаружен эффект выходных дней в вариациях типов механизмов землетрясений.

Введение

В настоящее время проводятся многочисленные исследования, посвященные динамике и взаимодействию геосфер: литосферы, атмосферы, ионосферы, магнитосферы (см., например, [Адушкин, Щукин, 1999]). Обширна литература и по изучению влияния солнечных и космических факторов на геосферы и протекающие в них процессы [Сытинский, 1987; Авсюк, 1996]. В такого рода исследованиях речь идет о влиянии периодических или импульсных процессов на модификацию или возбуждение естественных явлений в геосферах.

В наши дни все возрастающий прессинг испытывает окружающая среда (геосферы) под воздействием индустриальной активности человека. Влияние техносферы на геофизические процессы усиливается и становится глобальным, то есть объемлющим весь земной шар, планетарным. Формируется новая система взаимодействующих геосфер, одним из активных элементов которой является техносфера¹. В связи с этим важной научной задачей является анализ антропогенного влияния на естественные процессы, изучение механизмов такого влияния и его последствий. Уже несколько десятилетий проводятся целенаправленные активные эксперименты [см., например, Гульельми и др., 1985]. Их задача – изучение влияния искусственных воздействий с целью моделирования отдельных элементов естественных процессов, протекающих в геосферах. Нецеленаправленные, эпизодические и достаточно энергоемкие техногенные процессы (их можно назвать нецеленаправленными экспериментами), также оказывают заметное воздействие на динамику геосфер. Например, химические и ядерные взрывы отражаются в процессах в ионосфере [Гохберг, Шалимов, 2008], магнитосфере [Гохберг и др., 1990] и литосфере [Николаев, Верещагина, 1991], заполнение водохранилищ влияет на сейсмический режим [Мирзоев, Негматуллаев, 1990]. Однако обычно исследуются единичные акты такого воздействия.

Логично предположить, что результат воздействия на ту или иную геосферу зависит от ее состояния. При проведении экспериментов, коротких по времени и заранее запланированных, сложно предсказать состояние геосферы в момент проведения эксперимента. Нецеленаправленное, но регулярное влияние, может оказаться более эффективным. А именно, при длительных непрерывных воздействиях охватывается весь спектр состояний геосферы, включая наиболее благоприятные со-

¹ Техносфера означает совокупность технических устройств и/или систем, потребляющих или излучающих энергию в виде физических полей различной природы, например, механических, электромагнитных, акустических, тепловых, химических.

стояния для возникновения эффекта влияния. Источником такого влияния на геосферы является непрерывно функционирующая техносфера.

С нецеленаправленным воздействием устройств, излучающих энергию, связывают хорошо известный семидневный цикл – так называемый эффект выходных дней (ЭВД) в динамике естественных параметров геосфер. Например, в работе [Forster, Solomon, 2003] при анализе вариаций температуры приземного слоя этот эффект был обнаружен как планетарное климатическое явление, связанное с индустриальной активностью. Ряд атмосферных процессов имеют признаки семидневной периодичности [Ситнов, 2010; Груздев, 2011]. В литературе обсуждался также ЭВД в вариациях *Ap*- и *aa*-индексов, отражающих глобальную геомагнитную активность [Fraser-Smith, 1979; Karinen et al., 2002]. При анализе наземных наблюдений геомагнитных пульсаций обнаружен ЭВД в волновой активности *Pc1* [Guglielmi, Zotov, 2007]. В работе [Зотов, 2007] обнаружен ЭВД в сейсмической активности по данным каталога землетрясений Международного сейсмологического центра (ISC).

Считается, что такие эффекты имеют, очевидно, человеческую причину [Fraser-Smith, 1979]. И действительно, в [Гульельми, Зотов, 2012] приведены результаты анализа многолетней динамики химических и ядерных взрывов, пусков космических аппаратов, потребляемой электрической мощности. Все эти виды человеческой деятельности подчинены строгим периодичностям, одна из которых – недельный цикл.

Итак, факты свидетельствуют о том, что динамика техносферы подчинена семидневной периодичности. Техносфера влияет на процессы в геосферах и это влияние проявляется в виде эффекта выходных дней (ЭВД). Таким образом, у нас есть достаточно причин для поиска аналогичного эффекта в других характеристиках геосфер.

Данные и методы

В данной работе проведено исследование для ответа на вопрос: существует ли эффект выходных дней в вариациях механизмов землетрясений? Для этого были проанализированы региональные каталоги землетрясений, содержащие данные о типах механизмов. Это каталоги японского Национального научно-исследовательского института наук о Земле и предупреждению стихийных бедствий (NIED, http://www.bosai.go.jp/kotai/kanto/kanto-tokai/index_e.html) и Южной Калифорнии Геологической Службы США (http://www.data.scec.org/ftp/catalogs/hauksson/Socal_focal).

Каталоги содержат для каждого землетрясения так называемое решение механизма очага землетрясения (fault plane solution), определяющее положение нодальных плоскостей, одна из которых совпадает в очаговой зоне с поверхностью разрыва, в которой лежит вектор подвижки. Положение поверхности разрыва и ориентацию вектора подвижки определяют: угол простирания плоскости разрыва *STRIKE* (измеряется от направления на север по часовой стрелке до направления простирания, изменяется от 0 до 2π), угол падения плоскости *DIP* (измеряется от горизонтальной плоскости вниз до направления падения, изменяется в интервале от 0 до $\pi/2$) и угол скольжения плоскости *SLIP* (определяет направление движения в очаге, измеряется в плоскости разрыва от линии простирания плоскости против часовой стрелки до вектора подвижки, заключен в интервале от $-\pi$ до π).

Помимо углов STRIKE, DIP и SLIP каталог NIED содержит характеристики ориентации главных осей деформации: оси сжатия P и оси растяжения T . Ориентация каждой главной оси задается двумя параметрами: азимутом AZ и углом наклона к горизонту Θ .

Тип механизма очага землетрясения может быть определен по значению углов STRIKE, DIP и SLIP. Будем рассматривать грубое разделение механизмов только на три типа – сдвиг, сброс и взброс, то есть все промежуточные механизмы (не чистые сдвиги, сбросы и взбросы) будут отнесены к тому или иному из вышеназванных трех типов. Для исследования используем метод синхронного детектирования и статистический анализ распределений некоторых характеристик механизмов, которые приведены в каталогах.

Результаты анализа

Сформулируем нуль-гипотезу: соотношение (или распределение) типов механизмов не зависит от дня недели (рабочие или выходные дни). Тогда альтернативная гипотеза – такая зависимость есть, то есть существует реальное влияние индустриальной активности на сейсмическую активность.

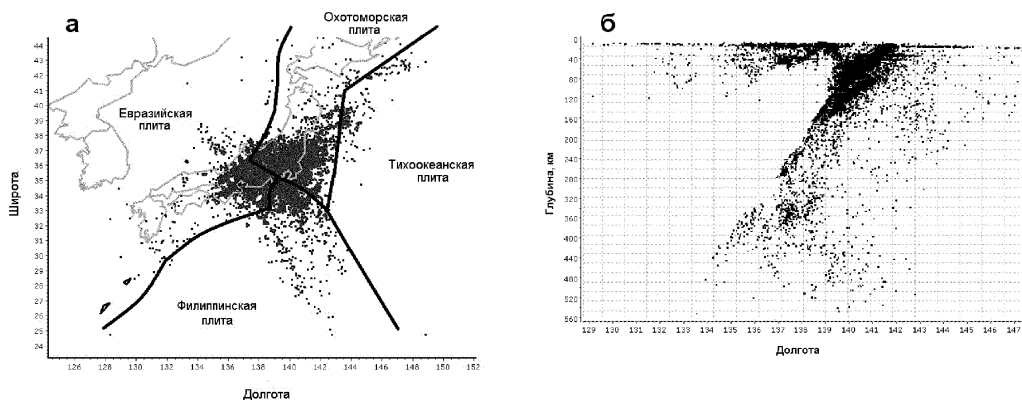


Рис. 1. (а) – положение эпицентров землетрясений каталога NIED (темно-серый цвет), черные линии – границы плит, серые – контуры суши (а); (б) – одна из проекций расположения гипоцентров землетрясений каталога NIED

Проанализируем вначале каталог NIED. Каталог содержит информацию о зарегистрированных с 1980 по 2002 годы 54355 землетрясениях, для которых определен механизм. На рис. 1, а темно-серым цветом показано положение эпицентров, а на рис. 1, б (черные точки) одна из проекций расположения гипоцентров землетрясений. Японские острова принадлежат к системе островных дуг Западно-Тихоокеанского подвижного пояса. С точки зрения изучения техногенного влияния на литосферу сейсмическая зона Японии представляется особенно интересной. Она сформирована в результате взаимодействия четырех литосферных плит (см. рис. 1, а): Евразийской, Тихоокеанской, Филиппинской и Охотоморской (Северо-Американской). Две из них континентальные (Евразийская и Охотоморская), а две – океанические (Тихоокеанская и Филиппинская). Вся техносфера Японии располагается на континентальных плитах. Логично предположить, что и влияние тех-

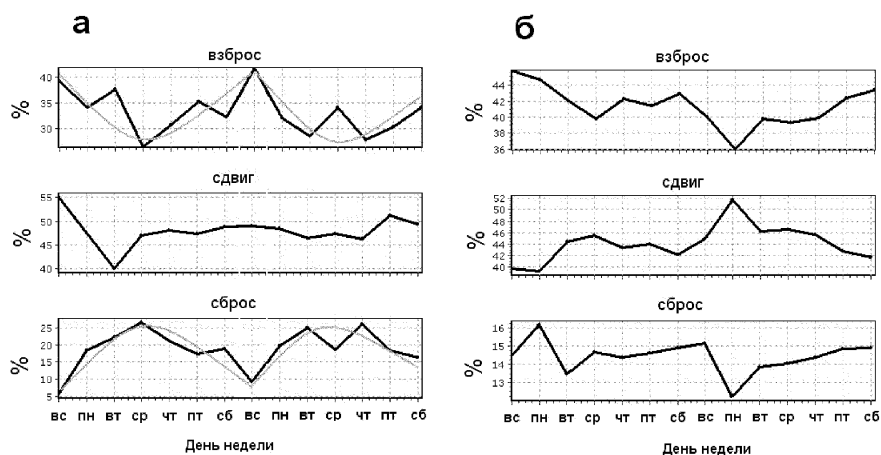


Рис. 2. Зависимость соотношения типов механизмов от дня недели.

(а) – анализ механизмов землетрясений, принадлежащих континентальным плитам (все магнитуды, 3158 землетрясений), (б) – анализ механизмов землетрясений, принадлежащих океаническим плитам (все магнитуды, 46600 землетрясений). Тонкая серая линия – аппроксимация экспериментальных данных

носферы на сейсмичность будет наиболее ярко проявляться при анализе землетрясений, которые принадлежат континентальным плитам, то есть мелкофокусным землетрясениям (рис. 1, б).

Рассмотрим отдельно мелкофокусные (глубина от 0 до 7 км) землетрясения, координаты эпицентров которых расположены на континентальных плитах и глубоководные (глубина более 7 км), принадлежащие океаническим плитам. Используем метод синхронного накопления (детектирования) для анализа. Для каждого дня недели вычислим соотношение типов механизмов в процентах (то есть независимо от того, сколько землетрясений произошло в данный день) и осуществим процедуру синхронного накопления на интервале 14 дней. Результат представлен на рис. 2. Мы видим, что в динамике относительного числа механизмов типа сброс и взброс для мелкофокусных землетрясений наблюдается семидневная вариация с экстремумами в воскресенье. Напротив, для глубоководных землетрясений такая периодичность отсутствует.

Теперь сравним распределение землетрясений по направлению вектора подвиги SLIP в воскресенье с распределениями в остальные дни недели. Сравнение проведем с помощью непараметрического критерия согласия Колмогорова-

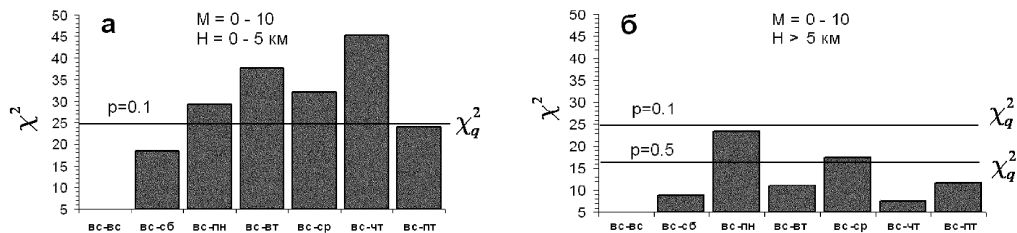
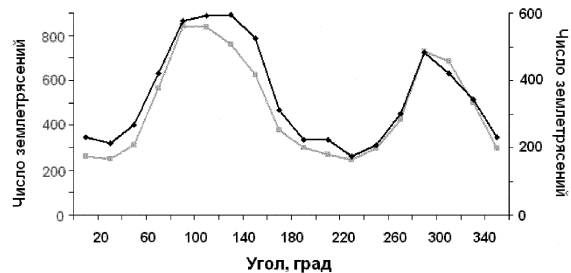


Рис. 3. Величина χ^2 в зависимости от сравниваемой пары дней для землетрясений континентальных (а) и океанических (б) плит

Смирнова (проверка гипотезы об однородности распределений). На рис. 3, а приведена вычисленная величина χ^2 в зависимости от сравниваемой пары распределений для землетрясений континентальных плит. Черная горизонтальная линия соответствует теоретическому значению χ_{α}^2 на уровне значимости $p = 0,1$. Мы видим, что вычисленные значения χ^2 при сравнении распределений в воскресенье с распределениями для каждого из рабочих дней превышают этот уровень, то есть с вероятностью более 90% распределения в рабочие дни отличаются от распределения в воскресенье. Статистически незначимо различие распределений для воскресенья и субботы. Неопределенная ситуация наблюдается при сравнении распределений в воскресенье и пятницу. Можно предположить, что пятницу, как конец рабочей недели, можно причислить к дням, когда наблюдается спад индустриальной активности.

Аналогичное сравнение распределений для глубокофокусных землетрясений (то есть принадлежащих океаническим плитам) дает противоположный результат. А именно, сравнение распределений для воскресенья и каждого из других дней недели дает различие распределений в среднем на уровне значимости $p \sim 0,4$, то есть различие статистически незначимо. (рис. 3, б, на рисунке дополнительно дана вторая черная линия, соответствующая теоретическому значению χ_{α}^2 на уровне значимости $p = 0,5$). Эти результаты свидетельствуют о том, что недельная вариация распределений обнаруживается для землетрясений континентальных плит и не наблюдается для землетрясений океанических плит.

Рис. 4. Распределение числа землетрясений по азимуту оси сжатия P для двух групп дней недели: черная кривая, правая ось ординат – пятница, суббота, воскресенье; серая кривая, левая ось ординат – понедельник, вторник, среда, четверг



На рис. 4 приведены распределения числа землетрясений по азимуту оси сжатия P для выходных и рабочих дней. В этом случае были проанализированы все землетрясения, принадлежащие представительной части каталога NIED ($M = 3-10$). Даже такая оценка – без селекции землетрясений по глубине – позволяет увидеть различие распределений для выходных и рабочих дней (вновь отметим, что пятницу, как конец рабочей недели, вероятно, можно причислить к дням, когда наблюдается спад индустриальной активности). Применение критерия согласия Колмогорова-Смирнова дает следующие результаты. На уровне значимости 0,01 (то есть с вероятностью 99%) распределение для пятницы, субботы и воскресенья отличается от распределения для понедельника, вторника, среды и четверга. Для контроля, сравнение аналогичных распределений для вторника и среды или для среды и четверга дает различие на уровне $p \sim 0,4$, то есть статистически незначимо.

Рассмотрим теперь каталог региона Южная Калифорния (известный каталог Nauksson'a), в котором с 1975 по 2000 годы содержится информация о механизмах 46564 землетрясений. На рис. 5, а показано положение эпицентров, а на рис. 5, б – одна из проекций расположения гипоцентров землетрясений.

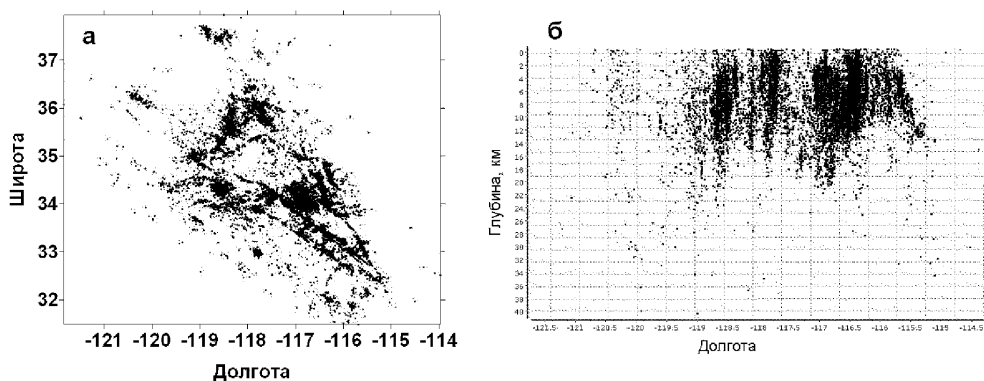


Рис. 5. (а) – положение эпицентров; (б) – одна из проекций расположения гипоцентров землетрясений региона Южная Калифорния

Результат вычисления соотношения типов механизмов в процентах с дальнейшим синхронным детектированием представлен на рис. 6, а. Для анализа отобраны землетрясения из представительной части каталога ($M > 2$) с глубиной до 10 км. Период детектирования равен 7 дней. В динамике относительного числа механизмов типа взброс и сдвиг наблюдается семидневная вариация с экстремумами в воскресенье. Напротив, для числа механизмов типа сброс такая вариация отсутствует.

На рис. 6, б приведены распределения числа землетрясений в зависимости от направления вектора подвижки SLIP для выходных и рабочих дней. Проанализированы все землетрясения каталога Южной Калифорнии без какой-либо селекции. Применение критерия согласия Колмогорова-Смирнова дает следующие результаты. На уровне значимости 0,01 (то есть с вероятностью 99%) распределение для пятницы, субботы и воскресенья отличается от распределения для понедельника, вторника, среды и четверга. Для контроля, сравнение аналогичных распределений для вторника и среды или для среды и четверга дает различие на уровне $p \sim 0,5$, то есть статистически незначимо.

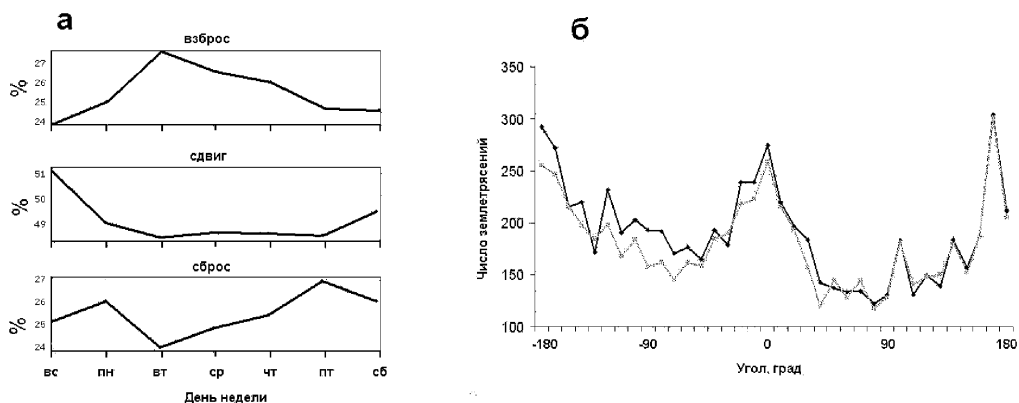


Рис. 6. (а) – зависимость соотношения типов механизмов от дня недели; (б) – усредненные распределения числа землетрясений по направлению вектора подвижки SLIP для двух групп (выходных и рабочих) дней недели: черная кривая – пятница, суббота, воскресенье; серая кривая – понедельник, вторник, среда, четверг

Заключение

Представленные в работе результаты позволяют утверждать, что в динамике типов механизмов землетрясений присутствует недельная вариация с экстремумом в воскресенье. Другими словами, нами обнаружен классический эффект выходных дней. Следует особо подчеркнуть, что данный вывод относится к двум принципиально различным по геологической структуре регионам, расположенным на противоположных сторонах земного шара.

Таким образом, нами обнаружено еще одно подтверждение тому факту, что эффект выходных дней представляет собой реальное геофизическое явление глобального масштаба. Эффект свидетельствует о том, что существует воздействие индустриальной активности на естественные процессы в геосферах.

Выражаем благодарность А.В. Гульельми, А.Д. Завьялову и Б.И. Клайну за интерес к работе и полезные обсуждения.

Работа выполнена при поддержке фундаментальных исследований Президиума РАН (программа № 18) и грантов РФФИ (проекты №№ 13-05-00066 и 15-05-00491).

Литература

- Авсюк Ю. Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: 1996.
- Адушкин В.В., Шукин Ю.К.* Динамические процессы во взаимодействующих геосферах / Физические процессы в геосферах их проявление и взаимодействие. М.: ИДГ РАН, 1999, С. 7–22.
- Гохберг М.Б., Пилюпенко В.А., Похотелов О.А., Партасарати С.* Акустическое возмущение от подземного ядерного взрыва как источник электростатической турбулентности в магнитосфере // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 3. С. 568–574.
- Гохберг М.Б., Шалимов С.Л.* Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу // М.: Наука. 2008. 295 с.
- Груздев А.Н.* О недельной цикличности в атмосфере // ДАН, т. 439, № 3, 2011, с. 407–412.
- Гульельми А.В., Зотов О.Д., Клайн Б.И., Русаков Н.Н., Беляев П.П., Котик Д.С., Поляков С.В., Рапопорт В.О.* Возбуждение геомагнитных пульсаций при периодическом нагреве ионосферы мощным КВ-радиоизлучением // Геомагнетизм и Аэронавигация. 1985. Т. 25. № 1. С. 102–106.
- Гульельми А.В., Зотов О.Д.* Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера–техносфера–литосфера // Физика Земли, 2012, № 6, с. 23–33.
- Зотов О.Д.* Эффект выходных дней в сейсмической активности // Физика Земли. 2007. № 12, С. 27–34.
- Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х.* Влияние механических вибраций на сейсмичность // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 78–83.
- Николаев А.В., Верещагина Г.М.* Об инициировании землетрясений подземными ядерными взрывами // ДАН, 1991. т. 319, № 2, С. 333–336.
- Ситнов С.А.* Недельная цикличность метеорологических параметров над московским регионом // ДАН, т. 431, № 5, 2010, с. 685–691.

Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 175 с.

Forster P.M. de F., Solomon S. Observations of a «weekend effect» in diurnal temperature range // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2003. V. 100. P. 11225–11230.

Fraser-Smith A.C. Weekend increase in geomagnetic activity // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № A5. P. 2089–2096.

Guglielmi A., Zotov O. The human impact on the Pc1 wave activity // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2007. V. 69. P. 1753–1758.

Karinen A., Mursula K., Ulich Th., Manninen J. Does the magnetosphere behave differently on weekends? // Ann. Geophys. 2002. V. 20. P. 1137–1142.

**II. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ
СОСТАВЛЯЮЩИЕ ТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ
В ГЕОСИСТЕМАХ**

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: РЕДКОЕ СОЧЕТАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И ТРИГГЕРНЫХ ФАКТОРОВ

С.И. Шерман

Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Сейсмический процесс в континентальной литосфере генетически связан и отражает специфику развития её геодинамических зон. Локализация сильнейших землетрясений в Центральной Азии определяется редким сочетанием активных и пассивных геодинамических зон и границ между ними. Для региона характерны: (1) наличие крупной длительно развивающейся субмеридиональной трансрегиональной пограничной структуры по $\sim 105^\circ$ в.д., отделяющей современную геодинамику западной части Центральной Азии от восточной; (2) приуроченность максимальных ($M \geq 8$) землетрясений последнего столетия только к западной части от пограничной структуры; (3) коллизия крупнейших континентальных плит, определяющих энергетический потенциал и физические условия накопления и реализации максимальных землетрясений в западной части Центральной Азии; (4) пространственно сближенное сочетание четырех различных по геодинамическим режимам зон, окружающих регион с максимальными сильными землетрясениями последнего столетия; (5) триггерные механизмы.

Введение

Сейсмический процесс в континентальной литосфере генетически связан и отражает специфику развития её геодинамических зон. На континентальной литосфере субдукция вызывает коллизию континентальных плит, сопровождаемую сильнейшими землетрясениями. Примером может служить континентальная Центральная Азия. Для региона характерны: (1) наличие крупной длительно развивающейся субмеридиональной трансрегиональной пограничной структуры по $\sim 105^\circ$ в.д., отделяющей современную геодинамику западной части Центральной Азии от восточной; (2) приуроченность максимальных ($M \geq 8$) землетрясений последнего столетия только к западной части от пограничной структуры; (3) коллизия крупнейших континентальных плит; (4) пространственно сближенное сочетание четырех различных по геодинамическим режимам зон, окружающих регион с максимальными сильными землетрясениями последнего столетия.

В краткой форме по перечисленным геодинамическим критериям рассмотрим регион локализации сильных землетрясений с акцентом на его современную гео-

динамику и структуру литосферы, находящейся в «окружении» различных по современной активности геодинамических режимов.

Трансрегиональная пограничная структура – восточная граница современных сильных землетрясений на континенте Центральной Азии

В 1962 г. научным сотрудником, позднее профессором Ленинградского (ныне Санкт-Петербургского) государственного университета Г.Н. Каттерфельдом (1962), была опубликована книга «Лик Земли», в которой впервые примерно по 105° в.д. по различию превалирующих ориентировок направлений крупных морфоструктурных элементов земного шара была выделена полоса раздела, которая делила его на условно западное и восточное полушария. В последующие годы, базируясь на разных геолого-геофизических критериях, многие исследователи отмечали наличие подобной границы, используя при этом различные названия [Ma Xingyuan et al., 1987; Ma Si Юань, 1990; Гатинский, Рундквист, 2004, 2005; Гатинский и др., 2011а,б; Грачев и др., 1993; GanWeijun, Xiao Genfu, 2013; Li Yanxing et al., 2001; Yi-Ying Wen et al., 2009], обсуждалась в книге «Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии» (2005). Одними из первых, кто начал аргументировать научную значимость, установленной Г.Н. Каттерфельдом (1962), субмеридиональной границы земного шара была группа иркутских геологов и геофизиков под идейным руководством Ю.В. Комарова [Комаров и др., 1978]. На базе анализа комплекса геологических и геофизических признаков и контрастного различия в генеральном простирании геологических структур Ю.В. Комаров и др. (1978) выделили в этих же меридиональных границах, но не столь строго по одному меридиану, практически на всем протяжении от севера Верхоянья через Прибайкалье до Бирманской горной гряды на юге зоны Верхояно-Бирманского сочленения Центрально- и Восточно-Азиатских структур, сокращенно названную авторами зоной ВЕБИРС. Научная идея вызвала большой интерес, была проведена научная сессия, краткие материалы которой были опубликованы [Трансрегиональная..., 1978].

Л.И. Иогансон (2012) в недавно опубликованной работе, посвященной граничной зоне по 105° в.д., ставит вопрос о новом типе геодинамических границ. Описываемая в Центральной Азии граница разделяет изменение геолого-геофизических параметров, при этом на её разных отрезках отличия имеют специфический характер. Они связаны со структурой, мощностью коры и верхней мантии, сейсмичностью. Характеризуемый неординарный в геодинамике тип структурных границ Л.И. Иогансон (2012) сводит к «специфическому аттрактору».

Понимание тектонической природы трансрегиональной меридиональной границы (зоны ВЕБИРС) во многом прояснит её роль и возможности контролирования современных процессов на громадной площади, в том числе по разграничению проявления сильных землетрясений на нынешнем этапе развития и вычленения регионов с различающимися геодинамическими параметрами. С этой целью вернемся к другой группе публикаций, направленных на воздействие тихоокеанской зоны субдукции на литосферу удаленных западных от континентальных окраин территорий.

Наличие трансрегиональной меридиональной границы в центре Азиатского континента подтверждается и современными глубинными геофизическими исследованиями. Для Центральной Азии построены трехмерные модели скоростей прохождения S-волн для глубин 50–700 км [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Кожевников,

и др., 2014]. Цитированные взаимосвязанные публикации затрагивают значительную площадь Азиатского континента, заключенную между 25 и 65° с.ш. и 80 и 155° в.д. На ней на глубинах 50 км между 25 и 45° с.ш. (на севере до южной оконечности оз. Байкал) по меридиану ~105° прослеживается четкая граница между существенно отличающимися скоростями S-волн: на западе низкие скорости, на востоке – высокие (рис. 1). Средняя скорость 4,46 км/с. Низкие скорости соответствуют утолщенной, с относительно повышенной раздробленностью, земной коре под Тибетом. С востока к характеризуемой границе примыкает Южно-Китайский блок. Глубина его подошвы, видимо, более 100 км, поскольку на разрезе для глубин 100 км под этим блоком и шире показана низкоскоростная мантия. Несколько иная картина фиксируется на глубине 300 км. Здесь от 25 до 55° с.ш. и также по ~105° в.д. отчетливо прослеживается сплошная, непрерывная граница между низкоскоростной мантией на востоке и высокоскоростной – на западе. Частично эта же граница прослеживается на глубинах 250 км между 35 и 60° с.ш. [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003]. Более сложная картина фиксируется на глубинах 400 и 600 км. На глубине 400 км фиксируется граница по 105° в.д., причем на западе высокое отношение вариаций скоростей S-волн, выраженных в процентах $dV_s/V_{s\text{ средн.}}\%$, к низкому – на востоке [Кожевников и др., 2014]. На других разрезах картина не столь однозначная.

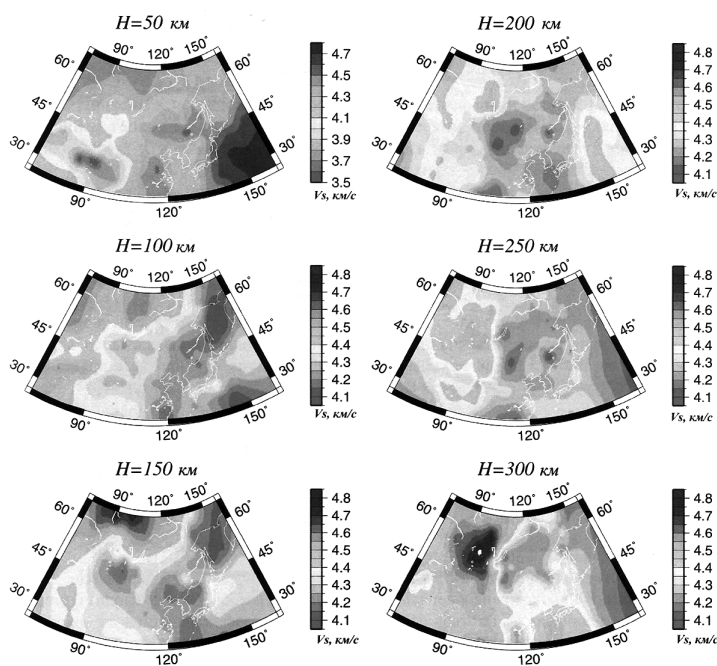


Рис. 1. Карты вариаций скоростей продольных волн под континентом Азии [Кожевников и др., 2014]. Над каждой картой приведены соответствующие глубины

Интерпретация глубинных разрезов свидетельствует о существовании и современном функционировании выраженной в физических полях трансрегиональной меридиональной границы, разделяющей Центрально-Азиатский континент на две зоны, существенно различающиеся по современной активности. Вероятная глубина проникновения трансрегиональной границы – около 600 км.

Ряд исследователей находили доказательства связи некоторых процессов, например вулканизма, на территориях Забайкалья и даже Восточной Сибири, то есть

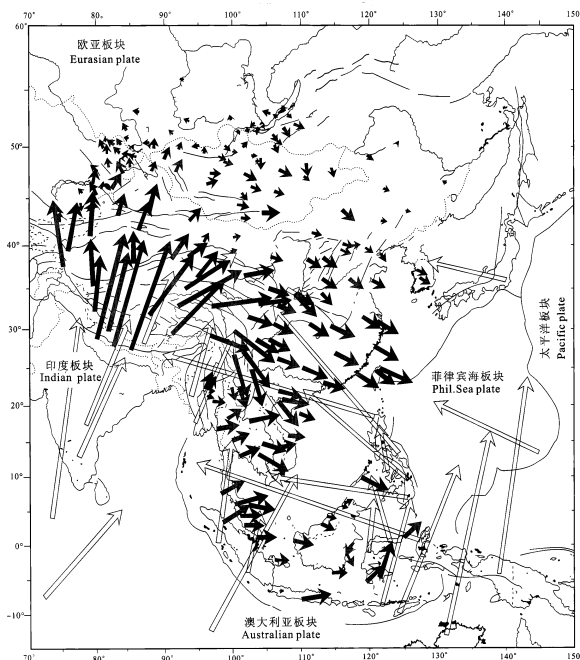
удаленных примерно на полторы тысячи километров, с влиянием слэбов западно-тихоокеанской субдукции [Зорин и др., 2006; Ivanov et al., 2011; Zhao et al., 2004; Zorin et al., 1989; San'kov et al., 2011; Zonenshain, Savostin, 1981; Zhao, Ohtani, 2009; и мн. др.]. Публикации свидетельствуют о глубоком и удаленном от океанической субдукционной границы продвижении глубинных масс с востока на запад. Более того, есть все основания считать, что «океанский» слэб достигает субмеридиональной границы и в южных районах Китая, и Бирманских горах, поскольку на их широтах расстояние до зоны тихоокеанской субдукции гораздо меньше.

Характеризуемая меридиональная граница находит отражение на схемах глубинного строения литосферы Центральной Азии по интерпретации скоростей Р- и S-волн [Kulakov, 2011]. Схемы детализацией объектов по сейсмической томографии отличаются от близких по методике ранее проведенных работ [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003], однако не противоречат их результатам.

Можно уверенно полагать, что подлитосферное продвижение западнотихоокеанского слэба не только достигает зоны проводимой субмеридиональной трансрегиональной границы, но и является одним из источников её граничной природы – препятствовать продвижению вышележащих литосферных масс на запад. Обобщенные материалы по GPS-геодезии практически для всей планеты (рис. 2) в регионе Центральной Азии показывают движения крупных литосферных масс под действием Индостанской плиты на северо-восток, а под воздействием Тихоокеанской плиты – на северо-запад [Gao Xianglin, 2013; Niu, 2014]. Движущие массы «встречаются» в полосе $\sim 105^\circ$ в.д. – субмеридиональной трансрегиональной границы – и затухают. Таким образом, векторы современных движений земной коры в Центральной Азии регулируются граничной зоной, а сам факт подчеркивает её высокую активность в современный период времени.

Наконец, важно указать и на изменения толщины земной коры в границах рассматриваемой площади Центральной Азии. По вариациям мощности земной коры

Рис. 2. Скорости современных движений земной коры в Азии и окружающей территории (Атлас..., 2013; by Gao Xianglin, 2013, map П-1, р. 31)



[Li et al., 2006] выделяются две области, отличающиеся простиранием изопахит и толщиной коры. Показательной частью карты S. Li и коллег (2006) является хорошо выраженная в вариациях мощности коры граница между западной и восточной частями территории Центральной Азии. Граница представлена меняющейся по ширине меридиональной зоной с постоянной, около 42–44 км, толщиной коры. По сближенности изопахит (они проведены через 2 км) западная граница меридиональной пограничной области крутая с вероятным падением на запад, восточная – пологая, с вероятным падением на восток. Восточная область характеризуется субмеридиональными простираниями локальных структур в коре с мощностями от 30 до 42 км. И только на самом юге, в области выступа Гималайского надвига, в районе Бирманских гор фиксируется изменение простирания структур на широтное и уменьшение мощностей до 32 км. Западная область характеризуется субширотными вариациями мощностей от 70 и более километров до минимальных 40 км. Отчетливо прослеживается постепенное уменьшение мощности коры с юга на север.

В работах О.А. Кучай и коллег [Кучай, Бушенкова, 2009; Kuchai, Kozina, 2015] дан подробный анализ параметров механизмов очагов коровых и глубокофокусных землетрясений, произошедших в районах Тибета, Тянь-Шаня, Памиро-Каракорума, Кунь-Луня, Таримского массива, Алтая и Саян. Авторы, используя данные механизмов очагов землетрясений, рассчитали векторы сейсмотектонических деформаций объемов земной коры, приведенные к географической системе координат. Для западной части Центральной Азии характерны преимущественно меридиональные укорочения и широтные удлинения объемов земной коры; в юго-восточной части, представляющей Амурскую плиту, наблюдаются меридиональные удлинения и широтные укорочения. Зоны меридионального укорочения характерны для области, примыкающей к Гималайской надвиговой зоне. Зоны максимальных вертикальных движений характерны для всего Тибетского поднятия и отражают соответствующее растяжение в сочетании с субширотным движением масс. Сжатие масс фиксируется в зоне субмеридиональной границы. В пределах Западных Саян преобладает сжатие земной коры со сдвигом. В южном Прибайкалье фиксируются растяжения земной коры, в северном – сжатия. Напряженное состояние коры в Байкальской рифтовой системе характеризуется растяжением в центральной её части и левосдвиговыми смещениями на флангах [Шерман, Днепровский, 1983].

Перечисленное свидетельствует о сложной структуре границы раздела, длительности её функционирования, во многом связанной и определяемой геодинамической позицией рассматриваемого в целом региона Центральной Азии. Геодинамическая суть границы субмеридионального раздела западной и восточной частей Центральной Азии – ослабление, стогнация и прекращение динамического влияния западно-тихоокеанской субдукции на современные эндогенные процессы в континентальной литосфере, в том числе на генерацию сильных землетрясений в Центральной Азии.

Главные геодинамические и структурные факторы локализации сильных современных землетрясений в западной части Центральной Азии

Современная геодинамика Центральной Азии определяется её положением в одном из расширенных сегментов трансконтинентального Средиземноморско-Кавказско-Памиро-Гималайско-Тихоокеанского сейсмического пояса, по широт-

ным параллелям разделяющие крупнейшие литосферные плиты Земли – Евроазиатскую от Африканской и Индостанской (или Индостан-Австралийской). Широтная полоса раздела в современной геодинамике выражена крупнейшим сейсмическим поясом планеты, высокая геодинамическая активность которого определяется преобладающими напряжениями сжатия в сочетании со сдвиговыми [Sherman, Zlogoduhova, 2011; Шерман, 2014]. Источник трансрегиональных напряжений – общее движение южных плит на север и естественная реакция сопротивления или даже встречного движения Евроазиатской плиты. Это важная геодинамическая особенность региона сильных современных землетрясений Центральной Азии.

Расширенный по площади сегмент трансконтинентального широтного сейсмического пояса – Центральная Азия – представляет собой своеобразную геодинамическую область (подчеркиваем – в сейсмическом поясе!) пространственного сближения трех разных геодинамических режимов, образующих на местности специфическую область сближения четырех отличающихся по современной геодинамике территорий (рис. 3).

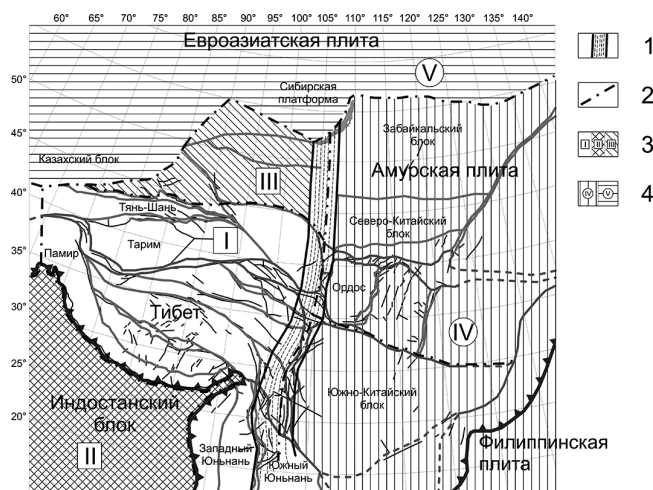


Рис. 3. Геодинамическая зональность Центральной Азии.

I – меридиональная пограничная зона Центральной Азии – восточная граница зоны высокой геодинамической активности; 2 – границы между геодинамическими зонами; 3 – зоны высокой геодинамической активности: I – центральная зона интенсивного сжатия литосферы и локализации сильных землетрясений; II – зона Индостанской плиты – индентора напряжений сжатия; III – зона схождения блоковых структур Памира, Тянь-Шаня и Казахской глыбы, затрудняющая разрядку напряжений сжатия и течения вещества на запад; 4 – зоны относительно слабой тектонической активности и стабильные; IV – зона Амурской плиты и крупных блоковых структур юго-восточного Китая; V – стабильная зона Сибирской платформы

Основная, центральная геодинамическая область, регион сильнейших континентальных землетрясений – территория Гималаев, Памира, Тянь-Шаня и Тибета – сфера максимального влияния континентальной коллизии, активнейшая часть громадного Альпийско-Гималайского коллизионного пояса в понимании В.Г. Трифонова [Трифонов, Караханян, 2004], ослабленное влияние которого достигает южного Прибайкалья. К северу от Тибета, по мере все большего удаления непосредственно от Гималайского надвига, напряжения сжатия постепенно сменяются напряжениями сдвига-сжатия и сдвига и затухают к южной границе Сибирской платформы.

Территория преваляирования напряжений сжатия со сдвигом охватывает всю западную от трансрегионального меридиана 105° в.д. часть Центральной Азии.

Центральная геодинамическая область – регион сильных землетрясений – характеризуется последовательным с юга на север изменением геолого-геофизических параметров литосферы. Видоизменяются формы и размеры блоковых структур, уменьшается толщина земной коры с >74 в Тибете до <42 км в Тариме и Джунгаре, последовательно меняются региональные векторы напряжений в земной коре: от преваляирования сжатия на юге и центре и последовательной их трансформацией в сдвиго-надвиговые и сдвиговые поля напряжений в Саянах и южном Прибайкалье – на севере. Вместе с модификацией напряжений меняются векторы горизонтальных скоростей современных движений земной коры. Они максимальны на юге и центре, а также после их разворота в центре на восток, а ближе к западной субмеридиональной границе векторы разворачиваются на юг. При развороте на юг скорости убывают. Для южной и центральной частей западной зоны характерно течение земной коры в сочетании со смещениями по межблоковым разломам. Именно течение сглаживает границы крупных блоков и трансформирует их в линзоподобные формы, отдаленно напоминающие единичные мегабудины. Течение сопровождается значительными смещениями по разломам, о чем доказательно писал В.С. Буртман (1990, 2012).

В экспериментальных работах еще прошлого века [Mogi, 1966], рассматривая вопрос о переходе в горных породах хрупкого разрушения к пластическому, было показано, что изменение типа разрушения происходит при дополнительных давлениях, превышающих всестороннее. Из экспериментальных работ К. Моги [Mogi, 1966] следовало, что граница перехода от хрупкого разрушения к пластическому течению происходит при условии, когда дополнительное напряжение сжатия C_σ превосходит всестороннее давление P_m в 3,4 раза: $C_\sigma = 3,4P_m$.

Положение границы перехода горных пород в состояние пластического течения существенно зависит от всестороннего давления и, во вторую очередь, от прочностных свойств горной массы. Расчеты геодинамических условий напряженного состояния среды (преваляирование сжатия или растяжения) и дополнительного давления для перехода горных пород в состояние пластического течения приведены в работе С.И. Шермана (1977). Появляющиеся и зарождающиеся при квазитечении «непропорциональные» напряжения сдвига «дополнительные» смещения по разломам, возникающие из-за разности векторных скоростей реологического течения масс, и являются, по нашему мнению, одними из важнейших энергетических источников сильнейших землетрясений региона. Сильные землетрясения западной части Центральной Азии в последнее столетие являются прямым следствием высоких напряжений субмеридионального сжатия, квазитечения горных масс и значительных смещений по крупным межблоковым разломам.

Окружающие регион сильных землетрясений геодинамические области на востоке, севере и западе представлены тремя различающимися по геодинамическим режимам территориями (см. рис. 3). На востоке – территория ослабленного влияния Тихоокеанской субдукции, стогнирующий слэб которой совместно с погружающейся Филиппинской плитой достигает границы «трансрегионального» $\sim 105^\circ$ в.д. меридиана. К этой области влияния относится вся восточная от него часть континентальной Азии. В свою очередь, большая часть рассматриваемой нами восточной территории, по структурной позиции относится к западной части громадной Амурской плиты. Субмеридиональная трансрегиональная пограничная полоса ограничивает влияние на запад процесса Тихоокеанской субдукции и способствует сосредото-

точению давления Индостанской плиты на области Тибета, Памира и Тянь-Шаня, содействует структурному вычленению в современное время наиболее сейсмически активной западной части Центральной Азии.

На севере, границей центральной сейсмоактивной области, выступает относительно пассивная Сибирская платформа с типичным платформенным геодинамическим режимом. Она создает мощнейший упор, реакцию сопротивления, равную силе давления на неё. Без участия крупного блока литосферы – Сибирской платформы и восточной пограничной зоны – не было бы и значительной по эффекту сжатия континентальной коллизии в проявленном виде в западной части территории Центральной Азии.

Западную границу центральной геодинамической области – стержневой части Центральной Азии – границу, играющую роль своеобразного упора и сопротивления процессу «выдавливания», квазивязкого течения горных масс, образует территория сближения Памира, Тянь-Шаня и Казахской плиты. Граница не выражена конкретной структурой, поскольку сформирована сближающимися блоками в области квазипластического течения материала.

Таким образом, область проявления наиболее сильных землетрясений в Центральной Азии отличается от окружающих районов интенсивным сжатием литосферы, увеличенной мощностью коры, специфической линзовидной формой её крупных блоков, значительными смещениями по ограничивающим блоки разломам и течением материала. Поскольку, последнему существенно способствуют смещения по разломам реологическое состояние среды точнее можно анализировать как квазивязкое течение. Его же можно считать одним из тех геодинамических факторов, которые на качественном уровне выделяют сравнительно небольшую Центральную геодинамическую область Азии от окружающих. При этом без их активного или пассивного функционирования – давления Индостанской плиты, сопротивления Сибирской платформы как фрагмента Евроазиатской плиты, сопротивлений и упоров с запада и востока – не сформировались бы столь благоприятные условия для движения и течения вещества разломно-блоковой структуры коры, сопровождающегося сильными землетрясениями на крупных межблоковых разломах.

Таким образом, тектоническое течение горных масс, которое по Ю.В. Ризниченко (1985) можно смело назвать сейсмотектоническим течением, является одним из важнейших геодинамических факторов, предопределяющими генерацию сильных землетрясений во время возникновения смещений в зонах крупных разломов реологически неоднородной среды. Введение в геодинамический анализ связи генерации сильных землетрясений в литосфере в связи с её реологией не снимает оживленно обсуждаемые в настоящее время вопросы о триггерных воздействиях на активные разломные структуры, непосредственно контролирующие локализацию очагов землетрясений [Садовский, Писаренко, 1991; Соболев, 2011; Шерман, 2014; Триггерные эффекты..., 2010, 2013, 2015; и мн. др.].

Разработанные различные модели физики очагов землетрясений, кратко перечисленные в монографиях [Костров, 1975; Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003; Шерман, 2014 и мн. др.], основанные на них прогнозные многочисленные разносторонние признаки сильных землетрясений чаще всего, и, к сожалению, не приносят успехов. Это означает, что в концепциях генерации сильных сейсмических событий все еще не учтены факторы, способствующие реализации, казалось бы, полностью подготовленного землетрясения. Важнейшим из них автор считает триггерный механизм [Sherman, 2013], роль которого в стимулировании реали-

зации сейсмического процесса хорошо показана на приобретающих широкую научную известность специализированных семинарах Института динамики геосфер РАН [Триггерные эффекты..., 2010, 2013, 2015], публикациях Г.А. Соболева (2011), Г.Г. Кочаряна и А.А.Спивака (2003), С.И. Шермана (2014) и мн. др.

Заключение

Изучение землетрясений Центральной Азии является частью аналогичной задачи по сильным землетрясениям мира. Трудности решения наглядно обосновываются отсутствием удачных прогнозных результатов. Комплексное решение взаимосвязанных вопросов в единой проблеме может опираться на новую парадигму генерации сейсмических событий – реологическое течение масс. В сейсмологии преобладают идеи о возникновении очагов землетрясений в разломно-блоковой среде литосферы при её нестабильном состоянии, сопровождающемся относительными смещениями блоков. Они подтверждаются структурой литосферы и её верхним слоем – земной корой, данными по подвижкам в земной коре во время сейсмических актов, структурно-сейсмологическими наблюдениями в очаговых зонах. Они корреспондируют с большинством разработанных физических моделей очагов землетрясений. Предложенные в статье геодинамические факторы локализации сильных землетрясений не затрагивают базовые теоретические концепции генерации сейсмических очагов, но хорошо согласуются с принципиальной концепцией Ю.В. Ризниченко (1985) о сейсмическом течении в верхней части литосферы. Факторы локализации сильных землетрясений акцентируют внимание на реологическом состоянии среды, в которой генерируются сильные события, и на геодинамических критериях, способствующих её формированию: толщина коры, высокая скорость современных движений, квазитечение мегаобъёмов коры и расположение района в области благоприятного сближения разных геодинамических зон.

Геодинамическая обстановка практически всех сейсмических зон Земли достаточно хорошо изучена. Их положение в зонах субдукции, коллизии или спрединга определяет геодинамику сейсмического процесса. Конкретизация постановки задачи и акцента на пространственно-временные критерии локализации сильных землетрясений показательного региона Центральной Азии позволили детализировать региональный критерий формирования области пространственного группирования очагов сильных сейсмических событий.

Исследование поддержано РФФИ (Российско-Китайские совместные исследования, грант № 15-55-53023).

Литература

Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 297 с.

Буртман В.С. Процессы тектонического течения в Альпийском поясе // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1990. № 6. С. 30–39.

Буртман В.С. Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника, 2012, № 3, с. 18–46.

Гатинский Ю.Г., Владова Г.Л., Прохорова Т.В., Рундквист Д.В. Геодинамика Центральной Азии и прогноз катастрофических землетрясений // *Пространство и время*, 2011а, т. 3, № 5. С. 124–134.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и блоков // *Геотектоника*, 2004., № 1. С. 3–20.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Прохорова Т.В., Романюк Т.В. Блоковая структура и геодинамика континентальной литосферы на границах плит // *Вестник КРАУЦ. Науки о Земле*. 2008. № 1. Выпуск № 11. С. 32–47.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Черкасов С.В. Геораздел 102–103° на Востоке Азии: геологические и металлогенические признаки // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат. 28 Тектонического совещания*. М.: ГЕОС. 2005. с. 127–130.

Грачев А.Ф., Калашникова И.В., В.А.Магницкий И.В. Современная и новейшая геодинамика и сейсмичность Китая // *Физика Земли*, 1993, № 10, С. 3–13.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47, № 10, с. 1060–1074.

Иогансон Л.И. Зона 105° в.д. – новый тип геодинамических границ? // *Система планеты Земля. Альманах Пространство и время*. Том 1. Вып. 1. 2012.

Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Гос. изд-во географической литературы, 1962. 152 с.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // *Геология и геофизика*, т. 55, № 10, 2014. С. 1564–1575.

Комаров Ю.В., Беличенко В.Г., Мишарина Л.А., Петров П.А. Верхояно-Бирманская зона сочленения Центрально- и Восточноазиатских структур (зона ВЕБИРС) // *Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС (оперативная информация)*. Иркутск: Восточно-Сибирский филиал СО АН СССР, 1978. С. 5–24.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.

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

Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии // *Физическая мезомеханика*, 2009, т. 12, № 1, с. 17–24.

Ма Си Юань Тектонические процессы, отраженные на карте динамики литосферы Китая // *Геодинамика внутриконтинентальных горных областей*. Новосибирск: «Наука» СО. 1990. С. 341–351.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 268 с.

Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС (оперативная информация). Отв. редактор С.И. Шерман. Иркутск: Восточно-Сибирский филиал СО РАН СССР. 1978. 42 с.

Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы Всероссийского семинара-совещания 2010, 2013 гг. ИДГ РАН. Москва: ГЕОС. 2010. 348 с.; 2013. 342 с.

Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Изд-во «Наука». СО АН СССР, 1977. 102 с.

Шерман С.И. О меридиональной зоне ВЕБИРС на Азиатском континенте и критериях её выделения // Трансазиатская континентальная зона ВЕБИРС. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1978. С. 31–35.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.

Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и методы их изучения. Новосибирск: Наука СО РАН. 1989. 157 с.

Gan Weijun, Xiao Genru Present-day crustal motion GPS velocity fields of Central Asia // Atlas of seismotectonics in Central Asia. Beijing, 2013. pp. 41–42.

Gao Xianglin Plate dynamics context of seismotectonics in Central Asia // Atlas of seismotectonics in Central Asia. Beijing, 2013. pp. 29–31.

Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jombolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull Volcanol., 2011. 73:1279–1294. DOI 10.1007/s00445-011-0485-9.

Kuchai O.A., Kozina M.E. Regional features of seismotectonic deformations in East Asia based on earthquake focal mechanisms and their use for geodynamic zoning // Russian Geology and Geophysics 56 (2015) 1467–1475.

Koulakov I.Y. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data // Journal of geophysical research, 2011. Vol. 116, b04301, p. 1–22 doi:10.1029/2010JB007938.

Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics, 2006, vol. 420, N 1-2. p. 239–252.

Li Yanxing, Hu Xikang, Shui Ping, Ge Liangquan, Hudng Cheng, Zhu Wenyao, Hu Xiaogong, 2001. The Current Strain Fields in the Continent of China and its Adjacent Areas from GPS Measurement Results // Proc. of Fourth Workshop, 14–19 May. Beijing, 2001. pp. 113–123.

Ma Xingyuan et al. 1:1 000 000 scale Lithospheric Dynamics Map of China and Adjacent Seas and Explanatory Notes to supplement Map // Geological Publishing House, Beijing, 1987.

Mogi K. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow // Bull. Earthquake Res. Inst., 1966. vol. 44, p. 215–232.

Niu Yaoling Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives // Global Tectonics and Metallogeny, 2014, 10/1, p. 23–46.

San'kov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V. Late Cenozoic Geodynamics and mechanical coupling of crustal and mantle deformation in Mongolia-Siberia mobile area // Geotectonics, 2011. v. 45. p. 378–393.

Sherman S.I., Zlogodukhova O.G. Seismic Belts and Zones of the Earth: Formalization of Notions, Positions in the Lithosphere, and Structural Control // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. V. 2. № 1. P. 1–34.

Sherman S.I. 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. Geodynamics & Tectonophysics, 2013, 4 (2), p. 83–117.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Phys. Earth and Planet Inter. 2003. vol. 138. p. 263–278.

Yi-Ying Wen, Kuo-Fong Ma, The-Ru Alex Song, W.D.Moonly Validation of the rupture properties of the 2001 Kunlun, China ($M_s=8.1$) earthquake from seismological and geological observations // *Geophys. J. Int.*, 2009. v. 177, pp. 555–570.

Zhao D., Lei J., Tang R. Origin of the Changbai Intraplate volcanism in Northeast China: evidence of seismic tomography // *Chin. Sci. Bull.* 2004. 49; p. 1401–1408.

Zhao Dapeng, Ohtani Eiji Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: Evidence from seismology and mineral physics // *Gondwana Research*, 2009. V. 16. p. 401–413.

Zonenshain L.P, Savostin L.A Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia. *Tectonophysics*, 1981, 76:1–45.

Zorin, Y., Kozhevnikov V., Novoselova M., and Turutanov E. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions, *Tectonophysics*, 1989. V. 168. p. 327–337.

УДК 550.3

О ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА)

И.А. Санина, Г.Н. Иванченко, Э.М. Горбунова

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва
sanina@idg.chph.ras.ru, ivanchenko@idg.chph.ras.ru,
emgorbunova@bk.ru

По результатам сейсмического мониторинга территории центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) основная масса зарегистрированных событий является взрывами на карьерах. Тем не менее, ежегодно регистрируются 2–3 события с магнитудами от 1,5 до 3,5, которые по ряду признаков можно отнести к тектоническим землетрясениям, или их природа остается неопределенной. В период с 2007 года было зафиксировано 9 событий в районе Днепровско-Донецкого авлакогена. В этом регионе, вблизи г. Полтавы, 3 февраля 2015 года произошло сейсмическое событие с магнитудой 4,5, которое может быть отнесено к природно-техногенным. В данной работе проведено исследование геолого-геодинамической обстановки участков локализации очагов рассматриваемых событий и показана возможность неотектонической активизации Днепровско-Донецкого авлакогена под влиянием антропогенных факторов.

Введение

Восточно-Европейская платформа принадлежит к древним платформам и характеризуется, за исключением некоторых районов, низкой сейсмической актив-

ностью. Днепрово-Донецкий авлакоген, расположенный на границе относительно высоко сейсмичной Воронежской антеклизы [Надежка и др., 2010], также относится к сеймогенерирующим структурам [Сафронов, 2012]. В его пределах за период наблюдений с 2007 по 2014 гг. было зарегистрировано 8 событий с магнитудой от 1,5 до 3,5 в том числе 3 землетрясения. Помимо природных факторов их генезис может быть связан с промышленными взрывами, проводимыми на карьерах, расположенными в близлежащих районах, где интенсивно эксплуатируются месторождения рудных (Кривбасс) и нерудных полезных ископаемых (Харьковская и Полтавская области). Интенсивные взрывные работы ведутся на территории Белгородской области – это Лебединский, Стойленский карьеры, Михайловский ГОК. По количеству используемых ВВ район верхнего и нижнего Дона является вторым в России (110 тыс. т) [Адушкин, 2011], при этом интенсивность взрывов (магнитуда) достигает 3,0–3,2. В монографии [Взрывы, 2013] высказано предположение, что значительная техногенная нагрузка на геологическую среду, вызванная промышленным освоением территорий и разработкой месторождений, может рассматриваться в качестве триггерного механизма и провоцировать природно-техногенную сейсмичность. Триггерная сейсмичность возникает за счет высвобождения собственных запасов энергии в геологической среде под воздействием внешних источников возмущений. Интенсивность триггерной сейсмичности может превышать интенсивность техногенного воздействия [Адушкин, Турунтаев, 2014].

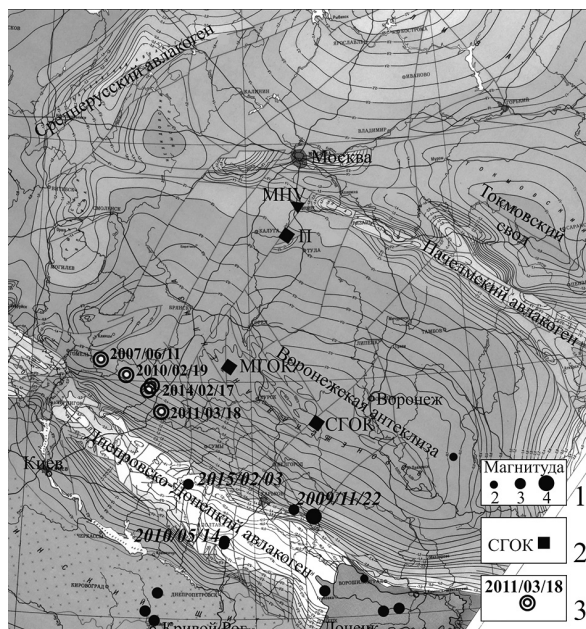
3 февраля 2015 года вблизи г. Полтавы произошло сейсмическое событие с магнитудой 4,5, значительно превышающей зарегистрированную магнитуду взрывов от близрасположенных к очагу карьеров. Возможно, такая высокая магнитуда связана с разгрузкой энергонасыщенной среды района расположения Днепроовско-Донецкого авлакогена. Предыдущие землетрясения в этом регионе произошли 14.05.2010 г. с магнитудами 2,4 и 3,5 [Землетрясения, 2012] юго-восточнее события 03.02.2015. Интерес к событию 3 февраля 2015 г. вызван не только его энергией, но и формой сейсмической записи, содержащей спектральные характеристики, присущие как землетрясению, так и взрывам. Дискуссионной является также глубина события. По ряду оценок она колеблется от 2,2 км (ГС РАН) до 56 км [Шумлянская и др., 2015].

Характеристика условий локализации источников сейсмических событий

Рассмотрим геолого-геодинамическую обстановку участков локализации очагов рассматриваемых событий, зарегистрированных в пределах Днепроовско-Донецкого авлакогена. Результаты наблюдений за сейсмичностью Днепроовско-Донецкого авлакогена позволяют выделить в его пределах события, генезис которых определяется эндогенными, экзогенными и техногенными процессами. Из выше перечисленных событий пять имеют неизвестный генезис и локализованы вдоль северо-восточного борта Днепроовско-Донецкого авлакогена, три – считаются землетрясениями и расположены в зоне регистрации исторических землетрясений, природа последнего события 03.02.2015 г. является предметом наших исследований. Эпицентры событий приурочены к прибортовым и центральным частям Днепроовско-Донецкого авлакогена и сопредельным территориям – склону Воронежской антеклизы (таблица, рис. 1).

№ пп	Дата Время, GMT	Расстояние от МСА «Михнево», км	Координаты, град.		Магнитуда	Генезис источника	Примечание (приуроченность сейсмического события к геологической структуре)
			Широта	Долгота			
1	11.06.2007 10:31:08	481	52.37	31.87	2.64	событие неизвестного генезиса	Вдоль северо-восточного борта Днепровско-Донецкого авлакогена
2	19.02.2010 13:32:15	475	52.11	32.53	2.60		
3	18.03.2011 10:45:46	463	51.66	33.48	3.50		
4	17.02.2014 10:33:28,2	456	51.89	33.18	3.29		
5	17.02.2014 10:47:41,8	448	51.95	33.23	3.15		
6	22.11.2009 20:42:08	490	49.79	36.99	2.9	Землетрясения	К северо-восточному бортовому разлому, ограничивающему Днепровский грабен (в районе г. Купянск)
7	14.05.2010 23:07:17	571	49.26	35.26	2.4		В осевой части Днепровского грабена (в районе г. Полтава)
8	14.05.2010 23:16:54	571	49.45	35.23	3.5		
9	03.02.2015 05:56:28	561	50.51	34.21	4.5		

Рис. 1. Схема расположения сейсмических событий на уровне кристаллического фундамента ВЕП. Здесь и на рис. 2: 1 – землетрясения; 2 – карьеры: Михайловский (МГОК), Стойленский (СГОК), Парсуковский (П), Малоапертурная сейсмическая группа «Михнево» (МНВ); 3 – сейсмические события



На уровне кристаллического фундамента ВЕП выделяется система разноориентированных глубинных разломов, протягивающихся на сотни километров. Ряд разломов корово-мантийного заложения ограничивает позднепалеозойский Днепровско-Донецкий авлакоген. Авлакоген представляет собой систему, состоящую из грабенов и горстов, контролируемую по простиранию сбросо-сдвигами корово-мантийного заложения и разделенную секущими разломами. Сложное строение фундамента и наличие протяженных глубинных разломов, ограничивающих блоки различных иерархических уровней, указывает на высокий сейсмогенный потенциал Днепровско-Донецкого авлакогена.

Вдоль осевой части Днепровско-Донецкого авлакогена глубина залегания фундамента достигает 20 км, в прибортовой – уменьшается до 1,6 км. Прослеженные различия структурного плана фундамента находят свое выражение на уровне осадочного чехла (рис. 2). Плитный чехол, представленный терригенно-карбонатными породами палеозой-мезозойского возраста, облекает неровности кристаллического фундамента.

Взаимодействие деформаций фундамента и осадочного чехла осуществляется при слабо локализованных деформациях сжатия (начальные этапы развития структур) путём выжимания наиболее пластичных пород фундамента (обычно докембрийских гранитогнейсовых куполов) в осадочный чехол. Все эти деформации могут сопровождаться определённым уровнем сейсмической активности, однако, большую часть Восточно-Европейской платформы составляют тектонически стабильные блоки со слабо локализованными неотектоническими деформациями. Это хорошо согласуется с результатами многопараметрической геофизической регионализации [Тектоника, 1994].

Днепровско-Донецкий авлакоген и сопредельные с ним территории являются наиболее активными, в пределах которых зарегистрирована большая часть сейсмических событий различного генезиса. Далее приводится более детальный анализ этой региональной структуры.

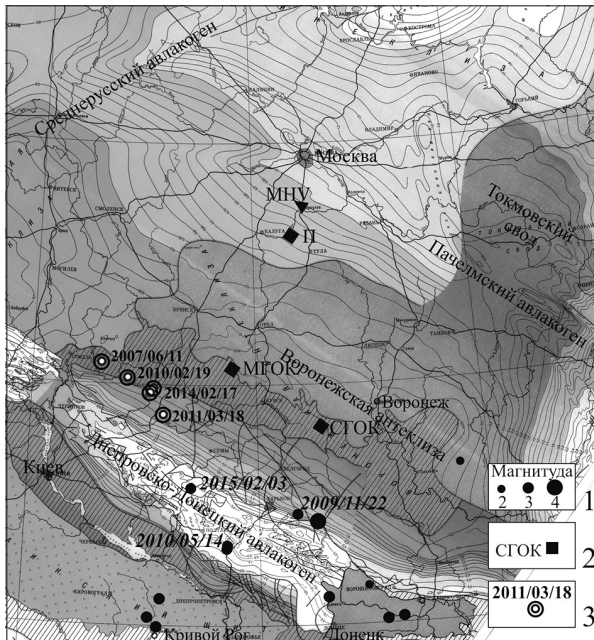


Рис. 2. Схема расположения сейсмических событий на уровне осадочного чехла ВЕП

Геолого-геофизические условия Днепровско-Донецкого авлакогена

Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой узкий рифт в фундаменте древней платформы и характеризуется сложным внутренним строением. Кристаллический фундамент осложнен поперечными глубинными разломами, которые контролируют его клавишно-блоковое строение. По простиранию с северо-запада на юго-восток авлакоген состоит из отдельных сегментов высшего иерархического уровня – Припятского, Днепровского грабенов, Донецкого поднятия и погребенного кряжа Карпинского.

Заложение Днепровско-Донецкого авлакогена относится к среднему и позднему девону. С этого времени формируется толща терригенно-карбонатных, эффузивных, соляных и угленосных отложений, пронизанная интрузивными и эффузивными образованиями. Мощность осадочного чехла в пределах авлакогена изменяется от 1,6 км на прибортовых склонах и в периклинальной части, возрастая до 20 км в наиболее переуглубленных впадинах, приуроченных к осевой части. В настоящее время Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой фанерозойскую внутриконтинентальную впадину, к которой приурочена Украинская синеклиза. В рельефе на месте этих структур расположены Приднепровская и Полесская низменности.

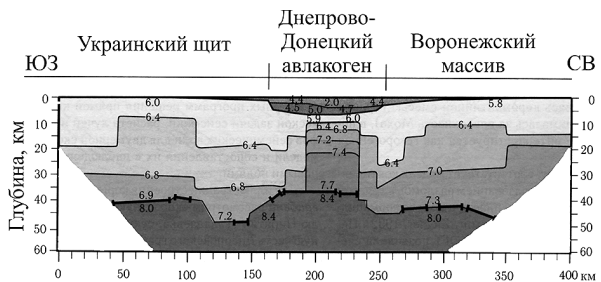
Очаги событий неизвестной природы локализованы в пределах Днепровско-Донецкого грабена. Поэтому основной акцент ниже сделан на детальный анализ геолого-геофизических условий этой глубинной структуры.

В Днепровском грабене глубина залегания поверхности Мохоровичича уменьшается по направлению от бортовых склонов к осевой части от 45 до 37,5 км соответственно [Строение, 2006]. В пределах Днепровского грабена изолинии глубины поверхности Мохоровичича вытянуты согласно общему простиранию авлакогена. По данным ГРЗ под наиболее погруженной частью осадочного бассейна отмечается мощное высокоскоростное тело (рис. 3). Разница между значениями скоростей в рифтогенной коре и соседних кристаллических массивах достигает 1,0 км/с.

Особенности внутреннего строения погребенного Днепровского грабена находят свое отражение в неоднородности гравитационного поля. Значения максимумов аномалии Буге в центральной части Днепровского грабена изменяется от 90 мГал (на границе с Припятской впадиной) до 10 мГал по направлению с СЗ на ЮВ в соответствии с увеличением мощности осадочного чехла. В магнитном поле проявляются структуры фундамента и литолого-петрографические особенности осадочного чехла. Выделение положительных и отрицательных аномалий, в том числе Полтавского максимума, определяется наличием эффузивных пород в осадочных отложениях чехла.

На основе обработки результатов ГСЗ методами томографической инверсии по профилям, пройденным по и вкрест простиранию Днепровского грабена [Коломиец

Рис. 3. Схема глубинного сейсмического вертикального профиля [Строение..., 2006]



и др., 2013], выделены серии разрывных нарушений различных направлений (прибортовые синрифтовые и ортогональные). Дизъюнктивы имеют осадочное, коровое и корово-мантийное заложение. В пределах приподнятого северо-западного блока преимущественно распространены глубинные разломы, которые характеризуются восточным падением, в юго-восточном блоке, напротив, преобладают разломы западного падения.

В центре Днепровского грабена прослеживается поперечный к простиранию авлакогена Орехово-Павлоградский тектонический пояс, проявляющийся по поверхности фундамента как ступенчатый сброс, по которому юго-восточная часть грабена опущена на 4 км относительно северо-западной. В осадочном чехле северо-западной части Днепровского грабена установлены разломы всех направлений. На юго-востоке грабена в связи с увеличением мощности осадочной толщи в осевой части транслируются только синрифтовые разломы, количество которых возрастает по направлению к бортам грабена.

Активизация разрывных нарушений Днепровско-Донецкого авлакогена на современном этапе подтверждена данными наблюдений по GPS-станциям за период с 2000 по 2014 гг., которые указывают на преобладание сдвиговой составляющей в смещении [Адушкин и др., 2013]. По пункту Харьков скорость смещения северо-восточного борта разлома составляет 0,3 мм/год в юго-восточном направлении. Скорость смещения пункта Полтава достигает 1,1 мм/год в северо-западном направлении.

Вдоль северо-восточного борта Днепровско-Донецкого авлакогена на сопряженном с ним склоне Воронежской антеклизы интенсивно эксплуатируются карьеры различного типа, в том числе и наиболее крупные – Стойленский, Лебединский и Михайловский горнообогатительные комбинаты. Подобная техногенная нагрузка в условиях напряженного состояния массива может явиться триггером и спровоцировать природно-техногенные события и землетрясения [Взрывы, 2013].

Геодинамическая обстановка участков локализации очагов событий неизвестной природы

Особенности тектонического строения и геодинамической обстановки предопределяют условия расположения эпицентров событий неизвестной природы в пределах градиентных зон геологических структур Днепровско-Донецкого авлакогена. Большинство событий, зарегистрированных малоапертурной сейсмической группой «Михнево», расположены в прибортовой и центральной частях авлакогена.

Сейсмические события неопределенного генезиса 11.06.2007, 19.02.2010, 18.03.2011, 17.02.2014 приурочены к Днепровско-Донецкому авлакогену, который наследует Сарматско-Туранский докембрийский линеамент и разделяет положительные структуры – Воронежскую антеклизу и Украинский щит. Они локализуются на северо-восточном склоне авлакогена, сопряженном со склоном Воронежской антеклизы. Сейсмические события 22.11.2009 г. и 14.05.2010 г. тяготеют к синрифтовым разломам, ограничивающим Днепровско-Донецкий авлакоген (рис. 1). Первое событие, зарегистрированное группой «Михнево» 22.11.2009 г., локализовано в пределах северо-восточного разлома, приуроченного к плечу авлакогена, выраженного в осадочном чехле мощностью до 2,6 км в виде флексурного перегиба. Два события 14.05.2010 г. приурочены к юго-западному разлому, ограничивающему днище грабена. В осадочном чехле рассматриваемый юго-западный разлом

кристаллического фундамента не прослеживается в связи со значительной мощностью осадочного чехла до 12 км. Событие 03.02.2015 г. приурочено к Синевской впадине, которая представляет собой прибортовой грабен Днепровско-Донецкого авлакогена. Днище впадины осложнено субвертикальными синрифтовыми разломами корового заложения. Мощность осадочного чехла над гипоцентром события составляет 5–7 км.

Вышеописанные сейсмические события тяготеют к поперечным и продольному разломам Днепровско-Донецкого авлакогена, которые по данным GPS-измерений [Адушкин и др., 2013] характеризуются геодинамической активизацией на современном этапе. Это позволяет сделать предварительный прогноз о продолжении развития сейсмического процесса и возможной приуроченности очагов сейсмических событий к рассмотренным глубинным структурам корово-мантийного заложения.

При определении гипоцентра сейсмического события наиболее неоднозначно определяется глубина. Мы предлагаем геологический метод оценки верхнего порога расположения очага сейсмического события, который на данном этапе исследований является предварительным.

Высокая степень геолого-геофизической изученности Днепровско-Донецкого авлакогена позволяет определить литолого-стратиграфические и реологические особенности строения осадочного чехла, глубину залегания кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича. На основе полученных данных может быть высказано предположение, что локализация очагов сейсмических сигналов находится глубже залегания подошвы осадочного слоя.

По результатам предварительной обработки, выполненной геофизической службой РАН (данные И.П. Габсатаровой, ГС РАН), по разным программам локации глубина гипоцентра Полтавского землетрясения 03.02.2015 изменяется от $2,2 \pm 2,4$ до $5,0 \pm 1,0$ км. Полученные значения сопоставимы с геологическими данными, так как в районе Полтавского землетрясения мощность осадочного чехла варьирует от 5 до 7 км.

Природа события на основе анализа формы записи сигналов

Как известно, не существует критериев (дискриминантов), дающих однозначный ответ о природе сейсмического события. Особенно трудно различить относительно слабые события в присутствии техногенной помехи – карьерных взрывов. Именно такая ситуация наблюдается на ВЕП. Анализ волновых форм с использованием функции кросс-корреляции позволяет оценить степень подобия изучаемого сигнала по уже известному [Китов, 2014].

По данным десяти лет непрерывных наблюдений на малоапертурной группе «Михнево» собрана база данных более чем 8000 волновых форм от взрывов на различных карьерах и землетрясениях. Использование аппарата кросс-корреляции к анализу события 03.02.2015 показало отсутствие корреляции его формы сигнала ни с одним из зарегистрированных землетрясений из района Днепровско-Донецкого авлакогена, а также с записями от взрывов на ближайших карьерах. Применение стандартного дискриминанта – зависимости значений логарифма спектрального отношения Pg/Lg от частоты – подтверждает наличие значений, свойственных как взрывам, так и землетрясениям (данные И.П. Габсатаровой ГС РАН). Полученные результаты позволяют предположить природно-техногенную природу этого события.

Заключение

Регистрация сейсмических событий, источник которых, возможно, имеет тектоническую природу, свидетельствует о наличии зон повышенной геодинамической неустойчивости в пределах асейсмичной центральной части ВЕП, к которым относится Днепровско-Донецкий авлакоген. Анализ сеймотектонических условий местоположения событий, зарегистрированных малоапертурной группой «Михнево» и ГС РАН, показывает, что интенсивное техногенное воздействие способно провоцировать природно-техногенную сейсмичность на участках с повышенной концентрацией тектонических напряжений.

Если на ВЕП регистрируется порядка 1000 событий в год, то возможный уровень накопления деформации, локализованной на наиболее напряженных участках нарушений сплошности, составляет примерно $10^{-5} \div 10^{-3}$ год. Представляется, что в тектонически «спокойных» регионах, к которым относится ВЕП, особенно значимым этот эффект может оказаться на тех участках, где вероятно возникновение гравитационной неустойчивости, например, на бортах карьеров, склонах, на напряженных участках геологических структур. Если выполненные оценки справедливы, то, предположительно, сейсмические колебания от техногенных источников могут играть заметную роль в эволюции деформационных процессов на ВЕП, и как следствие – сейсмического режима [Адушкин и др., 2011].

Детальные сведения о строении и мощности вулканогенно-осадочных пород Днепровско-Донецкого авлакогена позволяют определять верхний предел глубины сейсмических событий, источниками которых являются эндогенные и техногенно-природные факторы, что, как показано, позволяет ввести дополнительный критерий для оценки глубины гипоцентра.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00743).

Литература

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Санина И.А. О вкладе взрывных работ в развитие сейсмодеформационных процессов в регионе // ДАН. 2011. Т. 441. № 1. С. 92–94.

Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Современные геодинамически активные зоны центральной части Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2013, т. 452. № 5. С. 558–561. DOI: 10.7868/S0869565213300178.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015. 364 с.

Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России». М.: 2013. 231 с. Землетрясения России в 2010 году. Обнинск: 2012. 208 с.

Китов И.О., Санина И.А., Непеина К.С., Константиновская Н.Л., Нестеркина М.А. Использование метода согласованного фильтра на малоапертурной сейсмической антенне «Михнево» // Сейсмические приборы. 2014. Т. 50. № 3. С. 5–18.

Коломиец Е.В., Козленко М.В., Козленко Ю.В., Лысьинчук Д.В. Разломная тектоника Днепровско-Донецкой впадины по данным томографической инверсии // Геологический журнал. М.: 2013. С. 59–67.

Надежка Л.И., Пивоваров С.П., Ефременко М.А., Семенов А.Е. О землетрясениях на территории Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2010. С. 233–241.

Сафронов О.Н. Геодинамически активные зоны и перспективы уточнения сейсмического районирования территории Украины // Геодинамика № 1 (12), Симферополь. 2012. С. 152–157.

Строение и динамика литосферы Восточной Европы / Результаты исследований по программе EUROPROBE. Вып. 2. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. 736 с.

Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Фонд «Наука России». 1994. 207 с.

Шумлянская Л.А., Александров А.Л. Землетрясение 3 февраля 2015 г. в районе г. Сумы, параметры очага и его механизм / Современные методы обработки и интерпретации данных: Материалы X Международной сейсмологической школы. Азербайджан. 2015. С. 373–376.

УДК 550.34+551.24.035

СЕЙСМОДИНАМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ В РАЙОНЕ ИХ ТРОЙНОГО СОЧЛЕНЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Е.А. Левина, В.В. Ружич

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

С помощью разработанной геоинформационной системы (ГИС) и с использованием всемирного каталога землетрясений рассматривается сейсמודинамическое взаимодействие трех крупнейших литосферных плит – Тихоокеанской, Евразийской и Индо-Австралийской, в районе их тройного сочленения, расположенного в юго-западной части Тихого океана. Применялся новый метод построения пространственно-временных диаграмм в сочетании с кластерным и регрессионным анализами. На основе полученных результатов показано, что изучение режимов сейсмомиграций позволяет анализировать пространственно-временное перераспределение сейсмической энергии в разломно-блоковой структуре литосферы и изучать деформационно-волновую природу и механизмы формирования сейсмотектонического режима Земли. Установлено проявление экваториальных (от экватора) и полярных (к экватору) сейсмомиграций для рассмотренных межплитных границ. Предполагается, что такое явление может быть объяснено периодическим изменением полярного сжатия Земли в результате вариаций ее ротационного режима и гравитационным взаимодействием в системе Земля–Луна–Солнце. Выявлена также периодичность в режиме генерации энергетических кластеров миграции, что может быть связано с влиянием на сейсмический режим 11-летнего цикла солнечной активности. С этих позиций режимы планетарной сейсмомиграции предлагается рассматривать как отражение перераспределения эндогенной, преимущественно тепловой энергии нашей планеты в ходе деструкции ее литосферной оболочки под воздействием космогенных факторов через триггерные механизмы.

Введение

Вопросы о миграции землетрясений рассматривались многими специалистами в нашей стране и за рубежом [Быков, 2005; Викулин, 2003; Левина, Ружич, 2010; Ружич, Хромовских и др., 1989; Шерман, 2014; Levina, Ruzhich, 2015; Mogi, 1968 и др.]. Под миграцией сейсмической активности или сейсмомиграцией авторы понимают явление пространственно-временной и статистически значимой направленности в распространении сейсмических событий в межблочных средах иерархически упорядоченной литосферы Земли. Как правило, явление сейсмомиграции характеризуется двумя главными параметрами – направлением и скоростью. Предложенный авторами метод оперирует не одиночными эпицентрами землетрясений, а их суммарной выделившейся сейсмической энергией, которая подсчитывается для выбранного района с помощью пространственных и временных окон [Левина, Ружич, 2010]. Метод в значительной степени формализован и может использоваться для анализа сейсмичности в любом регионе при наличии каталога землетрясений, содержащего сведения о координатах, времени и энергии каждого сейсмического события.

Описание метода

Для изучения явления миграции сейсмической активности анализировался мировой каталог землетрясений с $M \geq 3,5$ [Northern California Earthquake Data Center] с 1963 по 2015 гг. Так как каталог содержит сведения о координатах эпицентра события, времени его возникновения и энергетическом уровне, то фактически мы имеем дело с функцией трех переменных: $E = f(\varphi, \lambda, t)$, где E – сейсмическая энергия, φ – широта, λ – долгота, а t – время. Для упрощения вычислений был применен метод редукции размерности. В районе исследования была выбрана полоса, задаваемая координатами ее начальной и конечной точек и шириной. Затем эта полоса разбивалась на прямоугольные участки со сторонами, перпендикулярными центральной линии и имеющими вдоль нее заданную протяженность – пространственное окно. В этих участках подсчитывалась выделившаяся суммарная сейсмическая энергия за определенные промежутки времени – временные окна. В итоге была получена пространственно-временная матрица, а упомянутая функция преобразована к виду: $E = f(r, t)$, где r – расстояние от начала отсчета на центральной линии выбранной полосы. Теперь мы уже имеем функцию двух переменных и ее графическое выражение – трехмерную поверхность. Для дальнейшего анализа строим сечение рассматриваемой поверхности плоскостью $K = Ks$ и ее проекцию на плоскость расстояния-времени. Значение Ks выбирается каждый раз в зависимости от особенностей сейсмического режима изучаемого района и целей исследования. При дальнейшей обработке не учитываются различия в энергетических классах отдельных ячеек, но каждая из них рассматривается только как точка на плоскости пространство–время. В результате наша функция преобразуется к виду: $T = f(r)$, где T – время, а r – расстояние от начала отсчета. Миграциям событий во времени вдоль рассматриваемой линии соответствуют на диаграмме диагонально расположенные цепочки точек. При этом, если события в процессе миграции удаляются от начала отсчета, цепочки имеют правый наклон, а если приближаются к начальной точке – левый [Levina, Ruzhich, 2015]. Для дальнейшего исследования диаграмм использовалось сочетание кластерного [Загоруйко, 1999] и регрессионного анализов. Подробно метод выделения кластеров описан в [Levina, Ruzhich,

2015]. Для совокупности точек, входящих в соответствующий кластер, строится линейная регрессия, по коэффициентам которой и вычисляется скорость миграции.

Результаты применения метода

Молуккский узел – тройное сочленение Тихоокеанской, Евразийской и Индо-Австралийской плит. Вышеописанная методика применялась для изучения миграции сейсмической активности вдоль межплитных границ. Карта, на которую нанесены границы рассмотренных районов, приведена на рис. 1. Здесь цифрами обозначены ветви, вдоль которых рассматривалась миграция сейсмической активности и, которым даны условные названия: 1 – Гималайская, 2 – Японская и 3 – Австралийская. Каждая из ветвей состоит из 3–4 сегментов, которые также обозначены цифрами. То есть, например, цифры 1–1 обозначают первый сегмент Гималайской ветви, а 2–3 – третий сегмент Японской ветви. Сразу возникает вопрос, почему для изучения миграции сейсмической активности вдоль межплитных границ был выбран именно Молуккский узел.

В [Левин, 2006] показано, что распределение количества землетрясений по широтным поясам Земли имеет два главных максимума – в интервале между 30 и 40° с.ш. и между экватором и 10° ю.ш. Однако в интервале между 30 и 40° с.ш. множество сейсмически активных мест, то есть этот максимум «размазан» по большому интервалу долгот. Тогда как максимум между экватором и 10° ю.ш. очень компактный и расположен как раз в районе Молуккского узла, то есть это самое сейсмически активное место на нашей планете. И задачей настоящей работы было выяснить, как из этого центра сейсмическая активность распространяется вдоль межплитных границ в разных направлениях.

Так как предложенный метод может быть применен к областям произвольной ориентации, то неизбежно возникает вопрос о сравнении направлений миграции максимумов сейсмической активности в разных регионах. В данной работе экваториальными названы направления миграции от экватора, а полярными – к экватору. Для каждой из ветвей построены пространственно-временные диаграммы, показанные на рис. 2. На них нанесены экваториальные и полярные линии миграции сейсмической активности. Вертикальные линии отделяют друг от друга сегменты соответствующих ветвей. Для каждого сегмента вычислены следующие парамет-

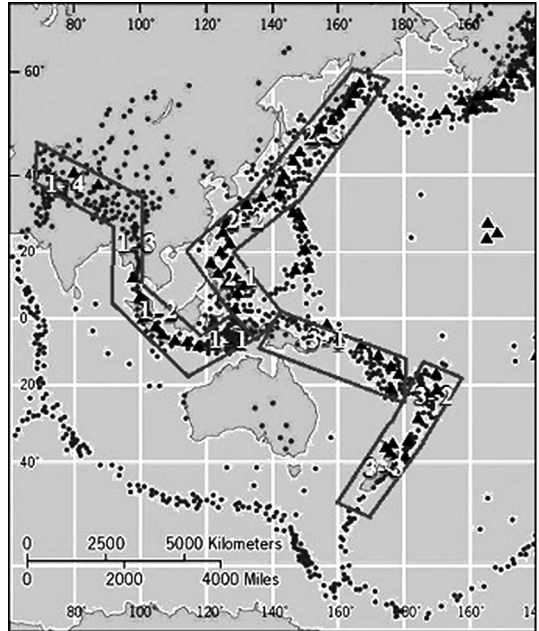


Рис. 1. Карта с нанесенными на нее границами рассмотренных районов миграции сейсмической активности.

Серыми точками отмечены эпицентры землетрясений, черными треугольниками – вулканы

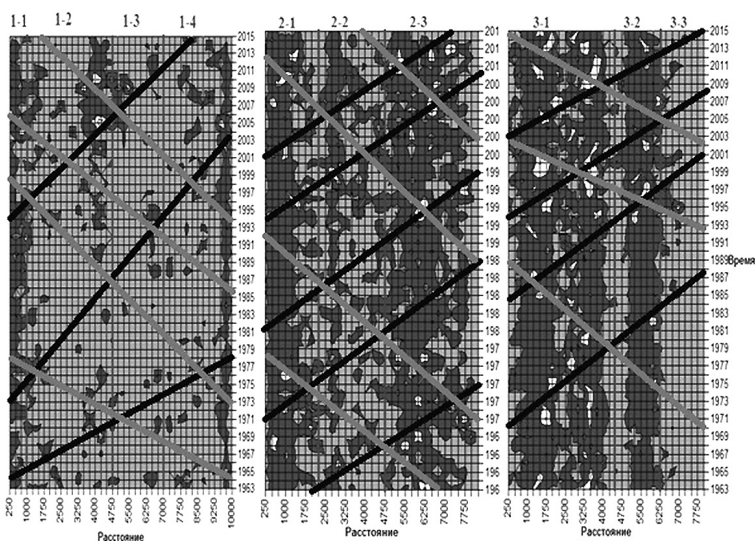


Рис. 2. Диаграмма распространения сейсмической активности вдоль межплитных границ за период 1963–2015 гг. Слева – Гималайская ветвь, в центре – Японская, справа – Австралийская. Шаг по расстоянию – 250 км, шаг по времени – 1 год. Предполагаемые линии миграции: черные – экваториальные, серые – полярные

ры: удельное количество (ед./ 10^6 км²), плотность энергии (10^{10} Дж/км²), экваториальные и полярные скорости (км/год). Все эти величины для трех межплитных границ представлены в виде гистограмм на рис. 3. Верхний ряд гистограмм относится к Гималайской ветви, средний ряд – Японской, а нижний – Австралийской. На левых гистограммах показано распределение удельного количества землетрясений по сегментам соответствующей ветви, на средних – распределение плотности энергии, а на правых – скоростей миграции сейсмической активности. Из анализа этих гистограмм видно, что удельное количество землетрясений убывает по мере удаления от Молуккского узла только вдоль Гималайской ветви, тогда как для Японской ветви на второй сегмент приходится минимум этой величины, а для Австралийской – максимум.

Но плотность энергии ведет себя по-другому. С удалением от Молуккского узла она убывает только для Австралийской ветви, тогда как для Гималайской во втором сегменте имеется максимум, а для Японской – минимум, хотя и слабо выраженный. Аналогично, разное поведение демонстрируют и скорости. Первоначальная гипотеза о спаде скорости миграции сейсмической энергии при удалении от начала отсчета подтвердилась только для Гималайской ветви, причем такой спад здесь имеет место как для экваториальных (белые столбики на гистограмме), так и для полярных (серые столбики) скоростей. И частично – для Австралийской: здесь уменьшение скорости происходит от первого сегмента ко второму, а дальше скорость практически не меняется. Для Японской ветви наблюдается картина совершенно другая: экваториальные скорости здесь имеют максимум во втором сегменте, тогда как полярные в этом же сегменте имеют минимум. Подобное отличие, по-видимому, можно объяснить тем, что на стыке второго и третьего сегментов Японской ветви также имеет место менее масштабное тройное сочленение плит – Евразийской, Тихоокеанской и Филиппинской. Возможно, этот геоструктурный фактор вносит нарушение в спадании уровня сейсмической энергии при удалении от Молуккского узла.

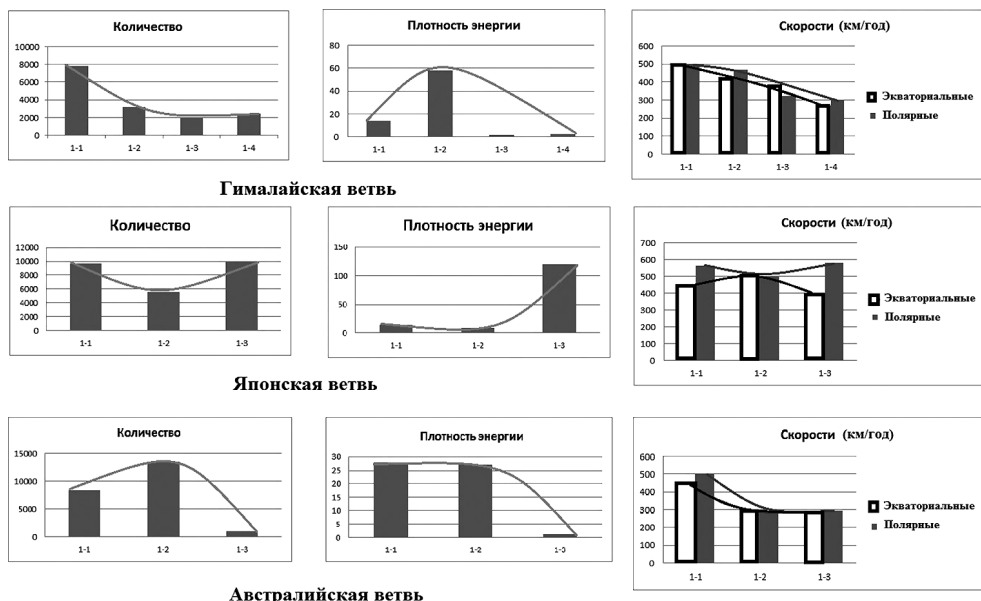


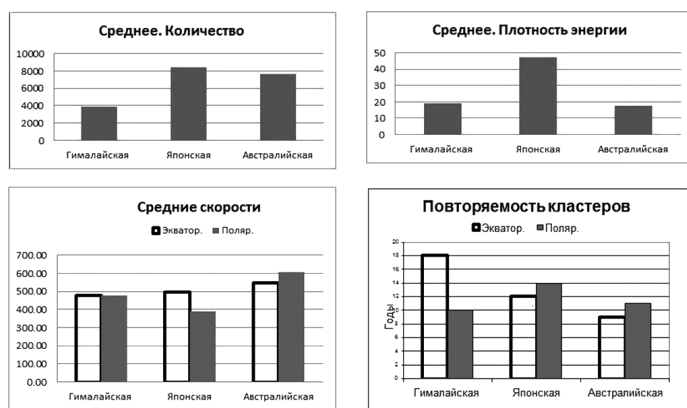
Рис. 3. Гистограммы количества, плотности энергии и скоростей миграции сейсмической активности для фрагментов трех межплитных границ за период 1963–2015 гг. Шаг по расстоянию – 250 км, шаг по времени – 1 год

Обратимся далее к сравнению средних значений вышеперечисленных параметров по каждой ветви. Эти результаты показаны на гистограммах рис. 4. На левой верхней гистограмме видно, что по среднему удельному количеству землетрясений лидирует Японская ветвь, а на Гималайскую приходится минимум этого параметра. Максимум средней плотности энергии (правая верхняя гистограмма) также принадлежит Японской ветви, а минимум – Австралийской, но по этому параметру она мало отличается от Гималайской.

Средние экваториальные скорости миграции сейсмической энергии (левая нижняя гистограмма, белые столбики) отличаются в трех ветвях мало и составляют 476, 494 и 546 км/год для Гималайской, Японской и Австралийской ветвей соответствен-

1963 - 2015 гг. Шаг: 1 год

Рис. 4. Гистограммы количества, плотности энергии, скорости миграции сейсмической активности и периодов повторности кластеров для трех межплитных границ



но. Тогда как полярные скорости (серые столбики) имеют значительно больший разброс: 478, 389 и 607 км/год для тех же ветвей. Таким образом, для Гималайской ветви экваториальные и полярные скорости имеют близкую величину, тогда как для двух других ветвей эти значения заметно различаются, причем, у Японской ветви экваториальная скорость больше полярной, а у Австралийской – наоборот.

Наконец, на правой нижней гистограмме показаны средние периоды повторяемости кластеров миграции. Для Гималайской, Японской и Австралийской ветвей они составляют соответственно: экваториальные – 18, 12 и 9 лет, а полярные – 10, 14 и 11 лет. Здесь снова видно, что у Японской и Австралийской ветвей значения экваториальных и полярных скоростей различаются незначительно (2 и 3 года), причем периоды повторяемости экваториальных кластеров меньше, чем полярных. А у Гималайской ветви различие заметнее (8 лет) и больше для экваториальных кластеров. Надо отметить, что в скоростях миграции сейсмической активности и в периодах повторяемости кластеров наблюдается некоторая схожесть между Австралийской и Японской ветвями и отличие их от Гималайской. Возможно, это объясняется различием в геоструктурном характере сочленения межплитных границ: зонах субдукции вдоль Австралийской и Японской ветвей и зоны коллизии в случае с Гималайской ветвью.

Обсуждение результатов

Изучение закономерностей сейсмомиграции землетрясений в пределах межплитных границ приводит к выводу о том, что наблюдаемое распространение волн сейсмомиграции можно объяснить квазипериодическим продвижением деформационных фронтов в земной коре со стороны Молуккского узла. Деформационные волны различного амплитудно-частотного диапазона способны инициировать сейсмическую активизацию в литосфере [Быков, 2005; Левина, Ружич, 2010; Шерман, 2014]. В качестве триггерных механизмов они активизируют потенциальные разноранговые очаги готовящихся землетрясений, расположенные в участках с предельно высокой степенью динамической неустойчивости.

При анализе пространственно-временных диаграмм (рис. 2) обращает на себя внимание кулисообразное расположение линий миграции и их повторяемость во времени. Причем, выделяются два периода: $11,2 \pm 1,4$ года и 18 лет. Периодичность землетрясений отмечается многими исследователями, и в числе других гармоник выделяется также 11-летний цикл, что связывается с циклом солнечной активности [Любушин и др., 1998]. Можно предположить, что миграция сейсмической активности и периодичность возникновения очагов землетрясений – это проявление одних и тех же закономерностей. В таком случае выявление периода повторения кластеров миграции, равного ≈ 11 годам, служит еще одним доказательством влияния цикла солнечной активности на сейсмический процесс [Шестопалов, Харин, 2004].

Ротационный режим Земли следует отнести к числу значимых источников возникновения волновых замедленных деформаций литосферы. Ось вращения Земли не занимает фиксированного положения в пространстве. Под влиянием притяжения Луны и Солнца она прецессирует – полюс мира вращается вокруг полюса эклиптики с периодом 26 тысяч лет. Так как силы притяжения меняются в зависимости от взаимного положения Земли, Луны и Солнца, то земная ось испытывает еще ряд мелких периодических колебаний – нутацию, главное из которых име-

ет период 18,6 года. Известно, что плоскость орбиты Луны наклонена к плоскости эклиптики под углом $\sim 5^\circ$. Линия пересечения этих плоскостей называется линией узлов лунной орбиты и совершает полный оборот за 18,6 года. Возможно, влиянием этого периодического процесса можно объяснить второй выделенный авторами период миграции – 18 лет.

Из-за эллиптичности орбиты постоянно меняется орбитальная скорость Земли и, соответственно, скорость ее вращения. Так как Земля находится в состоянии гидростатического равновесия, то она реагирует на изменение угловой скорости вращения изменением полярного сжатия [Одесский, 1972]. Начиная с 70-х годов прошлого века, в работах ряда исследователей было показано, что напряженность, возникающая в земной коре в результате ротационного режима Земли, вполне достаточна для нарушения целостности корового слоя [Стовас, 1963; Тяпкин, 2012 и др.].

Таким образом, все вышеперечисленные источники диссипации эндогенной энергии и возможное множество других, непрерывно воздействующих на литосферную оболочку Земли, могут через триггерные механизмы стимулировать появление деформационных замедленных волн различных порядков. В конечном счете, именно результат их взаимодействия может приводить к возникновению сложной картины, наблюдаемой в пределах сейсмоопасных регионов.

Заключение

Примененный способ изучения сейсмомиграции рассматривается авторами как один из инструментов, созданных для выяснения причин и механизмов направленного распространения сейсмической энергии, генерируемой вследствие современной деструкции литосферной оболочки Земли. По параметрам сейсмомиграции открывается возможность дифференцировать взеземные быстродействующие энергетические источники, способствующие генерации и распространению разнообразных деформационных волн в литосферной оболочке Земли. Влияние последних достаточно для триггерного возбуждения сейсмической активности в высоконапряженных межблочных разломах литосферы. Дальнейшее изучение явлений миграции землетрясений под влиянием широкого спектра медленных деформационных волн может способствовать решению фундаментальных проблем при создании сейсмической модели нашей планеты и новых моделей очагов землетрясений для различных геодинамических обстановок. В особенности выяснение режимов волновой инициации землетрясений через триггерные механизмы может способствовать совершенствованию способов прогноза землетрясений на региональном и локальном масштабных уровнях.

Литература

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

Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН, КГПУ, 2003. 152 с.

Загоруйко Н.Г. Прикладные методы анализа данных и знаний. Новосибирск: Изд. Ин-та математики СО РАН, 1999 – 270 с.

Левин Б.В. О природе некоторых периодических изменений в сейсмическом режиме Земли // Вестник ДВО РАН, 2006, № 1.

Левина Е.А., Ружич В.В. Разномасштабная миграция землетрясений как проявление инициированного энергопотока при волновых деформациях литосферы Земли // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы Всероссийского семинара-совещания. М.:ГЕОС, 2010. С. 71–78.

Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Буддо В.Ю. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме // Вулканология и сейсмология. 1998. N 1. С. 62–76.

Одесский И.А. Волновые движения земной коры. Ленинград: «Недра», 1972. 206 с.

Ружич В.В., Хромовских В.С., Перязев В.А. Анализ глобальной пространственно-временной миграции очагов сильных землетрясений с геотектонических позиций. Инженерная геодинамика и геологическая среда. Новосибирск: Наука, 1989. С. 72–80.

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

Тяпкин К.Ф. Изменение положения оси вращения в теле Земли: причина, механизм и использование для объяснения глобальных тектонических процессов в Земной коре // Геофизический журнал, 2012. № 6, том 34. С. 91–100.

Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: «Гео», 2014. С. 353.

Шестопалов И.П., Харин Е.П. О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью / Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 64–76.

Levina E.A., Ruzhich V.V. The seismicity migration study based on space-time diagrams/ Geodynamics & Tectonophysics, 2015, v. 6, ISSUE 2, p. 225–240.

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

Northern California Earthquake Data Center. – www.ncedc.org.

УДК550.3

СТРУКТУРНЫЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Г.Б. Наумов

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН
gbnaumov@yandex.ru

Анализ структурных и вещественных преобразований в зонах тектонических нарушений показывает, что медленные, постепенные изменения, происходящие в тектонически активных зонах может существенно менять физико-механические свойства находящихся здесь пород. Происходящие подвижки осуществляются как за счет изменения напряженного состояния системы под влиянием внешних факторов, так и в результате её саморазвития как открытой диссипативной системы.

Введение

Механические перемещения отдельных блоков земной коры оказывают существенное влияние на эволюцию земной коры и формирование всех её объектов. Это и формирование рельефа её поверхности, и формирование геологических структур, и образование месторождений полезных ископаемых и многое, многое другое. Все они всегда сопровождаются структурными и вещественными преобразованиями минерального состава во вмещающих горных породах. Эти преобразования четко фиксируются при изучении минералогии и геохимии зон тектонических нарушений. Их развитие меняет минеральный состав, структуру и текстуру пород, а, следовательно, должно влиять на динамику не только микро, но и макро пространственных смещений. Игнорирование всех этих явлений может приводить к ошибочным выводам при анализе геодинамических процессов.

Начиная с 1965 г., в СССР была развернута широкомасштабная национальная программа «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение» [Кривцов и др., 1993]. На континенте было пробурено и изучено 11 глубоких скважин. Штатные результаты изучения разрезов этих скважин общеизвестны. Ни одна из сверхглубоких скважин полностью не подтвердила геологического разреза, который предполагался до начала бурения; во многих случаях расхождения оказались кардинальными. Не случайно А.Г. Гликман директор «Геофизпрогноза» отмечал, что «после изучения керна пробуренной до 12-ти км скважины было осуществлено сравнение сейсморазведочного и геологического разрезов. Конфуз был неописуемый» (Гликман). Это неподтверждение проектных разрезов, построенных по геофизическим данным, привело к ломке стереотипов о глубинном строении «хрестоматийных» геологических структур.

Стало ясно, что природа глубинных неоднородностей определяется не только и не столько изменениями в разрезе типов глубинных пород, сколько вариациями их физико-химического состояния. Результатом проведенного анализа явилась серия новых геологических закономерностей и процессов формирования глубинных неоднородностей земной коры [Кременецкий, 2009], на которые необходимо обратить особое внимание.

Глубинные структурно-вещественные изменения

Установлено, что под действием повышающихся температур и давлений в процессе катагенеза и метаморфизма происходит переход химически и физически связанной воды и других летучих компонентов в свободное состояние. Эти явление сопровождается гидроразрывами и растворением пород, сохраняющиеся длительное время. В результате формируются зоны неоднородности, обусловленные не сменой вещественного состава, а изменением их физико-механических свойств и водо- и газоносности. Так, реакции типа каолинит \rightarrow андалузит + кварц + H_2O и им подобные приводят к освобождению воды, а типа $CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$ (так называемого волластонитового типа) насыщают формирующийся флюид углекислотой [Граменицкий и др., 2000]. В зонах контактового метаморфизма в метаморфогенных кварцах установлены высокоплотные флюидные включения, где давление CO_2 достигает многих (5–8) кбар. [Наумов и др., 2011]. Такие процессы фиксируются сериями цепочек вторичных флюидных включений в микроструктурах вмещающих пород (рис. 1, а) [Петров и др., 2013].

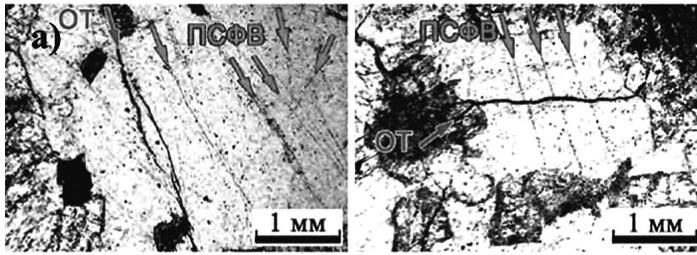
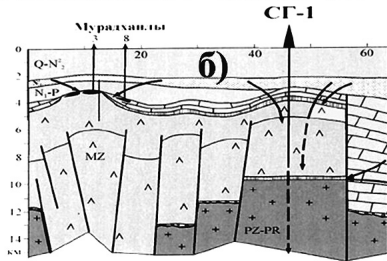


Рис. 1. Явления разуплотнения, зафиксированные микротрещинами (ОТ) и системой планарных флюидных включений (ПСФВ) (а) и нисходящая фильтрация (стрелки) подземных вод по зонам разуплотнений (б)



Изучение Саатлинской сверхглубокой скважины СГ-1 и прилегающих территорий показало, что в результате процессов метаморфизма неоднородных осадочных толщ происходят локальные разуплотнения, по которым водные и нефтегазовые флюиды перемещаются не только в горизонтальном направлении, но и сверху вниз (рис. 1, б). С этими процессами связано и формирование залежей Мурадханлинского нефтяного месторождения, что подтверждается низкими содержаниями ($\delta D = -60\text{‰}$; $\delta^{18}O = 2 \pm 6\text{‰}$), практически не меняющимся изотопным составом углерода ($\delta^{13}C = \pm 0\text{‰}$) а также накоплением йода, характерного для вышележащих морских отложений [Петров, Кременецкий, 1999].

Формирование локальных зон разуплотнения может быть связано с различными процессами, в том числе с тепловым воздействием при региональном и контактовом метаморфизме (рис. 2). Все эти изменения влияют на сейсмофизические свойства горных пород, которые фиксируются на сейсмограммах и порой интерпретируются как смена вещественного состава в толщах исследуемых сейсмогеологических разрезов.

Изменение физико-механических свойств пород влияет и на развитие разрывных нарушений при наложении более поздних тектонических напряжений. Детальное изучение вещества зон нарушений позволяет понять многие особенности их формирования.

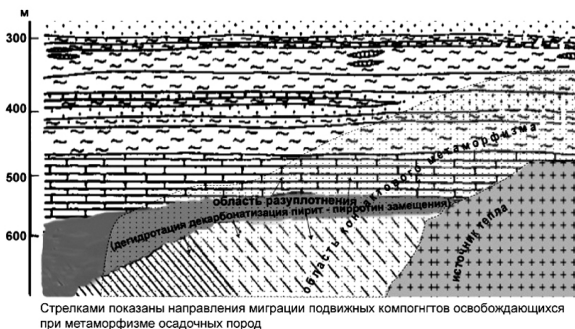


Рис. 2. Схема формирования локальных областей разуплотнения. 1 – породы фундамента, 2 – глинисто-карбонатная толща основания верхнего структурного этажа, 3 – песчанистая, 4 – известковая толща, 5 – современные отложения, 6 – гранит, 7 – зона контактового метаморфизма. Стрелками показаны направления миграции флюидов

Строение разломов земной коры

В тектонических зонах смятия активизированных областей, где нет существенных метасоматических изменений, четко фиксируется переориентировка оптических осей породообразующих кварцев (рис. 3) [Казанский, 1972], что отражает перекристаллизацию выполняющего их минерального вещества. Такая перекристаллизация является хорошим индикатором тех изменений, которые происходят в зонах тектонических напряжений в условиях регулярных длительно действующих тектонических проявлений, где структурные преобразования имеют не шоковый, а последовательно эволюционный характер [Чиков, 2005].

Строение разломов земной коры, отражаемые нами на картах как линии, имеют сложное внутреннее строение (рис. 6). Сам шов разлома представляет собой не прямую линию, а сложную систему кулис с многочисленными более мелкими оперениями, тонкими жилками и прожилками – зона динамического влияния. Далее следует область микронарушений, мощность которой в несколько раз превышает зону динамического влияния. Она фиксируется микротрещинами и системой планарных флюидных включений и перегруппировкой породообразующих минералов (см. рисунки 1 и 4). В районах рудных месторождений локальные перераспределения минералов, их перегруппировки отчетливо выявляется в результате обработки данных массовых опробований вмещающих пород. Если в породах, не затронутых дислокациями, коэффициент вариации ($V = (\sigma/x_{cp})100$) рудного элемента обычно не превышает 10–15%, то в области микро-нарушений, при постоянстве среднего фонового содержания, этот показатель, как правило, существенно возрастает $V \gg 20\%$ (рис. 5), что указывает на его локальные перераспределения. Было предложено эту область называть «субфоновым ореолом» и даже использовать как поисковый признак [Гуревич, Канцель, 1984].

Таким образом, в зависимости от масштаба геологических исследований мы по-разному воспринимаем тектонические нарушения. В глобальном масштабе сложно построенные линияменты, состоящие из серии отдельных разрывов, отображаются в виде единой линии. В микромасштабе даже отдельное разрывное нарушение, выполнен-

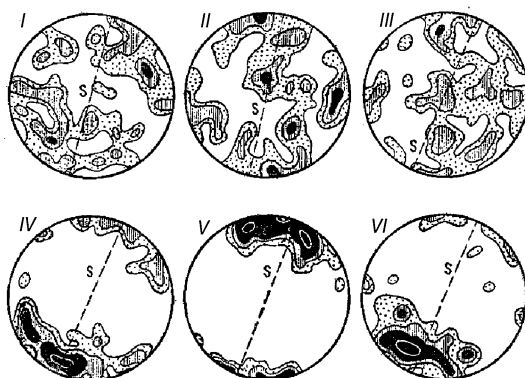


Рис. 3. Диаграммы ориентировки оптических осей кварцевых зерен в неизмененных породах (I–III). I – аляскитовый гранит, II – гранодиорит, III – кв. микродиорит, и соответственно в blastomylonites (IV–VI) (по В.И. Казанскому)

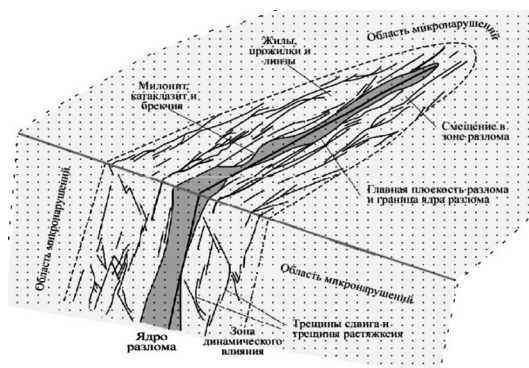


Рис. 4. Схема строения зоны разлома



Рис. 5. Дисперсии содержаний урана в областях фона и субфоновом ореола (месторождение Шлема-Альберода, Германия)

ное жильными минералами, несет многочисленные следы микроскопических подвижек. Разные масштабы фиксации тектонических нарушений представлены на рис. 6. Слева разрез уранового месторождения Стрельцовское; представленное серией жил в вулканогенно-осадочной толще, переходящее на глубине в несколько крутопадающих швов в гранитах, – месторождение Антей (ширина 1 км). Детализируя участок, отображенный на разрезе в виде одной линии, мы увидим, что он состоит из нескольких кулисообразных трещин (фото забоя масштаб 1 м). Далее показана фотография участка в 1 см. Рассматривая под микроскопом участок в 1 мм, можно обнаружить серии вторичных флюидных включений, трассирующих залеченные трещины в минералах.

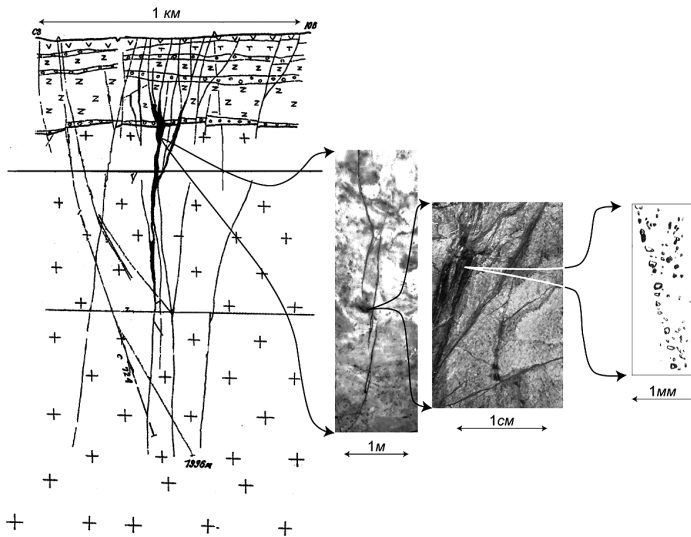


Рис. 6. Фиксация тектонических нарушений в разных масштабах (месторождение Стрельцовское, восточное Забайкалье)

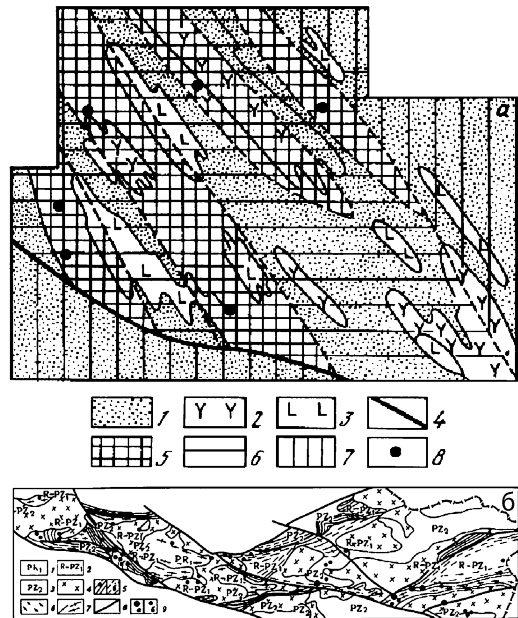
Структуры жильных и штокверковых месторождений

Наиболее детально структурные и вещественные изменения в зонах тектонических нарушений изучаются в геологическом пространстве рудных месторождений, формирование которых в подавляющем большинстве случаев связано с развитием тектонических нарушений. Анализ этих взаимоотношений с позиций тектонофаций¹ подробно рассмотрено в работах Е.И. Паталахи (рис. 7) [Паталаха, 1988].

¹ Тектонофа́ция – группа слоев, отличающаяся от смежных одновозрастных слоев по тектоническим особенностям. Термин распространен преимущественно среди американских геологов.

Рис. 7. Связь пространственного размещения рудных месторождений с тектоническими структурами (по Е.И. Паталаха). а – район Шубниковского и Успенского месторождений, Алтай. 1 – вулканогенно-осадочные породы, 2 – амфиболиты, 3 – диабазы, 4 – молодые разломы, 5–7 – тектонофазии (5 – высокие, 6 – средние, 7 – низкие), 8 – месторождения;

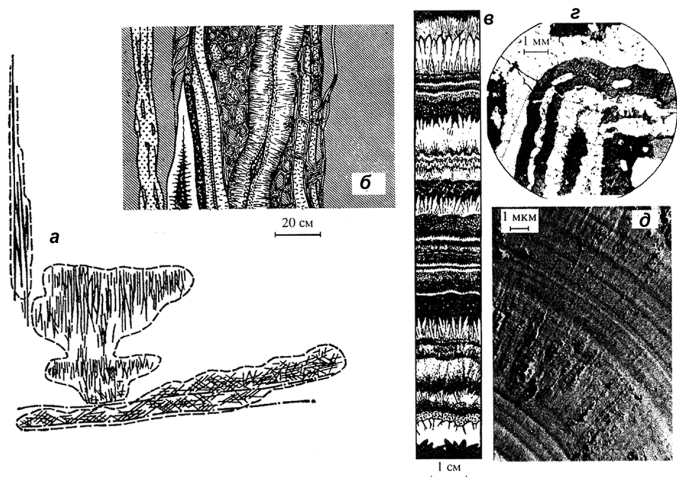
б – Джунгарский Алатау. 1 – сланцево-гнейсовый фундамент, 2 – карбонатный чехол, 3 – вулканогенные толщи, 4 – гранитоиды, 5 – зоны динамометаморфизма (а – высокие, б – низкие тектонофазии), 6 – пересекающаяся шовная складчатость, 7 – шовная складчатость катазоны, 8 – главные разломы, 9 – месторождения (а) и рудопро- явления (б)



В рудовмещающих структурах жильных и штокверковых месторождений (эти участки земной коры изучаются наиболее детально и всесторонне) обычно смещения со значительными амплитудами характерны для дорудных и пострудных периодов. Период рудообразования обычно характеризуется многочисленными малоамплитудными подвижками, фиксируемыми на разных уровнях и в разных масштабах. В пределах рудных тел всегда наблюдаются многочисленные жильные и прожилковые образования, дробление и пересечение, крустификационные жилы с макро и микро ритмами, зонально построенные минеральные выделения и даже отдельные кристаллы, фиксирующие микро ритмы (рис. 8) [Дымков, 1973; Наумов, 1998].

Столь многочисленные разрывы и встряски далеко не всегда вызваны внешними воздействиями. В открытых системах, какими являются все природные об-

Рис. 8. Ритмичность в гидротермальных жилах. а – жильная сеть месторождения Чаули, б – сложное пересечение разновозрастных жил, в – ритмика в настуран-карбонатной жиле, Чехия (рис. Ю.М. Дымкова), г – уран-молибденитовые почки (месторождение Чаули), д – почка настурана, Рудные горы



и вызывает все последующие события. Вокруг него формируется зона контактового метаморфизма, в которой протекают процессы дегидратации и декарбонатизации пород, создающие те самые гидротермальные растворы, которые в дальнейшем будут формировать жильные тела. В условиях высоких температур и давлений преобладают пластические деформации, затрудняющие удаление выделившихся флюидных компонентов. Флюидное давление, зафиксированное в газовой-жидких включениях в метаморфогенных кварцах зон контактового метаморфизма, здесь достигало 5÷7 кбар [Наумов и др., 2014].

По мере остывания всей системы прогрессивный метаморфизм сменился регрессивным, меняющим метасоматические изменения во вмещающих породах. Пластические деформации, в остывающих породах, сменились хрупкими. Началось образование трещинной сети, и её выполнение жильными и рудными минералами. Это типичный процесс саморазвития открытой диссипативной системы [Никольс, Пригожин, 1979; Хакен, 1980], не требующий дополнительных внешних воздействий. В относительно изотропной среде формируются штокверки – жильные тела, представляющие собой массу горных пород, пронизанную густой сетью различно ориентированных жил и прожилков. Длительность этих явлений, по данным радиологического определения возраста, занимает более 150 млн лет (от карбона до мела) [Шуколюков и др., 1992; Голубев и др., 2000]. Минералого-петрографические исследования показали, что формирование жил происходило на фоне понижения температуры и давления в системе и связано с процессами регрессивного метаморфизма. При этом каркасные алюмосиликаты сменялись минералами со слоистой структурой, существенно меняя физико-механические свойства среды. Происходящие при этом хрупкие разрушения зависят в большей степени от изменения местных физико-механических свойств локальных участков, чем от внешних вариаций напряженного состояния всей системы [Адушкин и др., 2009; Кочарян и др., 2013]. Схематически эти процессы изображены на рис. 10.

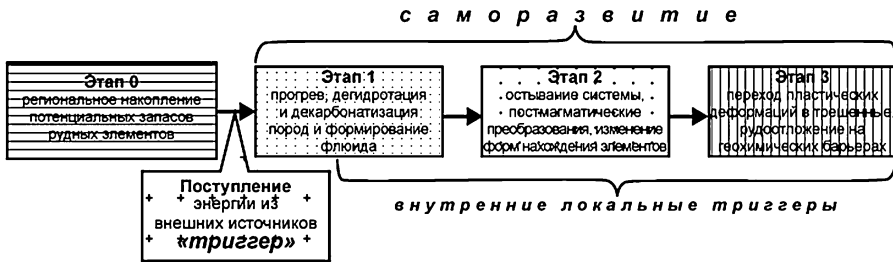


Рис. 10. Схема последовательности этапов формирования гидротермального рудообразования

Основным триггером, запускающим всю систему формирования месторождения, явилось внедрение гранитного массива, внесшего в сложившуюся геологическую систему мощный энергетический импульс, запустивший все дальнейшие процессы саморазвития. В сложно построенных геологических объектах, каким является данное месторождение, эта единая саморазвивающаяся система разбивается на ряд подсистем с локальными местными триггерами, периодически возникающими по мере эволюции локальных участков всего объекта. В каждой подсистеме стадийная последовательность (как и стадийность развития организмов) всегда сохраняется, хотя в результате не идентичности местных условий они могут происходить не синхронно и иметь некоторую свою специфику.

Их протекание обычно осложняется периодами тектонического затишья, во время которого происходит кальматация¹ образовавшегося трещинного пространства и тектонической активизации, подновляющей пути движения растворов. Не случайно океанические курильщики активно функционируют в сейсмически активных зонах [Лисицин и др., 1990]. В результате единый процесс разбивается на отдельные периоды, стадии, которые и фиксируются при геолого-минералогических исследованиях. Исходя из положений классической термодинамики закрытых систем для них, в большинстве случаев, ищутся самостоятельные внешние источники энергии и вещества, что часто оказывается весьма затруднительным.

Механизмы формирования подобных структур с учетом всего комплекса эмпирических данных и с позиций различных теоретических подходов в геологической литературе обсуждается пока еще недостаточно, хотя еще в 1985 г. академик М.А. Садовский писал: «вибрирование, существенно меняя свойства самой вмещающей среды (горной породы) и свойства флюидов и газов, ее наполняющих, может стать инструментом управления тепломассопереносом» [Садовский, 1985]. Еще раньше в 1904 г. академик В.И. Вернадский писал: «Мелкие незаметные явления, процессы, происходящие на каждом шагу и нами не чувствуемые по своей незначительности, накапливаясь во времени, производят самые грандиозные перевороты и изменения» [Вернадский, 1988]. Думается, что такой анализ с позиций развития открытых диссипативных систем с учетом новых эмпирических данных позволит во многом продвинуть решение этих вопросов.

Заключение

Анализ природных образований с позиций термодинамики открытых диссипативных систем, последовательно включающих более мелкие подсистемы, позволит глубже понять особенности их эволюции. Такой анализ не может замыкаться в узких рамках одного научного направления, а требует учета данных ряда дисциплин, каждая из которых может вносить свой вклад в решение общей проблемы. Так минералого-геохимические исследования показывают, что метасоматические преобразования среды геологического пространства, вызываемые изменением температур и давлений, могут существенно менять её минеральный состав и физико-механические свойства, таким образом, корректировать динамические процессы, происходящие под влиянием вариаций напряженного состояния всей данной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программа № 6).

Литература

- Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. и др.* О влиянии сейсмических колебаний на развитие тектонических деформаций // ДАН. 2009, т. 426, № 1. С. 98–100.
- В.И. Вернадский.* Кант и естествознание // Труды по всеобщей истории науки. М., 1988. С. 194.

¹ Фр. *colmatage* – закупорка, засорение, естественная цементация.

Власов Б.П., Матюшин Л.В., Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геол. рудн. мест. 1993. Т. 35. № 3. С. 205–221.

Гликман А.Г. <http://www.newgeophys.spb.ru/ru/article/seismic.shtml>.

Голубев В.Н., Кюне М., Потти Б. Фазовый состав и U-Pb-изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 6. С. 513–525.

Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научный Мир, 2000. 416 с.

Гуревич В.Л., Канцель А.В. Субфоновые ореолы гидротермальных урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 1984. № 4. С. 65–71.

Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. М.: Атомиздат, 1973.

Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний / Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы II Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 34–45.

Кременецкий А.А. Глубинные исследования недр: результаты и перспективы / Материалы научно-практической конференции «Минерально-сырьевая политика и национальная безопасность». М.: ВНИИГеосистем. 2009. С. 53–82.

Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Ручкин Г. В. Сверхглубокие и глубокие скважины. М.: ЦНИГРИ, 1993, 618 с.

Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геол. рудн. месторожд. 1998, т. 40, № 4. С. 307–325.

Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Новые данные о природе рудообразующих растворов. // Разведка и охрана недр. 2011, № 6. С. 26–40.

Наумов Г.Б., Власов Б.П., Миронова О.Ф. К вопросу о движении гидротермальных растворов (на примере жильного месторождения Шлема-Альберода) // Геология рудных месторождений, 2014, том 56, № 5, С. 387–398.

Николис Г., Пригожин И., Самоорганизация в неравновесных системах, «Мир», Москва, 1979.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ и метаморфогенное рудообразование складчатых областей // Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев, Наукова Думка, 1988. С. 44–56.

Петров В.А., Устинов С.А., Полуэктов В.В., Прокофьев В.Ю. Реконструкция путей и условий миграции рудоносных гидротермальных растворов: структурно-геологический и термобарогеохимический подход // Вестник РФФИ, 2013, № 1 (77). С. 27–33.

Попов В.С., Кременецкий А.А. Глубокое и сверхглубокое научное бурение на континентах. // Соросовский образовательный журнал, No11, 1999, С. 61–68.

Садовский М.А. Голос земли // Химия и жизнь, 1985, № 1.

Трапезников Д.Е., Сунцев А.С., Рыбальченко Т.М. К вопросу о происхождении столбчатой отдельности в базальтах и её аналогов // Вестник Пермского Института. 2012, Вып. 2 (15). http://refereed.ru/ref_e93e6ba172e4c6aa479e17761815cc85.html

Хакен Г., Синергетика, «Мир», Москва, 1980.

Чиков Б.М. Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы // Литосфера, 2005, № 2, С. 3–20.

О МАСШТАБИРУЕМОСТИ ТРЕЩИН СДВИГА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Ю.Л. Ребецкий, А.С. Лермонтова

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

В работе показано, что следует разделять напряженные состояния, формирующиеся в окрестности разрывного смещения. Характер напряженного состояния существенно зависит не столько от масштаба, сколько от структуры среды, в которой реализуется разрывное смещение. В приложении к проблемам геодинамики следует выделять напряженные состояния, отвечающие: 1) дислокациям в кристаллах, 2) трещинам в породах 3) разломам земной коры. Дислокациям отвечает масштаб микроскопического уровня. Трещинам отвечают длины от долей миллиметров до сотен метров, а разломам соответствуют длины в первые километры и много более.

Введение

В геологии и геофизике тектонические разрывы – разломы земной коры играют важнейшую роль. С одной стороны они являются прямым результатом геодинамического процесса, а с другой импульсные смещения по разрывам позволяют через сейсмические волны получить информацию об особенностях тектоники планеты и напряжений, действующих в окрестности разрыва. В данной работе обсуждаются разрывы сдвигового типа, которые являются основными источниками сейсмических волн и в отличие от отрывов в литосфере проявляются на разных масштабах от микроскопического – внутрикристаллические дислокации (микротрещины) и макроскопического – трещины, до мега-уровня – разломы.

Известно, что разломы земной коры могут достигать тысяч километров (их максимальный размер не может превысить длину экватора). А какова минимальная длина сдвигового разрыва? Геолог в обнажении может видеть маленькие макроскопические трещины протяженностью первые сантиметры. В лаборатории электронным микроскопом можно различить межзерновые трещины и внутрикристаллические дислокации. Все эти по-разному называемые структуры объединяет одно – вдоль них происходит сдвиговое или отрывное смещения, то есть имеет место то или иное нарушение сплошности. Либо нарушение непрерывности вещества – появление пустот, либо нарушение непрерывности смещений. В нашей работе речь будет идти только о структурах разрушения среды, результатом которого будет формирования разрыва сплошности в виде сдвигового смещения бортов разрыва. Поэтому далее микро- и макротрещины, а также более крупные разрывы и даже разломы, доходящие до подошвы коры будем именовать как разрыв сплошности – РС.

Можем ли мы говорить, что все эти разномасштабные структуры развиваются по одним и тем же законам? Для ответа на данный вопрос необходимо понять, а что мы подразумеваем под подобием двух структур разного масштаба. Что это, только ли похожесть геометрии? Или это еще и похожесть в физических полях с ними связанными?

Вероятно, что на последний вопрос следует дать утвердительный ответ. При этом мы должны конкретизировать, о каких физических полях, прежде всего, должна идти речь. Совершенно очевидно, что должны иметься в виду поля деформаций и напряжений, развивающиеся в связи с формированием разрыва сплошности среды.

Механика упругих трещин

Если обратиться к механике упругих сред, то замечаем, что характер поля напряжений в окрестности трещины сдвига [Костров, 1975; Осокина, Фридман, 1987] не зависит от масштаба. Величины напряжений зависят от амплитуды сброшенных напряжений, но в нормированных на длину трещины координатах ориентация осей главных напряжений, коэффициент вида тензора напряжений (коэффициент Лоде–Надаи) не меняются. Более того эти параметры не меняются и при изменении амплитуды подвижки по трещине (величины сброшенных напряжений). Полученные в механике решения хорошо описывают поведение хрупких трещин малой протяженности в твердых телах, но можно ли эти закономерности переносить на разломы земной коры? Для ответа на этот вопрос выполним анализ РС, развивающегося в разных условиях.

В упругой механике трещин в случае начального однородного напряженного состояния максимальные смещения бортов сдвигового РС наблюдаются в середине. По мере приближения к кончику РС смещения его бортов уменьшаются и принимают нулевые значения в самом кончике (рис. 1). В работе [Осокина,

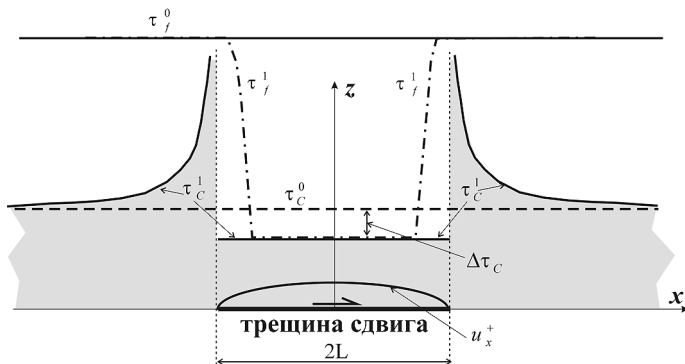


Рис. 1. Эпюры верхнего смещений борта РС (u_x^+) и кулоновых напряжений для высокого уровня начальной прочности.

u_x^+ – сплошная линия эллиптического типа; начальная прочность сцепления τ_γ^0 – прямая сплошная линия; кулоновые напряжения τ_c^0 до возникновения РС вдоль оси x , – пунктирная линия; кулоновые напряжения τ_c^1 после смещения бортов РС друг относительно друга – сплошная линия с заливкой. $\Delta\tau_c$ – сброшенные кулоновые напряжения, которые уравниваются повышением касательных напряжений $\tau_c^1 = \tau_{xz}^1$ на продолжении РС ($|x| \leq L$) относительно начального состояния; τ_γ^1 – прочность сцепления в момент локального падения

Фридман, 1987] получено выражение для скачка сдвигового смещения на бор-тах РС:

$$[u_x] = L \frac{\Delta\tau_c}{2\mu} (1 + \kappa) \sqrt{1 - (x/L)^2} \text{ при } |x| \leq L, \quad (1)$$

где $\Delta\tau_c = \tau_c^0 - \tau_c^1 > 0$ – сброшенные кулоновы напряжения вдоль оси x , равные разности этих напряжений до (τ_c^0) и после (τ_c^1) формирования РС; μ – модуль сдвига; а κ – зависит только от коэффициента Пуассона.

Параметры кулоновых напряжений до τ_c^0 и после τ_c^1 формирования РС определяются выражениями:

$$\tau_c^0 = \tau_{xz}^0 + k_f^0 \sigma_{zz}^0 < \tau_f^0, \quad \tau_c^1 = \tau_{xz}^1 + k_f^1 \sigma_{zz}^0 < \tau_f^1 \text{ при } |x| \leq L. \quad (2)$$

$\sigma_{zz}^0, \sigma_{zz}^1$ – нормальные и τ_{xz}^0, τ_{xz}^1 – касательные напряжения вдоль РС до и после ее формирования, $k_f^0 = k_f^1$ – коэффициент трения (в первом приближении статическое трение на сдвиговом разрыве можно считать равным кинематическому трению), а τ_f^0, τ_f^1 – прочность сцепления горных пород соответственно до падения прочности и в момент падения прочности. Строгое неравенство в первом выражении (2) определяет устойчивое упругое состояния, а равенство отвечает моменту хрупкого разрушения. Поскольку $\sigma_{zz}^0 = \sigma_{zz}^1$, то для $k_f^0 = k_f^1$ из (2) следует, что $\Delta\tau_c = \tau_{xy}^0 - \tau_{xy}^1$.

Локальное падение прочности сцепления τ_f^1 на участке $|x| \leq L$ при сохранении изначально высокой прочности сцепления τ_f^0 за пределами этого участка приводит к формированию высокого уровня касательных напряжений τ_{xz}^1 вблизи концов РС. Подобное неограниченное увеличение касательных напряжений определяется видом функции скачка сдвиговых смещений $[u_x]$ (1). Особенность в напряжениях является интегрируемой, что определяет равенство снимаемых на РС напряжений увеличению касательных напряжений на ее продолжении. Функция для касательных напряжений вне РС имеет вид:

$$\tau_{xz}^1 = \tau_c^0 \frac{|x|}{\sqrt{x^2 - L^2}} \text{ при } |x| \geq L. \quad (3)$$

Согласно (3) касательные напряжения τ_{xz}^1 на некотором расстоянии за пределами РС существенно превышают уровень начальных касательных напряжений τ_{xz}^0 . В теоретическом решении здесь фактически полагается бесконечно высокая прочность сцепления. В реальности на некотором участке вблизи кончика РС развиваются пластические деформации, что приводит к некоторому перераспределению напряжений вне трещин в сравнении с теоретическим прогнозом (3).

В рассмотренной эволюции прочности (падении) сцепления, завершившейся появлением хрупкого разрушения, мы следовали модели формирования очага землетрясения по Рихтеру [1963], которая отличается от модели формирования очага землетрясения по Рэйдю [Reid, 1910], определяющей повышение уровня напряжений до предела прочности горных пород. Наши исследования природного напряженно-го состояния [Ребецкий, 2007а,б] показывают, что модель Рихтера лучше отвечает условиям формирования крупномасштабного хрупкого разрушения в земной коре.

Данные о природных разрывах

Посмотрим, насколько соответствует теоретический характер распределения смещений вдоль трещины (1) реально наблюдаемым смещениям на разрывах. На

Рис. 2. Изменение амплитуды смещения бортов сдвиговых разрывов, активизировавшихся в результате землетрясений: а) Австралия, б) Туркмения (из доклада А.Л. Строма на тектонофизическом семинаре в ИФЗ). Пунктирная эллиптическая кривая скачек смещений по формуле (2). Линия точечного пунктира определена по формуле (3)

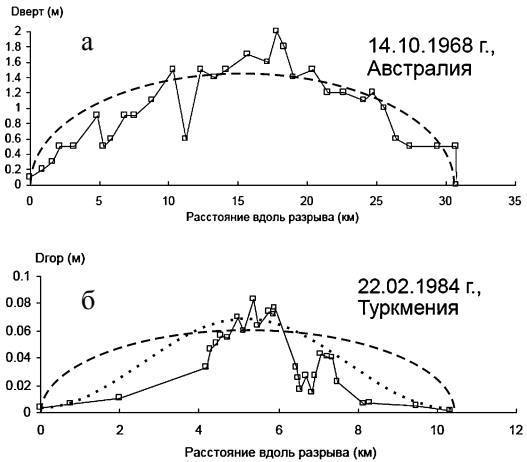


рис. 2 показано смещение, замеренное вдоль двух сейсмогенных разрывов. В одном кривая амплитуд смещений близка к эллиптической форме (рис. 2, а). При удалении от середины разрыва модуль градиента смещения $d[u_x]/dx$ увеличивается, что особенно проявляется для правого его конца. Усредненный характер изменений амплитуд смещений вдоль разрыва рис. 2, а (пунктирная линия) соответствует выражению (1).

Для второго разлома (рис. 2, б) функция смещений абсолютно не соответствует эллиптической (пунктирная кривая). Здесь модуль градиента смещения наибольший на малом расстоянии от середины разлома и далее по мере приближения к концам разрыва он постепенно снижается. Таким образом, наблюдаемые данные не всегда соответствуют теоретически предсказываемым.

Вид усредненной кривой (точечный пунктир) на рис. 2, б позволяет предложить функцию скачка сдвигового смещения бортов РС, дающую зависимость, близкую к средним значениям:

$$[u_x] = S \frac{\Delta\tau_c}{2\mu} \left[\cos\left(\pi \frac{x}{L}\right) + 1 \right], \quad (3)$$

где S – коэффициент размерности длины.

Зависимость (3) дает гладкую кривую для смещения вблизи конца РС, что означает, что здесь нет резкого повышения уровня касательных напряжений. Подобный закон изменения смещений существенно отличается от (1). Именно резкое падение амплитуд смещений согласно (1) приводит к концентрации напряжений у конца РС (2). В случае скачка сдвигового смещения типа (3) постепенное понижение (уменьшение градиента смещения борта РС u_x^+) не приводит к резкому повышению напряжений. В предлагаемой зависимости (3) имеются участки как вдоль РС, так за его пределами, для которых произошло повышение уровня касательных напряжений, но амплитуды этих добавочных напряжений ниже амплитуды сброшенных напряжений на РС.

Разница в выражениях (1) и (3) состоит еще и в том, что в первом случае имеется линейная взаимосвязь длины разрыва с амплитудой сдвигового смещения борта РС, а во втором – взаимосвязь нелинейная. Если обратиться к данным рис. 2, а и нормализовать длину разрыва (полагаем линейный закон связи согласно (1)) до длины разрыва на рис. 2, б, то мы увидим, что амплитуда смещений первого в 6–8

раз больше. Эти различия могут быть связаны с разным уровнем соотношения между изменением кулоновых напряжений $\Delta\tau_c$ на РС и модулем сдвига, которые имели место в этих двух разных регионах.

Важно отметить, что отличительной стороной схем разрушения рисунков 1 и 3 является не только разный характер скачка смещений на РС и напряжения за пределами РС, но и разное поведение функции прочности на участке разрушения. В первом случае прочность на плоскости РС практически постоянная, а во втором – переменная. Она постепенно повышается от центра РС к его периферии.

Можно ожидать, что и характер излучения сейсмической энергии в этом случае будет существенно отличаться от случая разрушения, изображенного на рис. 1. Так для РС (рис. 1) у его конца формируется небольшая область высокого уровня упругой энергии, что должно создавать высокий динамический импульс при увеличении длины РС. Для хрупкого разрушения (рис. 3) у конца РС наблюдается лишь небольшое повышение уровня упругой энергии. Таким образом, можно заключить, что рисунки 1 и 3 дают нам два совершенно разных по характеру случая хрупкого разрушения. Их различия связаны с разным законом изменения сдвигового смещения, который в свою очередь связан с характером прочности не только вдоль РС, но и за его пределом.

Попытаемся понять, какие реальные структуры могут соответствовать разрушению по схемам рисунков 1 и 3.

Две схемы реализации РС

Рассмотрим вначале морфологию макроскопических трещин в горных породах размерами первые сантиметры и более. Можно заметить, что в них четко отличаются области сомкнутых, но с малыми зазорами, берегов трещин и участок пород за пределами кончика трещины. Кончик трещины всегда явно виден. Прочность вдоль берегов трещин связана с трением и сцеплением на зацепах, а прочность за пределами кончика трещины обеспечивается внутренней прочностью сплошных горных пород. Такие трещины в гранитах могут достигать протяженности в несколько сот метров и возможно более.

Другая ситуация у разломных зон земной коры протяженностью в первые километры и более. Здесь при движении по центральной – ядерной части активного разлома мы можем с той или иной детальностью различать относительно целые участки бортов разлома и зоны переработанного и измененного материала – тектониты [Чиков, 1990] для самого тела разлома. Даже в этой, центральной его части, встречаются участки, для которых выделение тела разлома требует рытья траншей. По мере удаления от центральной части разлома и приближения к его окончанию участки «исчезновения» явных проявлений тела разлома начинают все более превалировать. В итоге можно более-менее четко найти зону, где разлом на поверхности уже не проявлен, но нельзя точно указать, где находится его окончания в том смысле, как это имеет место для трещин.

Поскольку вдоль разлома существуют локальные участки небольшого повышения прочности (зоны, где трудно выделить тело разлома) и участки меньшей прочности и при этом вся зона разлома является участком коры пониженной прочности, то можно предположить, что для разломов более подходит схема хрупкого разрушения, представленная на рис. 3. Соответственно трещинам макроскопического и даже мегаскопического масштабов, но все же ограниченной протяженности, более

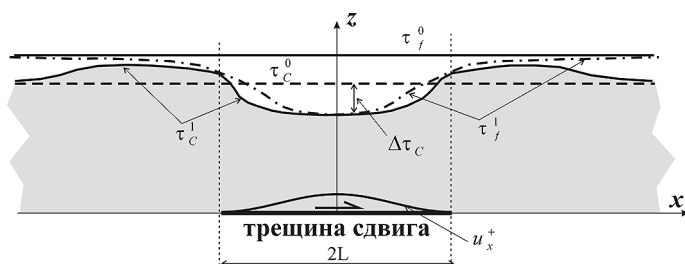


Рис. 3. Эпюра смещений u_x^+ верхнего борта РС и напряжений вдоль оси x при низком уровне начальной прочности сцепления τ_f^0 (см. подпись к рис. 1)

подходит схема разрушения, представленная на рис. 1. В природных объектах для кристаллических пород можно наблюдать хорошо видимые трещины протяженностью в десятки и сотни метров, идущие как параллельно другим таким же трещинам, так и секущих их. При этом нет макроскопически видимой переработки пород на бортах трещины. Такие тонкие зонки, конечно, существуют, но они находятся в самой приповерхностной части трещин, их можно наблюдать только под микроскопом. Мы можем четко отличать разлом с тектонитами в его теле и трещины.

Обсуждение

То, что рассмотренное деление разрывных смещений имеет право на существование, подтверждается и исследованиями Г.Г. Кочаряна. В работе [Кочарян, 2014] показано (рис. 4), что соотношение между амплитудой смещения по РС и его длиной может быть аппроксимировано разной линейной зависимостью для двух диапазонов: длины большие и меньшие 1000 м. С большой вероятностью можно считать, что РС, доставляющие точки для длин больших 1000 м, являются разломами, то есть имеют тело с измененным структурно-вещественным составом пород. Соответственно, с большой вероятностью можно предположить, что РС с протяженностью менее 1000 м по характеру сдвиговых смещений следует рассматривать как трещины.

Большой наклон усредняемой линии (рис. 4) для длин РС свыше 1000 м означает, что при одном и том же уровне напряжений и упругих свойствах геосреды амплитуды смещений здесь выше, чем, если в эту область распространить зависимость, полученную для РС при

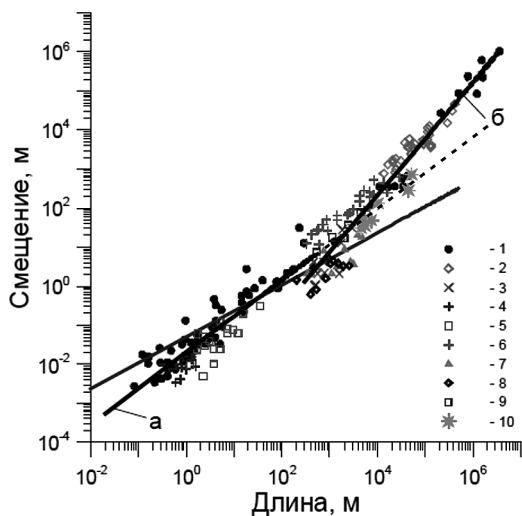


Рис. 4. Соотношения между амплитудой максимального смещения на разрыве с его длиной (рисунок из работы [Кочарян, 2014]). Штрих-пунктир показывает соотношение усредненных параметров продленных в области больших длин разрывов

длинах меньших 1000 м. Это говорит о высоком сопротивлении деформациям окружающей среды для РС с малыми длинами, что в случае (1) проявляется в высоком уровне напряжений вблизи конца РС.

Таким образом, заключаем, что выбранные нами схемы разрушения с амплитудами скачков смещений (1) и (3) можно рассматривать соответственно для трещин в скальных породах и разломов в земной коре.

Здесь при анализе характера смещения по РС мы не рассматривали масштаб микроуровня, в котором реализуются внутрикристаллические дислокации. Как известно дислокациям характерен ковровый тип смещения, когда по дислокации бежит локализованная волна сдвига и, таким образом, в каждый момент времени только небольшое число атомов вдоль дислокации участвуют в смещении. Поскольку закономерность смещения для дислокаций (см. рис. 5) существенно отличается от смещений по трещинам и разломам, то их следует рассматривать как третий тип сдвигов, для которых имеют место свои соотношения между напряжениями и реализуемыми на них смещениями.

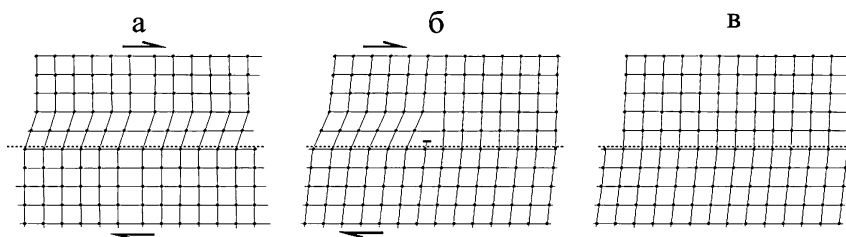


Рис. 5. «Ковровый» принцип смещения вдоль сдвиговой дислокации: (а) начальное состояние упругого сдвига; (б) смещение атомов вдоль дислокации; (в) конечная стадия – полное снятие упругих деформаций с выходом смещений вдоль дислокации на внешнюю границу кристалла

Обратим внимание, что установленная во многих исследованиях [Уломов, 1997; Шерман, 2013] однонаправленная миграция очагов землетрясений по крупным региональным и мегарегиональным разломам выглядит подобно ковровому принципу смещения, реализуемому вдоль внутрикристаллических дислокаций. Можно предположить, что сдвиговое тектоническое течение по крупным разломам, реализуемое на больших временах, может оказать ближе по характеру связи с напряженным состоянием с дислокациями, чем с трещинами.

Выводы

Показано, что в зависимости от характера сдвигового смещения, реализованного вдоль разрыва сплошности геосреды, их можно подразделять: 1) дислокации, 2) трещины, 3) разрывы. Первый тип отвечает внутризерновым и внутрикристаллическим деформациям, второй охватывает масштаб от межзерновых трещин до мегаскопических трещин кристаллических пород протяженностью до первых километров, третий отвечает разрывам от первых сотен метров до сотен и даже тысяч километров. Масштаб разрывов сплошности также определяет возможность их разделения на указанные три типа, но при длинах вблизи границы структурного раздела, отнесение к тому или иному типу следует осуществлять именно на основании характера смещения бортов разрывной структуры.

Литература

- Кочарян Г.Г.* Масштабный эффект в сеймотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, Вып. 2. С. 353–385.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 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.
- Ребецкий Ю.Л.* Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 20076. Т. 29. №4. С. 92–110.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига. 2007а. 406 с.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд. Иностран. лит. 1963. 670 с.
- Уломов В.И.* О методологии оценки сейсмической опасности и создания карт общего сейсмического районирования территории стран-участниц СНГ // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика: Доклады междунар. симп. 17–21 ноября 1997. Алматы: Ин. сейсмологии Миннауки; АН Республики Казахстан. С. 348–359.
- Чиков Б.М.* Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейным зонам земной коры) // Структура линейных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука СО. 1990. С. 6–32.
- Шерман С.И.* Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и Тектонофизика. 2013. Т. 4, Вып. 2. С. 83–117.
- Reid H.F.* The mechanism of the earthquake. The California earthquake of April 18, 1906. Rep. of the state investigation commiss. 1910. Washington. V. 2. pt. 1. 56 p.

УДК 550.394

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ЗОНЕ

Л.Ф. Московская

СПбФ ИЗМИРАН
lf_mosc@mail.ru

Развит метод кластерного ориентационного анализа временного ряда векторов GPS перемещений. Статистический анализ производных GPS перемещений в точке USUD в Японии выявил существенные возмущения параметров, порождённые подготовкой землетрясения Тохоку. Азимуты главных осей годографов векторов ускорения в точках USUD и 019В перед землетрясением указывали на зону грядущей сейсмической активности.

Введение

Катастрофическое землетрясение Тохоку, произошедшее 11 марта 2011 года в Японии, привлекло большое внимание учёных. Уникальность ситуации состояла в том, что в данном сейсмоактивном регионе имела плотная сеть геофизических станций, непрерывно регистрирующих поля, тем не менее, гигантское энергетическое сейсмическое событие не было предсказано [Gufeld, Matveeva, Novoselov, 2011].

Во всех современных геофизических методах используются данные точного позиционирования. Они являются пространственно-временными реперами точек измерения геофизических полей. Самостоятельно GPS измерения применяются для вычисления различных кинематических характеристик тектонической системы. Достаточно плотные пространственные сети станций позволяют решать задачу об определении границ взаимодействующих блоков, о динамике их поступательных и вращательных движений [Zubovich, Mukhamediev, 2010; Габсатаров и др., 2013; Кожурин и др., 2014]. При этом обрабатывается площадная сеть локальных перемещений.

Наша работа посвящена статистическому исследованию длинных временных рядов векторов локальных GPS-перемещений в отдельной точке наблюдения, размещённой в сейсмоактивной зоне. Задача состояла в детальном анализе пространственно-временной структуры производных поля локальных перемещений. Целью являлось выявление связи изменений статистических параметров полей с тектоническими процессами, протекающими в регионе. Параметры землетрясения можно рассматривать как меру и пространственно-временную координату экстремального накопления и высвобождения тектонической энергии литосферы. Сейсмические события использовались для сопоставления результатов наших методов обработки с геодинамическими процессами, протекающими в среде.

Данные

Исходными материалами являлись временные ряды GPS измерений из каталога (<ftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/usrs/mbh/point/>). В качестве базовой мы использовали точку USUD ($\varphi = 36,133^\circ$, $\lambda = 138,362^\circ$). Для неё имеются достаточно качественные длинные временные ряды вектора суточных локальных смещений (см). Расстояние станции до эпицентра землетрясения составляет 430,65 км. Азимут на землетрясение равен $55,5^\circ$. В наших исследованиях использованы данные с 2002 по 2014 годы. Точка USUD находится на острове Хонсю на Охотской плите. Важным обстоятельством является наличие твёрдого межплитового контакта блоков земной коры: Охотской и субдуцирующей Тихоокеанской плит. В зоне непосредственно примыкающей к землетрясению Тахоку наблюдается сильная раздробленность литосферы, отдельные структурные блоки имеют характерные линейные размеры порядка 150 км [Tikhonov, Lomtev, 2011]. В кинематических характеристиках, рассчитанных по данным ближних станций, проявляется значительная «автономность» движения микроплит. Также в статье обсуждается результат обработки GPS временных рядов для станции 019В ($\varphi = 39,186^\circ$, $\lambda = 139,548^\circ$). Расстояние до землетрясения – 263,10 км, азимут – $111,4^\circ$. Сейсмические данные взяты из каталога (<http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>).

Кластерный анализ векторных полей

Изучение ориентационной структуры векторов осуществлялось при помощи кластерного анализа. Этот метод может быть применён для выделения приоритетных направлений ансамбля реализаций любого векторного поля. Впервые подход был предложен для обработки измерений магнитного поля [Московская, 2010, 2012].

Мы анализировали векторы ускорения (вторую производную по времени), которые связаны с равнодействующей внешних сил, и являются характеристикой локальных совокупных напряжений горной породы. Ускорение пропорционально силе, или «причине перемещения». Можно рассматривать и четвёртую производную по времени функции перемещения – ускорение ускорения или «причину силы». Этот параметр можно трактовать как характеристику будущего развития действующей в данный момент силы.

Кластерный анализ временных рядов производных векторного поля смещений проводился независимо в трёх ортогональных плоскостях. Метод кластерного анализа также применялся для анализа поля сейсмических событий в заданной окрестности GPS точки и в заданном временном интервале исследования. С его помощью выявлялись главные направления из точки полюса на зоны сейсмической активности. Подробно метод изложен в [Московская, 2010, 2012], здесь сформулируем лишь общую идею.

Будем моделировать J кластерами временной ряд реализаций векторного поля $\{N_i\}_{i=1}^T$. Обобщённый вектор j -го кластера определим как весовое среднее по реализациям, входящим в данный кластер:

$$L_j = \frac{\sum_{i, i \in j} N_i w_i}{\sum_{i, i \in j} w_i}, \quad j = 1, J. \quad (1)$$

Вектор N_i принадлежит только одному кластеру, направление обобщённого вектора которого наиболее близко его направлению. Вес определяется как мера близости направлений векторов реализации и кластера, через функцию положительного скалярного произведения: Задача решается итерационно.

Энергетическая мощность j -го кластера определяется суммой проекций векторов, входящих в данный кластер, на направление кластера:

$$M_j = (I_j, \sum_{i, i \in j} N_i). \quad I_j = L_j / |L_j| \quad (2)$$

Статистическая интенсивность j -го кластера – суммарная проекция единичных векторов направлений реализаций, входящих в данный кластер:

$$S_j = (I_j, \sum_{i, i \in j} n_i), \quad n_i = N_i / |N_i| \quad (3)$$

Статистический анализ векторного поля

Для анализа пространственно-временного баланса векторного поля рассчитывались годографы. Проводились оценки по полю векторов – годограф средней мощности векторного поля:

$$G_N(\alpha) = 1/I \cdot \sum_{i: (N_i, t) > 0} (N_i, t(\alpha)) \quad (4 a)$$

и по полю направлений – годограф средней статистической интенсивности направлений:

$$G_n(\alpha) = 1/I \cdot \sum_{i:(\mathbf{n}_i, \mathbf{t}(\alpha)) > 0} (\mathbf{n}_i, \mathbf{t}(\alpha)), \quad (4 \text{ б})$$

где $\mathbf{t}(\alpha)$ – единичный вектор с азимутом α . Рассчитанные функции можно интерпретировать как меры среднего растяжения векторного поля ($G_N(\alpha)$) и статической нагрузки ($G_n(\alpha)$) в заданном направлении на заданном временном отрезке исследования.

По реализациям ансамбля определялись средние поля векторов и статистической интенсивности направлений векторов:

$$\langle \mathbf{N} \rangle = 1/I \cdot \sum_i \mathbf{N}_i, \quad \langle \mathbf{n} \rangle = 1/I \cdot \sum_i \mathbf{n}_i. \quad (5)$$

Обработка данных

Во всех представленных материалах статистический анализ проводился в скользящем окне 4 месяца. Сдвиг интервала оценивания составлял четверть месяца. Векторные поля исследовались в трёх ортогональных проекциях. Кластерный анализ выполнялся для модели с 8 кластерами. Первая часть работы содержит результаты статистического исследования временных рядов измерений в точке USUD.

Для иллюстрации алгоритма приведем результаты математического анализа поля ускорений в горизонтальной плоскости (рис. 1). Временные интервалы обработки: сентябрь–декабрь 2010 и 2011 годов. Все годографы вытянуты по направлению: северо-восток – юго-запад. Азимуты главных осей годографов поля векторов – 51° и поля направлений векторов – 50° для интервала до активизации сейсмической зоны и соответственно 58 и 59° – для второго интервала. Годографы оказались ориентированными на зону главной тектонической нагрузки. Отметим, что зона эпи-

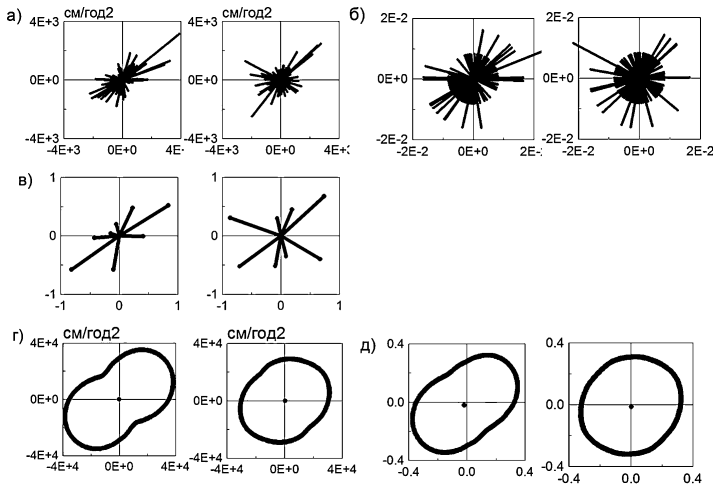


Рис. 1. Обработка поля ускорения в горизонтальной проекции.

Представлены два интервала анализа: сентябрь–декабрь 2010 (слева) и 2011 (справа) годов. Диаграммы направленностей: (а) полей векторов, (б) направлений векторов; (в) кластеры полей векторов (в условных единицах). Годографы: (г) средней энергетической мощности, (д) средней статической интенсивности направлений полей

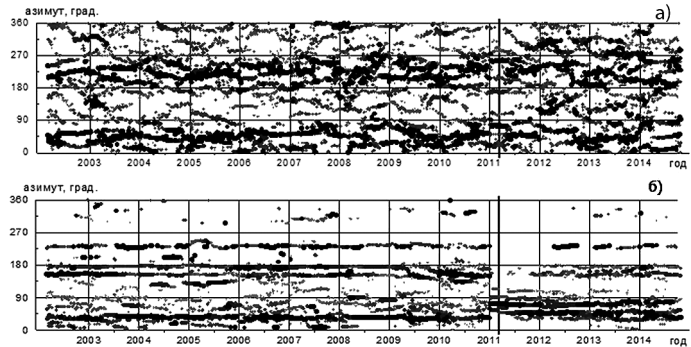
центра сейсмической активности двигалась со временем в южном направлении. Это соответствует увеличению азимута. На втором интервале обработки, после землетрясения, проявилась заметная симметризация поля в графических образах.

Мониторинг производных векторного поля перемещений

На рис. 2 представлены временные диаграммы азимутов кластерного анализа поля. Азимуты кластеров, имеющих большую энергетическую мощность, выделены более интенсивным цветом. Для второй производной по времени GPS перемещений в горизонтальной проекции отмечаются две полосы главных направлений азимутов, разделённые на 180 градусов. В 2009–2010 годах наблюдается синхронный изгиб и сгущение азимутов, наиболее отчётливо проявившийся в конце 2009 начале 2010 гг. После катастрофического землетрясения рисунок азимутов заметно хаотизировался. В системе существенным образом снялись статические напряжения.

Рис. 2. Временная развёртка азимутов кластеров в горизонтальной плоскости (x, y).

а – поле ускорения; б – поле сейсмических событий относительно полюса USUD. Вертикальная линия отмечает день землетрясения: 11 марта 2011 года



Внизу приведена развёртка кластерного разложения сейсмического поля относительно точки полюса USUD. Учитывались землетрясения в радиусе 1000 км. Диаграмма заметно переменялась в начале 2011 года. С середины 2010 года явно просматривается тенденция кругового движения азимутов главных кластеров против часовой стрелки. На рубеже 2009–2010 годов отмечаются характерные узлы землетрясений. Подобные изменения видны и в диаграммах азимутов поля ускорений. По-видимому, главные структурные сдвиги в тектонической системе, предопределившие её перестройку, произошли за год до катастрофического землетрясения в марте 2011 года.

Мониторинг статистических параметров

Азимуты средних направлений векторов поля ускорений (рис. 3, а) в горизонтальной плоскости в основном сосредоточены в квадранте ограниченном осями (юг, запад). Во второй половине 2010 года (21 октября) наблюдается острый экстремум на север. В этой точке изменяется направление вращения вектора средних. На границе 2010–2011 годов средние векторы направлений ускорения плавно возвращаются к вращению по часовой стрелке, постепенно меняя ориентацию с южной на западную.

График отношения осей годографов средней статистической интенсивности ускорений имеет повышенные значения в 2009–2010 годах и резкий максимум

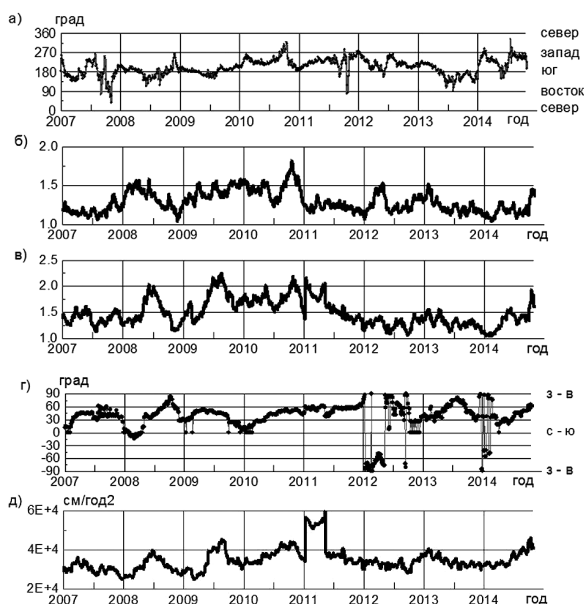


Рис. 3. Статистические параметры поля ускорения в горизонтальной плоскости (x, y). а – азимуты средних поля направлений; б – отношение осей годографов средней статистической интенсивности направлений; в – отношение осей годографов поля векторов; г – азимуты главных осей годографа поля векторов; д – средняя энергия поля ускорений

равен 55°). Азимуты больших осей годографа поля направлений векторов ускорений держались с 28 октября по 5 декабря в диапазоне $54\text{--}55^\circ$.

Средняя энергия поля ускорения (рис. 3, д) в 2007–2010 годах увеличивается в летние месяцы. В начале 2011 г. наблюдается её резкий скачок, связанный с началом активизации сейсмической зоны. Вплоть до 2011 года на графиках просматривается тенденция увеличения азимутов главных осей годографов синхронно с увеличением энергии поля ускорений. Таким образом, с увеличением кинетической энергии в системе сильнее проявлялись главные направления нагрузок.

Статистическая интенсивность направлений векторов ускорения ускорений (причин сил) резко увеличилась во второй половине 2010 года, приближаясь к уровню 10% (рис. 4). Этой точке соответствует изменение направления вращения векторов статистической интенсивности от по к против часовой стрелки. Землетрясение 11 марта 2011 года возвратило азимут с севера на восток, но направление вращения сохранилось. Графики отношения осей годографов и азимутов главных осей, отличаясь частностями, в целом подобны соответствующим рисункам для поля ускорений.

Статистический анализ GPS измерения в точке 019В

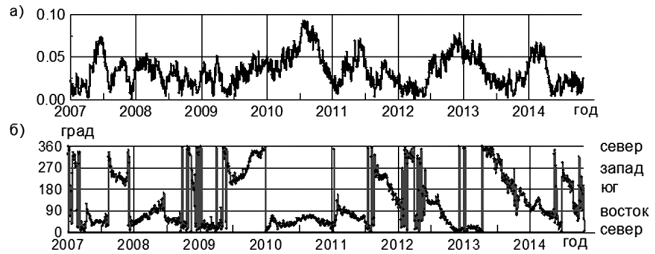
Аналогичной обработке подвергались временные ряды GPS перемещений точки 019В ($\varphi = 39,186^\circ$, $\lambda = 139,548^\circ$). Точка измерения находится на микроплите.

21 октября 2010 года (рис. 3, б). Это можно трактовать, как резкий рост статической нагрузки. С началом сейсмической активности происходит сильное уменьшение уровня отношения – симметризация направлений годографа. Отношения осей годографов для поля векторов ускорений выявляет повышенный уровень с середины 2009 до начала 2011 года, а затем плавное уменьшение, в отдельных точках приближается к единице, что говорит об изометричности формы годографа и о невозмущённости поля (рис. 3, в).

Азимуты больших осей годографов поля векторов ускорений проявляют характерные сезонные вариации (рис. 3, г). С середины 2010 и до конца 2011 гг. угол устойчиво указывает на зону сейсмичности. Угол колеблется в диапазоне $51\text{--}55^\circ$ (15–20 сентября он был

Рис. 4. Среднее статистической интенсивности направлений полей ускорения ускорений в горизонтальной плоскости (x, y).

а – модули, б – азимуты средних



Статистический анализ выявил автономность её кинематических характеристик. Однако важным результатом является то, что в конце 2010 начале 2011 гг. азимуты главных осей годографов поля ускорений в горизонтальной плоскости ориентировались на зону будущей сейсмической активизации. Весь октябрь 2010 года угол был равен 112° .

Таким образом, пересечение азимутов главных осей годографов, рассчитанных по измерениям в двух разнесённых точках, указывает на положение сейсмически опасной области.

Заключение

В работе продемонстрирована эффективность статистического анализа временных рядов производных векторного поля перемещений в отдельной точке регистрации для мониторинга геодинамических процессов в сейсмоопасном регионе.

Для физических параметров сплошной геологической среды силовые поля могут ассоциироваться с волнами напряжений либо давлений внутри среды. Они отражают изменения объёмнонапряжённого состояния среды [Gufeld, Matveeva, Novoselov, 2011]. Напряжение нагрузок имеет пульсирующий характер и передаются от зон разломов на значительные расстояния. О распространении возмущений различных геофизических полей на расстояния до 1000 км перед сильными землетрясениями сообщается во многих работах [Соболев, 1993; Добровольский и др., 1980]. Можно говорить о трансляции консолидированной геологической средой полной формы поля, которая описывается совокупностью различных трансформаций кинематического поля внешнего происхождения. Точки активного взаимодействия плит, зоны разломов, являются поверхностями-истоками этих полей.

Тектоническая энергия, частично высвободившаяся в мего землетрясении Тохоку, накапливалась в течение нескольких лет. Сезонное увеличение энергонасыщенности среды, усиление кинетической энергии в летнее время, разворачивало главную ось годографов полей в горизонтальной плоскости на зону преобладающего контактного упора субдуцирующей Тихоокеанской и Охотской плит. Непосредственно перед землетрясением Тохоку годографы всех рассмотренных функций поля в горизонтальной плоскости указывали на зону готовящейся сейсмической активизации. После снятия напряжения пропало доминирующее направление.

Периодичность вариаций сейсмической активности геологических зон хорошо известна. Кластерный анализ главных направлений производных векторных полей также обнаружил это свойство. Периодичность выявилась в изменениях кинематической энергонасыщенности среды и азимутов главных осей годографов. Движение азимутов может быть ассоциировано с пространственной регулярностью изменений полей нагрузок. Это может быть следствием существования малых колебаний

литосферных плит друг относительно друга, внутри жёстко взаимодействующей между собой по контактными зонами системы блоков. На малых исторических интервалах система является квазистойчивой.

Аномальный характер поведения в различных параметрах статистического анализа производных временного ряда векторного поля перемещений стал проявляться за год-два до катастрофического землетрясения по измерениям точки USUD. В результатах обработки выявились особенности изменения параметров, характеризующие возрастание нагрузок в литосфере, связанное с накоплением тектонической энергии в системе. Станция USUD расположена на консолидированной плите литосферы, структура которой является хорошим проводником тектонодеформационных полей. Плита в корневой зоне соприкасается с краями смежных плит, поверхностями-источниками главных тектонических нагрузок.

При соприкосновении и взаимодействии литосферных блоков через область дробления в рыхлом промежуточном слое происходит демпфирование нагрузок. В результате этого в кинематических полях аномалии, связанные с усилением тектонической нагрузки, либо вовсе отсутствуют, либо выражены слабо и лишь в части параметров. Это показали результаты обработки измерений производных локальных перемещений точки 019В.

Азимуты главных осей годографов силовых полей для разнесённых точек USUD и 019В в конце 2010 – начале 2011 гг. указывали на зону готовящейся сейсмической активизации, отличаясь от направления на эпицентр землетрясения Тохоку более чем на 4°. Их пересечение локализовало сейсмоопасную область.

Литература

Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М., Фролов Д.И. Результаты новых GPS наблюдений в области Беринговой микроплиты // *Физика Земли*, 2013, № 3, с. 114–118.

Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценках размеров зон проявления предвестников землетрясений // *Моделирование предвестников землетрясений*. М.: Наука, 1980. С. 7–44.

Кожурин А.И., Пинегина Т.К., Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г. Скорость коллизионных деформаций камчатского полуострова (Камчатка) // *Геотектоника*, 2014, № 2, с. 42–60.

Московская Л.Ф. Метод кластерного дирекционного анализа при мониторинге магнитного поля на полуострове Босо в 2000 году // *Геофизика*, 2010, № 6, с. 39–46.

Московская Л.Ф. Дирекционный и корреляционный анализ по материалам мониторинга магнитного поля и сейсмическим данным на полуострове Босо в 2000 году // *Физика Земли*. 2012. № 6. С. 74–89.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Gufeld I.L., Matveeva M.I., Novoselov O.N. Why we cannot predict strong earthquakes in the Earth's crust // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2. №4. P. 378–415. doi:10.5800/GT2011240051.

Tikhonov I.N., Lomtev V.L. Tectonic and seismological aspects of the Great Japan earthquake of March 11, 2011 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2. № 2. P. 145–160.

Zubovich A.V., Mukhamediev Sh.A. A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. № 2. P. 169–185.

**III. ИНИЦИИРОВАНИЕ
ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
И СЕЙСМИЧНОСТИ
ГОРНЫМИ РАБОТАМИ**

СИСТЕМА МОНИТОРИНГА НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ КУЗБАССА И ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В РАЗВИТИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

*А.Ф. Еманов^{1,2,3}, А.А. Еманов^{1,2}, А.В. Фатеев^{1,2}, Е.В. Лескова^{1,2},
Д.Г. Корабельщиков¹, А.В. Дураченко¹*

¹ Алтае-Саянский филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

Приведена структура системы мониторинга наведённой сейсмичности в Кузбассе в виде двух уровней: первый нацелен на обнаружение сейсмических активизаций техногенной природы, второй – на мониторинг состояния наиболее опасных сейсмических процессов в рамках одного предприятия (шахты, разреза). Показано, что в Кузбассе наблюдается доминирование наведённой сейсмичности над природной. Выявлены шахты и разрезы Кузбасса, к которым приурочены наиболее сильные техногенные сейсмические процессы. Показано, что в январе–феврале 2015 года наблюдается усиление техногенной сейсмической активности в районе г. Полысаево. Мониторинг в районе разреза «Бачатский» позволил выявить возникновение нового периода повышенной сейсмической активности относительно фонового процесса в окрестности разреза, начиная со второй половины 2014 г.

Введение

Появление наведённой сейсмичности при добыче твёрдых полезных ископаемых является распространённым процессом и характерно для разных районов мира [Адушкин и Турунтаев, 2005, 2015; Опарин и др., 2012]. Одним из сейсмически активных районов добычи твёрдых полезных ископаемых является Кузбасс, который до начала промышленной добычи угля проявлял себя в природной сейсмичности. Природная сейсмичность приурочена преимущественно к горному обрамлению Кузнецкой котловины, в то время как, наведённая сейсмичность – к местам добычи угля, то есть к самой впадине. Региональные сети сейсмологических станций располагаются в горных массивах, поэтому техногенная сейсмичность во впадине долгое время оставалась слабо контролируемой. Регистрировались только наиболее крупные техногенные землетрясения, а учитывая, что их гипоцентры находятся на малых глубинах, отличить их по форме записи от промышленных взрывов – не простая задача.

В данной статье представлены результаты работ последнего десятилетия, нацеленные на детальное изучение наведённой сейсмичности в Кузбассе. Одновременно создавалась сеть стационарных сейсмологических станций для непрерывного мониторинга территории, охваченной шахтами и карьерами, и организовывались экспериментальные работы с большим количеством временных сейсмологических станций для детального изучения особенностей техногенных землетрясений около шахт и карьеров.

Центр сбора и обработки сейсмологических данных

Система автоматизированного сбора данных в Алтае-Саянском филиале Геофизической службы СО РАН начала развиваться с 1998 г. вместе с появлением первых цифровых сейсмических станций. Появление новых технологий передачи и обработки данных, а также непрерывная модернизация аппаратного комплекса привели к автономности сейсмических станций сети и существенно повысили качество, объемы и оперативность поступления данных и обработки.

Помимо этого, создана система контроля качества данных в архивах волновых форм, которая выполняет анализ и контролирует такие параметры, как промежутки в волновых формах, перекрытия в данных, качество привязки времени, количество резких выбросов в данных волновых форм, постоянное смещение, уровень среднеквадратичного значения, его суточные и сезонные вариации. В настоящее время центр обработки данных представляет собой несколько десятков виртуальных машин, которые занимаются сбором, обработкой и контролем качества поступающего сейсмологического материала [Еманов и др., 2013].

Для автоматической обработки используется система SeisComP3 [Hanka и др., 2010]. Практически вся сейсмическая сеть АСФ ГС СО РАН (около 40 станций) передает непрерывную информацию в режиме реального времени с задержками не больше, чем необходимо для формирования пакетов seedlink, для чего используются технологии ADSL, GPRS, 3G и синхронной спутниковой связи. В центр обработки данных поступают данные с около 300 станций со всего мира. Ведется два потока обработки, один настроен на автоматическую обработку телесеизмических событий, другой – на региональную сейсмичность.

В основу системы регистрации и обработки землетрясений заложены следующие положения: (1) обеспечение единого международного формата для всех данных; (2) в качестве основной системы регистрации принят пакет SeisComP3; (3) созданы телеметрические системы на основе DSL (передача данных по телефонным линиям), GPRS и CDMA (передача данных по сотовой связи), VSAT (спутниковые терминалы) и по кабельным системам для передачи непрерывных волновых форм с сейсмических станций в центр обработки данных; (4) в центре обработки данных создан двухуровневый файловый архив (уровни А и Б) для хранения волновых форм с соответствующими реляционными базами данных; для передачи данных постфактум, в случае, если данные не были переданы в режиме реального времени из-за отсутствия связи, создано программное обеспечение для автоматической синхронизации; (5) создан блок для контроля качества работы сети станций; (6) создана система, позволяющая привлекать в центр данные сетей соседних регионов и других государств.

Преимуществом системы стала высокая скорость обработки (1–2 мин от времени в очаге) и возможность быстро корректировать автоматическую обработку в ручном режиме.

Сеть сейсмологических станций в Кузбассе

К моменту начала развития сети станций в Кузбассе было сформировано мнение, что обработка любой локальной сети более эффективна совместно с региональными станциями, расположенными на большей территории. Сейсмологическая сеть Кузбасса формируется как двухуровневая: первый уровень нацелен на обнаружение техногенных сейсмических активизаций, второй – на конкретную активизированную зону.

Задачи, решаемые сетью первого уровня: (1) обнаружение сейсмических активизаций в окрестности карьеров и шахт; (2) контроль за сейсмической активностью и её параметрами, в конкретном случае активизации, вышедшей за некоторый энергетический уровень; (3) решение задачи о триггерных механизмах формирования наведённой сейсмичности в окрестности шахт и карьеров (влияние взрывов, вибрации и других техногенных и природных воздействий); (4) определение бальности в пунктах регистрации сразу после землетрясения; (5) контроль за сейсмическим эффектом от промышленных взрывов.

Сеть второго уровня ориентирована на следующие задачи: (1) изучение сейсмических активизаций в локальных зонах около объектов на уровне сейсмических событий малых энергий; (2) изучение пространственно-временных связей в развитии наведённой сейсмичности около горных предприятий; (3) определение степени сейсмической опасности добычи угля в тех или иных горных предприятиях; (4) прогноз развития сейсмического процесса в зоне конкретного добывающего предприятия.

На рис. 1 представлена карта сейсмических станций Кузбасса. На настоящий момент стационарная сеть второго уровня создаётся только на разрезе «Бачатский», но при этом на целом ряде предприятий выполнены работы с временными сетями станций.

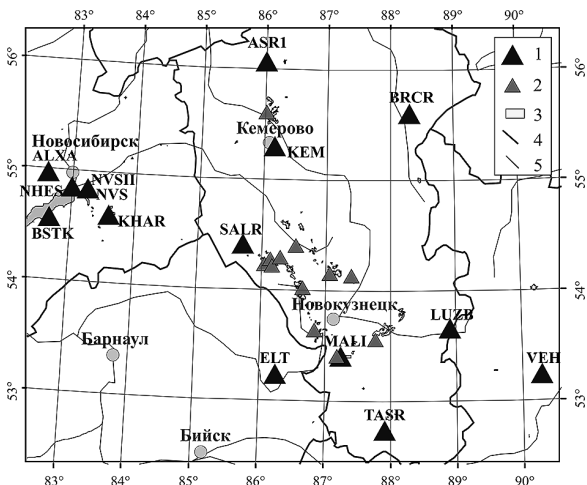


Рис. 1. Сеть сейсмологических станций в Кузбассе в 2015 г. 1 – стационарные станции, 2 – построенные в 2014–2015 гг., 3 – угледобывающие карьеры, 4 – административная граница, 5 – реки

Мониторинг наведённой сейсмичности в Кузбассе

На рис. 2 представлены эпицентры сейсмических событий, большая часть из которых является промышленными взрывами. События, произошедшие в период

07:00–19:59 местного времени отмечены как «дневные», в период 20:00–06:59 – как «ночные». Такое разделение имеет смысл, так как промышленные взрывы проводятся только в светлое время суток, и в последние годы это правило строго соблюдается.

Как видно из рис. 2, эпицентры «дневных» событий покрывают весь Кузбасс, а «ночные» – только локальные участки. Рассмотрим эти участки с разверткой по времени суток (рис. 3). Самое большое скопление «ночных» событий соответствует району г. Полысаево. Предыдущими исследованиями с временными сетями сейсмостанций в окрестности Полысаево в 2007–2010 гг. была показана приуроченность сейсмичности к добыче угля лавами (механическое воздействие) [Еманов и др., 2009, 2011].

Рис. 2. Карта эпицентров сейсмических событий в Кузбассе в 2014 г.
1 – «ночные» события (20:00–06:59); 2 – «дневные» события (07:00–19:59); 3 – магнитуда (ML); 4 – административные границы



Также события в темное время суток фиксируются в районе городов Междуреченска, Осинники и пос. Малиновка (рис. 2). Ранее, с использованием временных сетей станций, нами изучалась наведенная сейсмичность около шахты «Распадская» в 2010 г. [Еманов и др., 2012] и г. Осинники в 2005 г. [Опарин и др., 2012], в районе пос. Малиновка таких работ не проводилось. Для района г. Осинники фиксируется круглосуточный сейсмический процесс на фоне отсутствия взрывов (рис. 3).

Районы рудников Таштагол, Шерегеш, Каз заполнены в основном «утренними» (07:00–08:00) событиями; это подземные промышленные взрывы, кроме того, отмечаются и единичные «ночные» события (рис. 3). В ряде случаев фиксируются события в темное время суток и в других районах Кузбасса. Севернее г. Кемерово наведенная сейсмичность также была выявлена по данным регистрации сейсмических событий временной сетью станций [Фатеев и др., 2012].

Таким образом, увеличение числа станций в Кузбассе и переход на новую систему обработки данных дают возможность быстро получать информацию о сейсмических событиях вплоть до энергий $ML = 1-2$. Количество зарегистрированных событий увеличилось в разы по сравнению с предыдущими годами. Все это позволяет выявлять ряд локальных участков, где помимо промышленных взрывов фикси-

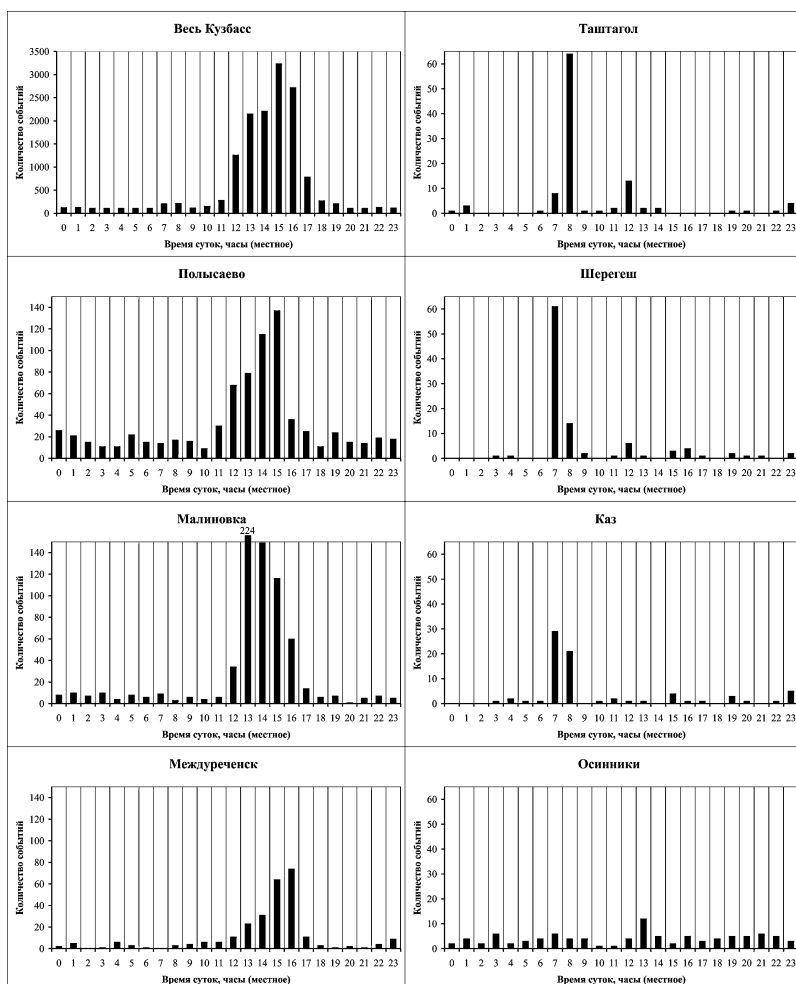


Рис. 3. Распределение событий по времени суток для районов сейсмических активизаций Кузбасса (за период 2012 – октябрь 2014 г.).

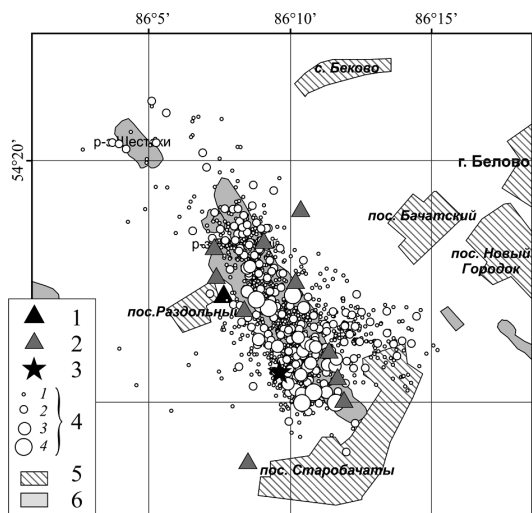
руется и сейсмический процесс. Приуроченность этого процесса к областям добычи полезных ископаемых позволяет отнести его к разряду наведенной сейсмичности.

Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г., $M_L = 6.1$

18 июня 2013 г. в 23:02 по UTC (19 июня в 06:02 местного времени) произошло одно из крупнейших техногенных землетрясений в мире – Бачатское с $M_L = 6.1$. Его эпицентр приурочен к борту Бачатского угольного разреза (рис. 4). Этот разрез является одним из крупнейших в Кузбассе: его размеры достигают 10 км в длину, 2,2 км в ширину и 320 м в глубину. Угледобыча составляет более 9 млн тонн угля в год (по данным на 2008 г.).

Изучению сейсмического процесса, связанного с Бачатским землетрясением 2013 г., предшествовали исследования существования наведенной сейсмичности

Рис. 4. Карта афтершоков Бачатского землетрясения в период 18.06. 2013–3.10. 2014



в районе разреза в 2012 г., основанием для которых послужило сейсмическое событие с $M_L = 4,3$, произошедшее 9 февраля 2012 г. в 13:24 по UTC (в 20:24 местного времени) с координатами эпицентра, попадающими также на борт карьера.

Данное событие вызвало ощутимые колебания в большинстве городов Кемеровской области и вызвало сильный общественный резонанс и расследование властей и сотрудников МЧС на предмет взрывной природы этого события. Наличие мощных поверхностных волн свидетельствует об источнике волн вблизи дневной поверхности. Исследованиями на этом разрезе до Бачатского землетрясения [Еманов и др., 2014] установлено, что в зоне влияния разреза непрерывно протекает сейсмический процесс умеренной интенсивности. За период около полутора лет в этой зоне наведённой сейсмичности трижды произошли ощутимые землетрясения с мощными афтершоковыми процессами. Наиболее сильное землетрясение Бачатское 18.06.2013 с локальной магнитудой 6,1 привело к разрушению зданий, характеризуется выходом разрыва на дневную поверхность и вызвало интенсивный афтершоковый процесс.

За период с 18 июня 2013 г. по 23 октября 2014 г. зарегистрировано 1343 афтершока в диапазоне магнитуд $0,1 \leq M_L \leq 4,2$. Положение эпицентров землетрясений, в основном, соответствуют плану разреза, и лишь на юго-восточном его окончании к востоку фиксируется отвлечение сейсмического процесса за пределы разреза, в которое входят события с магнитудами 1-2.

Механизм очага главного толчка – чистый взброс; нодальные плоскости, одна из которых является плоскостью разрыва, расположена вдоль простирания разреза. Фокальные механизмы сильных афтершоков с $M_L > 2$ – взбросы с разноориентированными нодальными плоскостями, также присутствуют в небольшом количестве сбросы и сдвиг-взбросы. В районе эпицентра Бачатского землетрясения фокусируется наибольшее число крупных событий и к тому же наиболее глубоких (большая часть событий имеют глубину 2–4 км). Вдоль разреза по направлению на северо-запад глубины землетрясений уменьшаются, и на северном окончании Бачатского разреза события происходят практически непосредственно под выработкой (глубины от сотен метров до двух км) [Еманов и др., 2015].

На рис. 5 представлен ряд сейсмологического мониторинга разреза Бачатский. Точками обозначены техногенные землетрясения. Вертикальная шкала – магниту-

ды, а горизонтальная – время. Развитие сейсмического процесса в районе разреза во времени неоднородно. Наиболее активно сейсмический процесс протекает с 18 июня 2013 г. по октябрь этого же года. Дальнейшая интенсивность сейсмического процесса до лета 2014 г. оставалась на уровне развития этого процесса летом 2012 г. С июня 2014 г. количество техногенных землетрясений увеличилось, а с сентября 2014 г. фиксируются землетрясения с магнитудами более трёх.

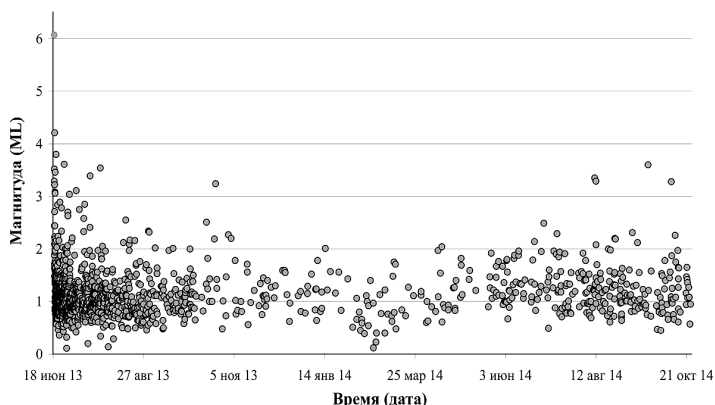


Рис. 5. Распределение во времени и по магнитуде землетрясений, зарегистрированных в районе угольных разрезов Бачатского и Шестаки (2013–2014 гг.)

Наведённая сейсмичность подземных выработок

Техногенные землетрясения сопутствуют добыче угля лавами. В Кузбассе проведены экспериментальные работы с временными сетями станций в районах г. Полысаево [Еманов и др., 2009], шахты «Распадская», на севере Кузбасса, в г. Осинники и во всех случаях зафиксирована техногенная сейсмичность, сопутствующая работающим лавам, а так же сейсмические активизации в местах отсутствия работающих выработок. Основные результаты локальных экспериментов около шахт в Кузбассе представлены в работе [Опарин и др., 2012]. Система мониторинга наведённой сейсмичности обнаруживает целый ряд сейсмических активизаций около шахт, но шахт в Кемеровской области значительно больше, чем обнаруженных сейсмических активизаций. На данный момент идёт работа над тем, чтобы система мониторинга обеспечивала более высокую точность привязки сейсмических активизаций к конкретным предприятиям, а также позволяла обнаруживать процесс зарождения сейсмических активизаций с малыми энергиями событий.

Существование сейсмических активизаций, незаметных для системы мониторинга наведённой сейсмичности, доказывают сейсмологические исследования около шахты «Ерунаковская-8», где в мае 2014 г. в рамках расширения сети станций в Кузбассе выполнялись изыскания, направленные на изучение уровня сейсмических шумов с целью выбора места под строительство стационарной станции. Для этих задач были выставлены три временные сеймостанции в 3–10 км друг от друга, период работы каждой из которых составил около суток.

Несмотря на то, что установка станций была нацелена на изучение шумовых условий, попутно за время регистрации было зафиксировано большое число сейсмических событий. На цифровой записи одной из станций выделяется до десятка

импульсов в час, большинство из которых соответствуют сейсмическим событиям. При этом такого типа запись наблюдается только на одном пункте, в точке в нескольких километрах от неё импульсов на порядок меньше. На указанной станции за период ее работы около 17 часов было зарегистрировано 94 события, на двух других за идентичный промежуток времени – 3 и 8 событий соответственно.

На рис. 6 даны записи события, сверху вниз показаны три компоненты записи – запад-восток, север-юг и вертикальная, а также пиковые скорости грунта (полный вектор скорости). На сейсмограммах уверенно можно выделить вступления продольных, поперечных и поверхностных волн. Разница времен пробега S-P составляет около 0,3 секунды, что соответствует расстоянию от станции до события в пределах первых километров. Для большинства событий наблюдаются отрицательные значения полярности на вертикальной компоненте, что свидетельствует о приходе первого вступления волны разряжения, характерной только для землетрясений, а не для взрывов. На многих записях выделяется низкочастотная поверхностная волна, свидетельствующая о том, что источники волн находятся близко к поверхности.

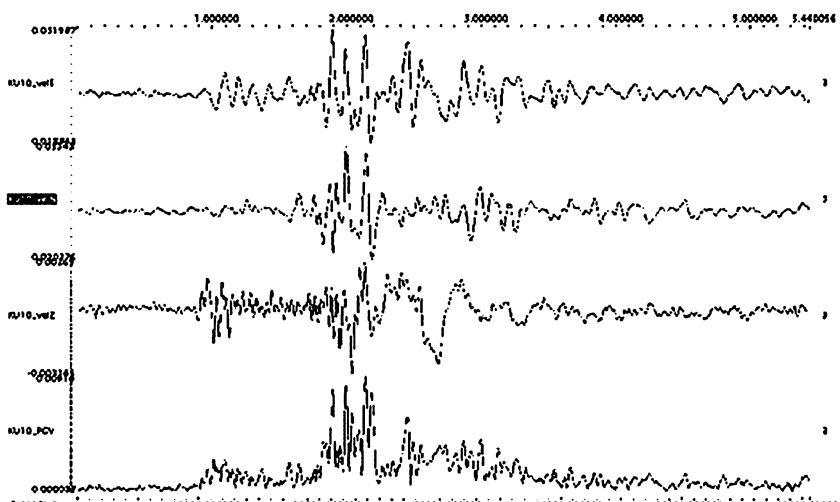


Рис. 6. Пример записи сейсмического события около шахты «Ерунаковская-8» (29 мая 2014 г. 13:39 UTC)

Около ста микроземлетрясений в сутки зафиксировано в районе шахты «Ерунаковская-8». Данный факт является примером существования на малом энергетическом уровне сейсмических активизаций, обнаружение которых позволит прогнозировать дальнейшее развитие сейсмического процесса.

Выводы

Создана система станций и обработки данных, позволяющая контролировать сейсмический процесс в Кузбассе и обнаруживать возникновение и развитие наведённой сейсмичности.

Наиболее сильный сейсмический процесс отмечается в районах населенных пунктов и городов: Польшаево, Бачатский, Осинники, Междуреченск, Малиновка. Для этих районов, за исключением пос. Малиновка, имеются подтверждения фак-

та существования наведенной сейсмичности исследованиями с временными сетями сейсмостанций.

Менее активные сейсмические активизации зафиксированы в районе добычи угля с запада от г. Новокузнецка и в районе шахты «Берёзовская» с северо-востока от г. Кемерово. В районе шахты «Ерунаковская-8» обнаружена микросейсмичность до ста событий в день с энергиями, позволяющими регистрировать большинство событий на удалениях только в первые километры от шахты.

Однозначно установлено, что наведенная сейсмичность в Кузбассе доминирует над природной сейсмичностью, и сейсмическая опасность в значительной степени должна корректироваться с учетом наведенной сейсмичности.

Литература

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН, 2015. 364 с.

Еманов А.А., Корабельщиков Д.Г., Дзюбарова Ю.О., Дураченко А.В. Развитие программно-аппаратного комплекса автоматизированного сбора хранения и обработки сейсмологических данных сети станций Алтае-Саянского региона: ретроспектива, анализ и перспектива / 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири: тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием (г. Новосибирск, 21–25 октября 2013 г.). Новосибирск: 2013. С. 48–53.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Сёмин А.Ю. Сейсмические активизации при разработке угля в Кузбассе // Физическая мезомеханика, 2009. Т. 12, № 1. С. 37–43.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Селезнев В.С., Манушина О.А., Смоглюк А.С., Шевкунова Е.В. Техногенная сейсмичность шахты «Распадская» // Землетрясения России в 2010 году. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 90–95.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Манушина О.А., Демидова А.А., Ворона У.И., Смоглюк А.С. Наблюдения временными сетями: Экспериментальные исследования триггерных эффектов в развитии наведенной сейсмичности в Кузбассе // Землетрясения России в 2009 году. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 92–102.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г. Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г., $M_L = 6,1$) // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2014. № 2. С. 59–67.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В., Шевкунова Е.В., Подкорытова В.Г. Эпицентральная область Бачатского землетрясения 18.06.2013 г. С $M = 5,1$ (Кузбасс) в 2013–2014 гг. // Землетрясения России в 2013 году. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 103–108.

Опарин В.Н., Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Фатеев А.В., Колесников Ю.И. и др. Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в областях сильного техногенного воздействия / отв. ред. Н.Н.Мельников. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. 632 с.

Фатеев А.В., Еманов А.Ф., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В. Эксперименты по обнаружению наведенной сейсмичности на севере Кузбасса // Землетрясения России в 2010 году. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 87–89.

Hanka, W., Saul J., Weber B., Becker J., Harjadi P., Fauzi, GITEWS Seismology Group. Real-time earthquake monitoring for tsunami warning in the Indian Ocean and beyond // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2010. Vol. 10. P. 2611–2622.

УДК 622.831.1

МАССОВОЕ ДИНАМИЧЕСКОЕ ОБРУШЕНИЕ ПОРОД НА РУДНИКЕ ВЕРХНЕКАМСКОГО КАЛИЙНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Барях, В.А. Асанов, И.Л. Паньков

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Горный институт
УрО РАН, Пермь

Определены условия разрушения конструктивных элементов камерной системы разработки соляных пород в динамической форме.

Введение

Обеспечение безопасных условий ведения горных работ при подземной разработке сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения калийных солей (ВКМКС) связано с проблемой предотвращения прорыва поверхностных вод в подземные горные выработки. Это достигается использованием камерной системы разработки с поддержанием вышележащих пород на междукамерных ленточных целиках.

Соляные породы ВКМКС (каменная соль, сильвиниты, карналлитовая порода) представлены полиминеральными агрегатами и характеризуются выраженной пластичностью и склонностью к ползучести. При стандартных лабораторных испытаниях разрушение образцов соляных пород, как правило, происходит в квазистатической форме с выходом на запредельную стадию деформирования. В аналогичном режиме обычно разрушаются и основные несущие элементы камерной системы разработки – междукамерные целики. В зависимости от размеров целиков (высота, ширина) эти процессы реализуются в течение различных интервалов времени. Вместе с тем, в январе 1995 года на II Соликамском руднике ОАО «Сильвинит» произошло массовое разрушение целиков на площади около 30 га. На поверхности земли мгновенно сформировалась мульда сдвижения размерами 450×450 м и глубиной 4,5 м, в краевой части которой на поверхности образовались открытые трещины. Сейсмическими станциями, ближайшая из которых находилась на расстоянии 400 км, данное событие было зарегистрировано как землетрясение с магнитудой $M = 3,8$. При визуальном обследовании доступной периферийной зоны обрушения фиксировались полные разрушения целиков, обрушения потолочин, вывалы карналлитовых пород вышележащих пластов на высоту до 10–15 м. На аварийном

участке были отработаны два и, частично, три сильвинитовых пласта. Суммарная вынимаемая мощность при трехпластовой выемке составила 16 м, а с учетом междупластий – 28,3 м. Глубина ведения горных работ – 320 м. Авария такого типа произошла впервые за всю многолетнюю историю разработки ВКМКС, что предопределило необходимость ориентированного и планомерного исследования причин динамического разрушения соляных пород и конструкций.

Расчет собственной частоты камерного блока, выполненный для горнотехнических условий отработки рабочих пластов на участке обрушения, позволил оценить ее минимальное значение в 2500 Гц, что существенно выше частот сейсмических волн и реализация резонансных режимов их колебаний вряд ли возможна. В этой связи такая причина массового обрушения пород, как землетрясение, является весьма проблематичной. Возникает вопрос о техногенной природе данного события.

Исходные положения

Для оценки потенциальной удароопасности основных разновидностей соляных пород (каменная соль, сильвиниты, карналлит) использован комплекс деформационных и энергетических критериев [Инструкция..., 1980], определяемых на основе анализа полных диаграмм деформирования образцов. Анализ результатов показал, что при стандартных условиях нагружения (скорость нагружения – 1,0 мм/мин, $h/d = 2,0$) показатели хрупкости соляных пород не достигают критических значений, то есть они не являются удароопасными породами. Наиболее склонными к хрупкому разрушению являются карналлитовые породы (показатели их потенциальной удароопасности близки к критическим значениям). Лабораторными исследованиями установлено, что на процесс деформирования и разрушения соляных пород большое влияние оказывают форма образцов и условия приложения нагрузки. Так с увеличением отношения высоты образца к его диаметру (h/d) снижается прочность ($\sigma_{сж}$) и величина разрушающей деформации (ϵ_p). Модуль деформации (E) изменяется незначительно, а модуль спада (M) возрастает в несколько десятков раз, что свидетельствует о повышении способности к хрупкому разрушению [Барях, Константинова, Асанов, 1996].

Характер разрушения соляных пород также существенно зависит от скорости приложения нагрузки. Это, в первую очередь, выражается в резком увеличении модуля спада с ростом скорости деформирования, что указывает на увеличение потенциальной возможности реализации динамического разрушения соляных пород.

Форма разрушения образцов во многом определяется жесткостью нагружающей системы. Если жесткость нагружающей системы превышает жесткость разрушаемого материала (образца), то наблюдается контролируемый процесс разрушения с плавным переходом через максимум нагрузки и регистрацией всей запредельной ветви диаграммы деформирования. При «мягком» режиме нагружения (жесткость нагружающей системы меньше, чем жесткость разупрочнения образца) реализуется динамическое разрушение за счет потенциальной энергии сжатия, накопленной в нагружающей системе. Аналогичные процессы могут происходить в массиве. Для оценки критической величины модуля разгрузки вмещающих пород, при которой существует опасность динамического разрушения целиков, выполнена серия лабораторных экспериментов по деформированию сильвинитовых образцов различной высоты. Жесткость нагрузочного устройства варьировалась за счет изменения рас-

стояния между опорами пакета плоских пружин и вычислялась, как $N_p = P/\Delta v$, где P – нагрузка на пружину, Δv – соответствующий ей прогиб.

По жесткости балочного пружинного устройства рассчитывался аналог модуля упругой разгрузки вмещающих пород $E_p = N_p \cdot (h/2)$, где h – высота образца. Для каждой партии образцов определяли критические значения E_p , при которых реализуется хрупкое разрушение соляных пород [Асанов, Паньков, Гурко, 2004]. Исследования показали, что с увеличением отношения высоты образца к его диаметру и снижением величины локальной жесткости вмещающих пород опасность перехода к динамическим формам разрушения возрастает (рис. 1).

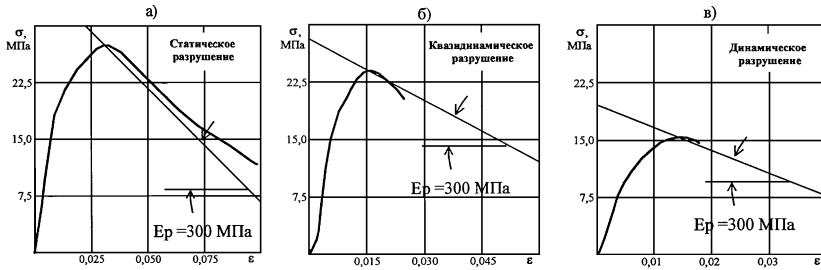


Рис. 1. Обобщенные кривые деформирования образцов сильвинита при h/d : а – 1,1; б – 1,5; в – 2,8

Установленные закономерности разрушения соляных пород могут быть распространены и на междукammerные целики. В соответствии с теорией горных ударов [Петухов, Линьков, 1983] для реализации динамической формы разрушения междукammerных целиков необходимым и достаточным является одновременное выполнение двух условий: 1 – действующая на целик нагрузка достигает предела его несущей способности; 2 – жесткость целика на запредельном участке деформирования превышает жесткость вмещающих пород.

В математическом отношении это выражается в выполнении двух неравенств:

$$P_n \geq P_m \text{ и } N \geq N_n, \quad (1)$$

где P_n – фактическая нагрузка на целик; P_m – значение предельной для целика нагрузки; N_n – «локальная» жесткость вмещающих пород в месте расположения целика; N – жесткость разупрочнения целика.

Для ленточных целиков жесткость разупрочнения определяется согласно соотношению

$$N = M \frac{b}{m},$$

где m – высота целика, M – модуль спада, зависящий от коэффициента формы и скорости деформирования целика.

Анализ условий, при которых возможно динамическое разрушение целиков

Результаты натурных наблюдений за состоянием конструктивных элементов камерной системы разработки и лабораторные исследования соляных пород при различных режимах нагружения позволяют априорно сформулировать предпосылки, определяющие потенциальную возможность динамического разрушения между-

камерных целиков. Первая из них связана с ростом во времени отношения высоты целика к его ширине, которая обусловлена увеличением высоты камер за счет обрушения кровли и постепенного разрушения краевой части целиков. При многопластовой отработке «высокий» междукамерный целик может сформироваться также вследствие разрушения междупластья. Это приводит, с одной стороны, к снижению несущей способности целика, а с другой – к увеличению жесткости его разупрочнения. Второй предпосылкой хрупкого разрушения целика является высокая скорость приложения нагрузки (так называемое мгновенное нагружение), которая обуславливает значительное повышение жесткости разупрочнения. При камерной системе разработки скорость деформирования целиков весьма низкая и обычно не превышает 10^{-8} – 10^{-9} 1/с. В этом случае динамическое разрушение даже очень высоких целиков вряд ли следует ожидать. Рост скорости нагружения возможен только вследствие каких-либо чрезвычайных обстоятельств, например, при внезапном обрушении междупластья. В этом случае вследствие резкого снижения несущей способности целика за счет увеличения его высоты происходит мгновенная его пригрузка, что эквивалентно высокой скорости деформирования.

Для оценки возможности реализации процессов разрушения междупластий выполнен анализ напряженно-деформированного состояния конструктивных элементов камерной системы разработки применительно к трехпластовой отработке сильвинитовых пластов. Решение проводилось в упругой постановке по стандартной схеме метода конечных элементов [Baryakh, Eremina, Gheghin, Asanov, 1997]. Результаты математического моделирования показали, что в породах междупластья формируются зоны горизонтальных растягивающих напряжений и вертикальных деформаций растяжения. Это свидетельствует о том, что одновременно могут иметь место два вида разрушения, с одной стороны, это расслоение по контактам слоев, а с другой – их растрескивание за счет образования трещин субвертикальной ориентации. Сам этот процесс развивается постепенно, а вот потеря междупластьем несущей способности, по-видимому, может произойти мгновенно. Толчком к его реализации могут явиться как собственное медленное разрушение структурных элементов междупластья, так и воздействие внешних факторов (например, дополнительная пригрузка от ведения горных работ на соседней панели, сейсмическое воздействие от взрывных работ и т.д.). В этом случае мгновенно формируется «новый» междукамерный целик с большим отношением его высоты к ширине.

Оценка влияния геологических и горнотехнических факторов на величину жесткости вмещающих пород производилась путем численного моделирования напряженно-деформированного состояния элементов камерной системы разработки. Результаты расчетов показали, что ее величина не зависит от вынимаемой мощности и числа отработанных пластов. Для конкретных параметров камерной системы разработки (ширина камер и целиков) локальная жесткость полностью определяется упругими свойствами пород, залегающими непосредственно в кровле обрабатываемых пластов.

Для условий ВКМКС наименее жесткой является толща карналлитовых пород, расположенная над обрабатываемыми сильвинитовыми пластами. Модуль упругости карналлитов варьируется в широком диапазоне и в отдельных случаях может достигать значений менее 1 ГПа. Низкие упругие свойства карналлитов определяют потенциальную опасность динамического разрушения соляных междукамерных целиков.

Экспериментальная проверка возможности динамического разрушения соляных междукамерных целиков осуществлялась методом физического моделирования.

Модели из красного сальвинита размерами $260 \times 260 \times 100$ мм представляли собой камерный блок при двухпластовой выемке. По оси симметрии целиков (границам блока) горизонтальные смещения принимались равными нулю ($U_x = 0$). Это достигалось за счет помещения модели в жесткую металлическую матрицу. В процессе эксперимента производилась запись диаграммы «вертикальная нагрузка – продольная деформация модели». Всего было испытано 8 моделей. Из них две приняты в качестве опорных для интерпретации результатов эксперимента. Первая модель отражала процесс деформирования и разрушения всего камерного блока, вторая – такого же элемента при заранее удаленной потолочине. Испытания остальных шести моделей проводились при принудительном обрушении потолочины путем ее разрушивания коронкой большого диаметра. В этой серии модели отличались мощностью потолочины ($m_n = 20, 50, 70$ мм) и уровнем нагрузки, при которой происходило ее удаление (до предела несущей способности модели, на пределе и за пределом).

Разрушение обеих опорных моделей происходило в квазистатическом режиме без выраженных динамических эффектов (рис. 2). В то же время имеют место очевидные отличительные особенности кривой нагружения 1 (наличие потолочины) от диаграммы 2 (отсутствие потолочины): несущая способность выше более чем в 1,5 раза; модуль спада ниже в 4 раза; секущий модуль деформации больше почти в 1,2 раза, а касательный – в 4. Такое изменение механических характеристик свидетельствует о повышении вероятности динамического разрушения междукамерных целиков при обрушении потолочины.

Рассмотрим вариант, когда жесткость пресса N больше жесткостей разупрочнения модели с потолочиной (кривая 1) и без нее (кривая 2). В идеале при внезапном удалении потолочины может произойти мгновенное падение нагрузки до величины, определяющей несущую способность модели без потолочины (прямая АВ). При этом высвобожденная энергия (U_1) будет характеризоваться площадью треугольника ABC.

Работа, которую необходимо затратить для статического запредельного деформирования модели без потолочины (A_2) определяется площадью фигуры $A'B'C'$. Если высвобожденная энергия превысит эту работу, то будут иметь место динамические эффекты разрушения. Их интенсивность зависит от разности ($U_1 - A_2$). В противном случае при обрушении потолочины деформирование модели продолжается в статическом режиме. Если жесткость пресса (прямая II) окажется меньше жесткости разупрочнения модели без потолочины произойдет ее бурное динамическое разрушение. Высвобожденная при этом энергия определится суммой величин U_1 и U_2 (площадь фигуры $A'C'D'$).

Подчеркнем еще одно обстоятельство. В реальности обрушение потолочины вовсе не означает идеальный переход с диаграммы 1 на диаграмму 2 (см. рис. 2). Скорей всего в этом случае деформирование будет определяться некоторой кривой, расположенной между исходными диаграммами. Сброс нагрузки при удалении потолочины будет меньше, чем это показано на рис. 2. Следовательно, ниже в реальности и величина, высвобожденной при обрушении потолочины, энергии.

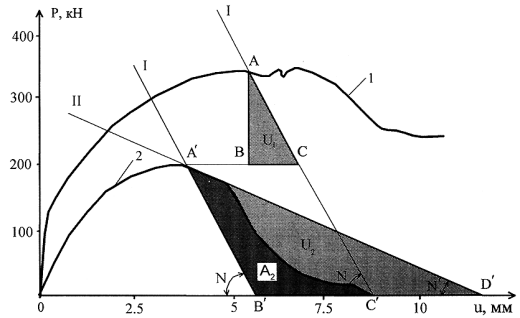


Рис. 2. Диаграммы нагружения модели с потолочиной (1) и без нее (2)

Анализ диаграмм нагружения моделей показал, что выраженные динамические эффекты имеют место при удалении междупластья большой мощности на пределе прочности. При незначительной мощности междупластья наблюдается квазистатический характер разрушения целиков. Это объясняется тем, что при малой мощности потолочины диаграмма деформирования модели близка к кривой нагружения аналогичной системы без междупластья. Сброс нагрузки при обрушении потолочины и, соответственно, выделенная энергия в этом случае настолько малы, что не могут вызвать значительных динамических разрушений.

При обрушении потолочины до предела несущей способности отмечался незначительный спад нагрузки, последующее кратковременное допредельное деформирование и интенсивное квазистатическое разрушение на стадии разупрочнения, обусловленное формированием «высоких» целиков. В случае обрушения междупластья на запредельном участке кривой деформирования динамические эффекты также не наблюдаются, лишь несколько увеличивается наклон кривой разупрочнения. Это связано с тем, что модель находится в разрушенном состоянии, сброса нагрузки не происходит, дополнительная энергия не высвобождается, а жесткость нагружающей системы больше жесткости разупрочнения.

Таким образом, результаты моделирования дают основания утверждать, что в условиях многопластовой выемки вследствие мгновенного обрушения междупластья возможно динамическое разрушение сформировавшихся «высоких» междукамерных целиков. Наиболее интенсивные динамические эффекты будут иметь место, если жесткость разупрочнения целика превысит «локальную» жесткость вмещающих пород. Динамическое разрушение хотя бы одного целика может инициировать лавинообразное развитие этого процесса на всем участке, где подготовлен очаг обрушения потолочин.

Практическая реализация результатов исследований

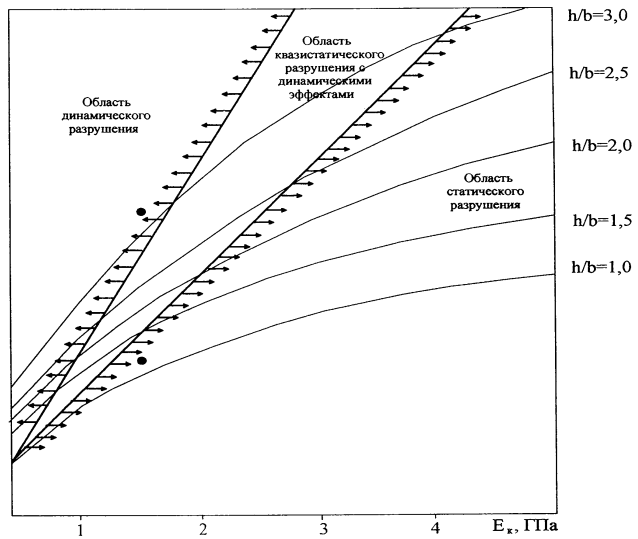
На основе проведенных экспериментов и теоретических исследований разработан методика оценки степени опасности динамического разрушения соляных междукамерных целиков. Разрушение пород в очистных камерах может происходить в следующих формах: статической; квазистатической с динамическими эффектами; высокоэнергетической динамической.

Условия, исключающие реализацию динамической формы разрушения, определяются по номограмме, представленной на рис. 3. Входными параметрами являются: модуль упругости карналлитовых пород (E_k) и отношение условной вынимаемой мощности к средней ширине междукамерного целика ($k = h_e/b_c$). Под условной вынимаемой мощностью (h_e) понимается суммарная мощность всех обрабатываемых пластов и всех технологических междупластий, скорректированная на высоту заполнения очистных камер закладочным материалом.

Средняя ширина междукамерного целика (b_c) принимается равной среднему арифметическому ширины целиков на всех обрабатываемых пластах. Согласно номограмме (рис. 3), если точка с координатой E_k на кривой h_e/b_c попадает в область статического разрушения, то массовое обрушение пород в очистных камерах исключается. В противном случае потенциально возможным является реализация динамической формы разрушения пород в горных выработках.

Результаты на номограмме показывают, что при отношении $h_e/b_c < 1$, вне зависимости от упругих свойств налегающих карналлитовых пород, разрушение междука-

Рис. 3. Номограмма для определения условий, исключающих массовое обрушение пород в очистных выработках



мерных целиков происходит в статическом режиме. Применение мер охраны в виде закладки выработанного пространства также снижает опасность динамического разрушения целиков, вследствие уменьшения условной вынимаемой мощности h_e .

Заключение

В результате обобщения теоретических расчетов жесткости вмещающих пород и экспериментальных критериальных оценок характера разрушения образцов установлены причины, определяющие возможность динамического разрушения междукамерных целиков. Анализ исследований показал, что при отношении условной вынимаемой мощности к средней ширине междукамерного целика менее единицы, вне зависимости от упругих свойств налегающих карналлитовых пород, разрушение междукамерных целиков происходит в статическом режиме. Реализация динамической формы разрушения является возможной при внезапном формировании «высоких» междукамерных целиков в условиях низких упругих характеристик налегающих пород (карналлитов). Применение мер охраны в виде закладки выработанного пространства снижает опасность динамического разрушения целиков, вследствие уменьшения условной вынимаемой мощности.

Литература

- Асанов В.А., Паньков И.Л., Гурко И.В. Хрупкое разрушение соляных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2004. № 2. С. 158–160.
- Барях А.А., Константинова С.А., Асанов В.А. Деформирование соляных пород. Екатеринбург, УрО РАН, 1996. 203 с.
- Инструкция по безопасному ведению горных работ на рудных и нерудных месторождениях, склонных к горным ударам. Л.: ВНИМИ. 1980. 146 с.
- Петухов И.М., Линьков А.М. Механика горных ударов и выбросов. М.: Недра, 1983. 279 с.

Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектрально-временная характеристика сейсмической опасности. М.: Наука, 1984.

Baryakh A., Eremina N., Gheghin A., Asanov B. On possible reasons and consequences of a rock bulk caving in the solikamsk potash mine-2 // *Geotechnika gornicza i budownictwo podzemne.* Wrocla w. 1997. P. 11–18.

УДК 550.34.01

ЭФФЕКТ ТРИГГЕРНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ

Ф.Г. Верховланцев, М.А. Белевская, Т.В. Верховланцева

ГИ УрО РАН, Пермь

В статье рассмотрен вопрос о возможности влияния удаленных землетрясений на сейсмическую активность в рудниках Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (ВКМКС). Проанализировано воздействие землетрясений с очагами из различных сейсмоактивных районов. Показано, что определенная группа землетрясений является спусковым механизмом для сейсмических явлений в рудниках. Получено соотношение между интенсивностью триггерных сейсмических процессов в руднике и эпицентрными расстояниями инициировавших их землетрясений. Определен основной тип сейсмических событий, реализующихся после триггерного воздействия. Для анализа были использованы данные о сейсмичности в пределах шахтных полей рудников СКРУ-1 и СКРУ-2 за 2008–2010 гг.

Введение

Верхнекамское месторождение калийно-магниевых солей (ВКМКС) расположено в районе г. Соликамска Пермского края. Промышленная эксплуатация месторождения началась в 1934 году, в разное время добыча руды велась на 7 рудниках. В настоящий момент горные работы ведутся на пяти шахтных полях рудников ПАО «Уралкалий» – СКРУ-1, 2, 3 и БКПРУ-2, 4. Вследствие неглубокого залегания продуктивных пластов – 300–400 метров от поверхности земли, важнейшим вопросом, обеспечивающим безопасную добычу полезного ископаемого, является сохранение целостности водозащитной толщи.

Одним из методов исследований и контроля напряженно-деформированного состояния подработанного массива является сейсмологический мониторинг [Маловичко и др., 2008]. Он позволяет следить за развитием деформационных процессов и, в опережающем режиме, принимать меры по снижению нагрузки на водозащитную толщу [Malovichko et al., 2013]. Основными критериями контроля являются плотность потока сейсмической энергии и пространственное расположение очагов

сейсмических событий. Ведущийся с 1995 года непрерывный сейсмологический мониторинг предоставил обширные фактические данные о сейсмичности подработанного соляного массива, и позволил сформировать основные представления о сейсмическом режиме ВКМКС [Дягилев и др., 2013].

В калийных выработках выделение сейсмической энергии зависит от возраста выработок. Отмечается ее плавное нарастание в течение 10 лет после отработки и впоследствии остается практически постоянным на протяжении длительного времени, а затем она плавно убывает [Шулаков, 2011]. Таким образом, можно принять, что на большинстве рудников, где имеется множество участков, отработанных десятки лет назад, общий уровень сейсмичности является более менее постоянным, поэтому любое аномальное (2–3 раза) повышение сейсмической активности в течение ограниченного промежутка времени всегда требует объяснения. Впервые предположение о том, что удаленные землетрясения могут являться инициатором роста сейсмической активности в калийном руднике, было высказано нами в 2008 году [Верхоланцев, Белевская, 2008]. В настоящей работе обобщены все результаты, ранее опубликованные нами по исследованию триггерного воздействия удаленных землетрясений на подработанный соляной массив, а также приведены новые данные о пространственном положении инициированных сейсмических событий в пределах шахтных полей рудников и количественные оценки развития триггерного процесса во времени.

Исходные данные и методика исследований

В среднем, локальные сети сейсмологического мониторинга регистрируют 1–2 сейсмических события в день. Обработка поступающих сейсмических данных ведется дежурным оператором в режиме, близком к реальному времени.

В первой декаде мая 2008 года оператором был отмечен всплеск в сейсмической активности на рудниках ОАО «Сильвинит» – 23 события за 6 дней. В данный период произошли два крупных землетрясения – в районе восточного побережья о-ва Хонсю (Япония) 7 мая с магнитудой 7,0 Mb, и катастрофическое Сычуанское землетрясение (магнитуда 7,1 Mb) 12 мая (рис. 1). Поскольку, возможный триггерный эффект был обнаружен на крупных землетрясениях, то для анализа мы

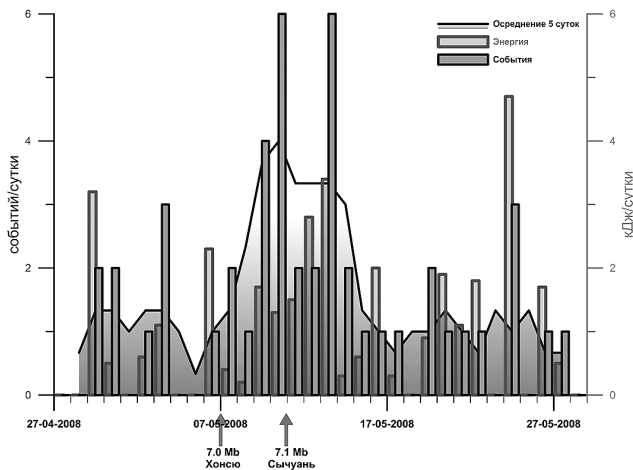


Рис. 1. Количество сейсмических событий и выделение сейсмической энергии в мае 2008 г. для рудников СКРУ-1 и СКРУ-2

отобрали крупные землетрясения с магнитудой M_b более 6,5 для всего земного шара за период с июля 2007 по июль 2008 гг. За этот же период нами были обобщены и уточнены данные по сейсмической активности на рудниках СКРУ-1 и СКРУ-2 ОАО «Сильвинит».

Для анализа возможной связи между удаленными землетрясениями и сейсмической активностью в руднике мы использовали «метод наложения эпох». В качестве критерия сейсмической активности мы взяли отношение (R_E) суммарной выделенной сейсмической энергии ($\sum E$, кДж), рассчитанной в окне длиной 3 суток до времени прихода Р-волны от удаленного землетрясения на рудник, к аналогичной величине, рассчитанной в окне той же длины после прихода данной волны. Определенную трудность представлял выбор ширины временного окна для суммирования. С одной стороны, в силу низкого уровня сейсмичности (около 60 событий в месяц), нам представлялось необходимым для более достоверного результата взять более широкое окно. С другой стороны, необходимо было избежать наложения влияния соседних землетрясений, поэтому интервал более трех суток брать было нецелесообразно.

В результате нами было отобрано 24 крупных ($M_b > 6,5$) землетрясения и 260 сейсмических событий во временных окнах, соответствующих данным землетрясениям. Суммарная сейсмическая энергия, выделенная в окне 3 суток до землетрясения, составила 102 кДж, в окне 3 суток после – 118 кДж. Отношение $R_E = 1,18$. Таким образом, мы видим, что, хотя и есть некоторое увеличение выделенной сейсмической энергии после землетрясения, оно не составляет тех значений $R_E > 2$, которые мы наблюдали для отдельных землетрясений 07.05.2008 и 12.05.2008 гг. Представляется очевидным, что, либо зависимость имеет не регулярный характер, либо, скорее всего, имеют влияние факторы, которые мы ранее не учитывали. Несомненным фактором, влияющим на возможность регистрации сейсмических событий, является работоспособность сейсмической сети. Однако сопоставление количества работающих сейсмических павильонов и уровня сейсмической активности за более широкий период 2006–2008 гг. (рис. 2) четко показывает, что установленная сеть обеспечивает уверенную регистрацию сейсмических событий даже при временном выходе из строя половины сейсморавильонов.

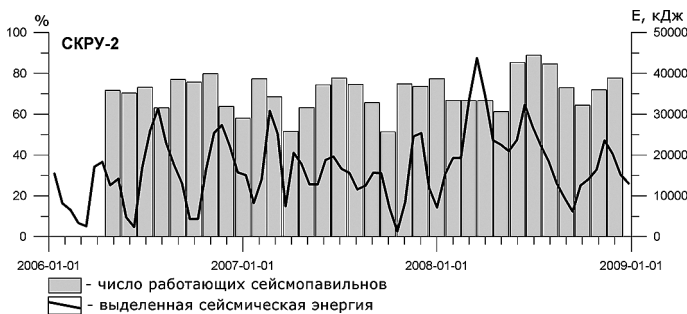


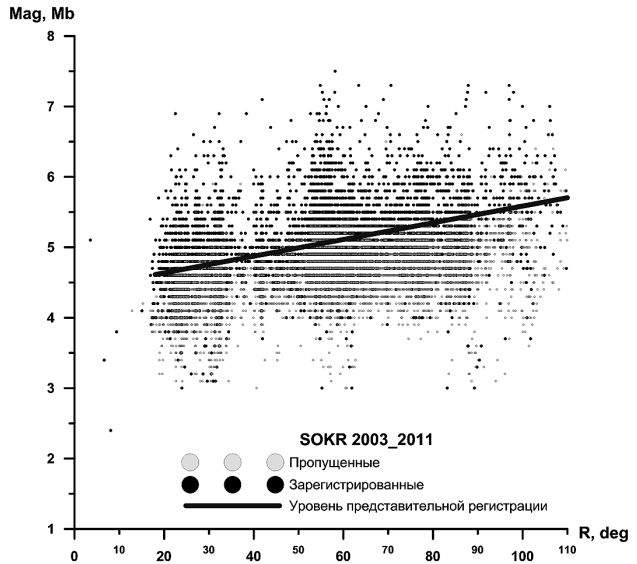
Рис. 2. Сопоставление работоспособности системы сейсмомониторинга и выделенной сейсмической энергии за 2006–2008 годы

Далее мы оценили, какие удаленные землетрясения воздействуют на рудник – с каких эпицентральных расстояний и какой магнитуды. Для решения этой задачи использовался каталог сейсмической станции «Соликаамск» (SOKR), расположен-

ной в шахте рудника СКРУ-2, сопоставленный с каталогом геологической службы США (US GS).

Из совместного анализа каталогов стало очевидным, что на эпицентральных расстояниях от 20 до 35 градусов мы имеем некие сейсмогенерирующие зоны, в которых происходит достаточно большое количество землетрясений с магнитудой $M_b > 5$, и которые ощущаются на территории Верхнекамского месторождения. Магнитуды этих землетрясений лежат выше уровня представительной регистрации для сейсмической станции «Соликамск» (рис. 3).

Рис. 3. Возможности регистрации землетрясений сейсмической станцией SOKR



Было предложено рассмотреть, влияют ли данные землетрясения на сейсмическую активность в рудниках ВКМКС, и если да, то как.

Для получения более устойчивого результата мы существенным образом расширили временной диапазон используемых для анализа данных – были использованы каталоги сейсмических событий для рудников СКРУ-1 и СКРУ-2 за полных три года – 2008, 2009 и 2010 гг. Кроме того, нами было сужено временное окно с 6 до 5 суток, которое мы использовали в «методе наложения эпох». С учетом опыта предыдущих исследований стало очевидным, что сейсмичность на руднике выходит на «фоновый» уровень в течение 60 часов после времени регистрации землетрясения. Из каталога USGS в анализ мы взяли только те землетрясения, которые были зарегистрированы сейсмической станцией SOKR, то есть, по нашему представлению, имели амплитуды колебаний выше среднего уровня шумов на руднике. Также для удобства работы мы использовали принцип группировки землетрясений в некие сейсмогенерирующие зоны, в зависимости от тектонической обстановки, которые использовались в каталоге USGS. В нашем случае эти сейсмогенерирующие зоны дают также разные эпицентральных расстояния, что использовалось при анализе. Таким образом, нами было отобрано 109 землетрясений с $M_b > 5$, произошедших за трехлетний период на эпицентральных расстояниях $\Delta < 35^\circ$, которые не накладываются друг на друга во временном окне длиной 5 суток. Общее количество сейсмических событий, которые были использованы в анализе, составило 727.

Основные результаты

В Таблице представлены значения R_E для землетрясений из различных сейсмогенерирующих зон, и соответствующих им эпицентральных расстояний. В общем случае, после прохождения волн от удаленных землетрясений, попадающих в определенный нами диапазон эпицентральных расстояний, наблюдается рост выделенной сейсмической энергии примерно в полтора раза. Таким образом, мы видим, что удаленные землетрясения «провоцируют» активизацию сейсмических процессов в руднике. Нами была рассчитана так же величина R_S , являющаяся аналогом R_E , только для количества событий. Видно, что количество собственно событий увеличивается не так значительно, а возрастает именно выделенная энергия, основной вклад в которую дают только наиболее крупные события.

Таблица

Инициирование сейсмических событий в калийном руднике землетрясениями в диапазоне эпицентральных расстояний $\Delta < 35^\circ$ (данные по рудникам СКРУ-1 и СКРУ-2 за 2008–2010 гг.)

Регион	Количество землетрясений	Количество событий	$\Delta, ^\circ$	R_E	R_S
Острова Ян Майден	7	48	27,6–32,1	1,35	1,4
Южный Иран	13	98	26,1–33,3	1,22	1,09
Пакистан	22	182	28,8–34,9	1,66	1,11
Сынцзянь	36	184	21,4–25,3	1,59	1,04
Южный Сынцзянь	21	139	24,9–27,9	1,61	1,2
Таджикистан-Сынцзянь	10	76	18,2–22,4	1,64	0,92
Все землетрясения	109	727	18,2–34,9	1,52	1,26

Интересным оказался тот факт, что триггерный эффект существенным образом зависит от расстояния до эпицентра землетрясения. Нами был построен график, отражающий данную зависимость (рис. 4), а также получено ее формализованное представление:

$$R_E(\Delta) = -0,095\Delta + 4,275 \quad (1)$$

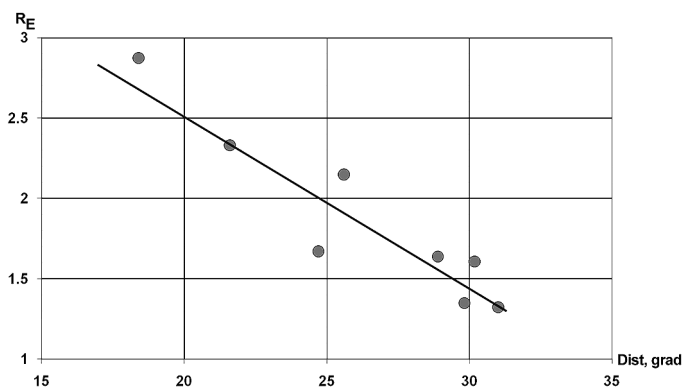


Рис. 4. Зависимость параметра R_E от расстояния до эпицентра «иницирующего» землетрясения

Из графика видно, что есть группа землетрясений на самых близких эпицентральных расстояниях ($\Delta < 22^\circ$), для которых значение R_E составляет более 2,5. Это Сынцзяньские землетрясения. Поскольку для этих землетрясений триггерный эффект проявляется наиболее ярко, для них мы решили провести более детальный анализ – рассмотреть процесс во времени и пространстве, с целью получения формализованных представлений.

Представленный график (рис. 5) ярко иллюстрирует, что после «инициации» подработанного массива землетрясением резко возрастает поток сейсмической энергии в руднике, а затем затухает, подобно закону Омори для афтершоковых последовательностей. Распределение «иницированных» событий в пространстве также не является случайным, чаще всего, они привязаны к геодинамически активным зонам и характеризуются повышенной энергией (рис. 6). При анализе сейсмограмм, соответствующих собы-

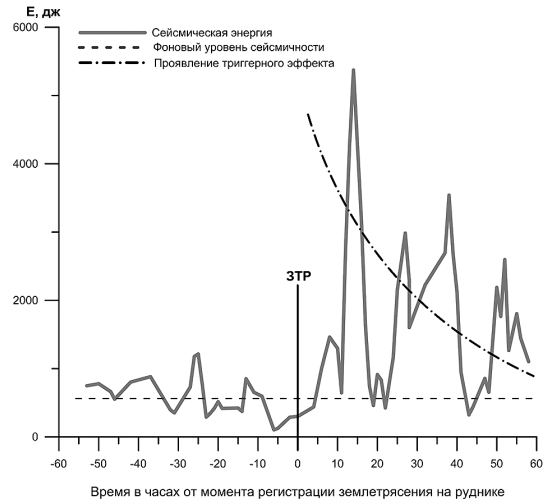


Рис. 5. Выделенная сейсмическая энергия на руднике СКРУ-2 относительно времени регистрации Сынцзяньских землетрясений в 2008 г. с показателем $R_E > 2,5$

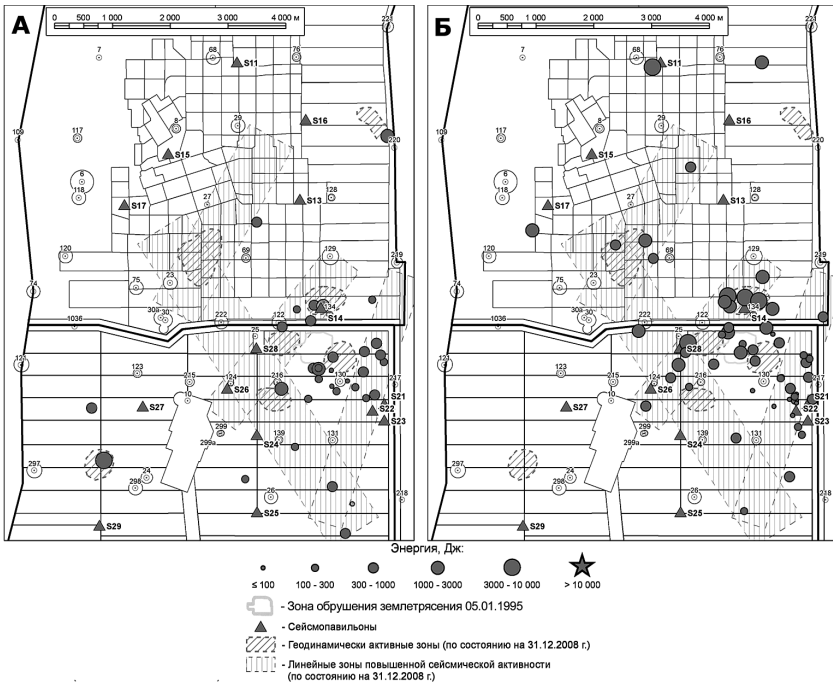


Рис. 6. Положение эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных на СКРУ-1, 2 до (А) и после Сынцзяньских землетрясений 2008 года с показателем $R_E > 2,5$ (Б)

тиями, реализующимся при триггерном эффекте установлено, что основной вклад в увеличение сейсмической энергии после времени регистрации землетрясения на руднике вносят крупные низкочастотные события. Именно за их счет существенно возрастает выделенная сейсмическая энергия. В работе [Маловичко, 2004] показано, что на рудниках ВКМКС реализуются сейсмические явления четырех основных типов: 1. Внезапное разрушение почвы; 2. Прорастание сдвиговой трещины в надсолевой толще; 3. Хрупкое разрушение целика; 4. Локальное обрушение кровли.

Каждому очаговому процессу соответствуют свои характерные сейсмические записи. Наибольшая сейсмическая энергия среди вышеперечисленных событий выделяется при локальном обрушении кровли. А синтетические сейсмограммы, рассчитанные для очага с механизмом локального обрушения кровли, соответствуют реальным сейсмограммам событий, вносящих основной вклад в триггерный эффект. Таким образом, мы можем говорить о том, что прохождение волн от удаленных землетрясений активизирует ранее подготовленные очаги крупных

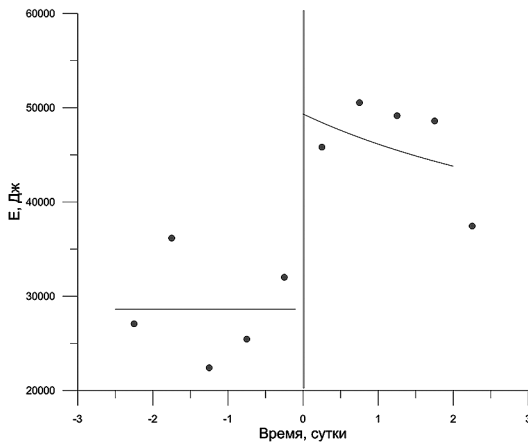


Рис. 7. График выделения суммарной сейсмической энергии относительно времени регистрации землетрясения

сейсмических явлений, связанных, чаще всего, с локальными обрушениями кровли горных выработок.

Для параметризации развития триггерного эффекта во времени, были использованы все данные о сейсмических событиях, представленные в Таблице. Они отображены в виде графика суммарной выделенной сейсмической энергии относительно времени прихода волны от землетрясения (рис. 7). В среднем значения сейсмической энергии, выделившейся в течение 2,5 суток после землетрясения, в 1,5 раза больше фоновых величин, наблюдавшихся до прихода телесейсмических волн. Величина P_0 ,

которая характеризует среднесуточный уровень фона, равна $2,22 \cdot 10^{-5}$ Дж/м². После прохождения сейсмической волны происходит активизация сейсмических процессов в массиве, что выражается в виде мгновенного роста выделения сейсмической энергии ($k = 1.72$). Далее происходит постепенное затухание в течение 2.5 суток согласно зависимости, имеющей вид закона Омори. В результате аппроксимации полученных данных получены коэффициенты этой зависимости. Таким образом, нормированное действие фактора удаленных землетрясений согласно модели, предложенной в [Верхоланцева, Дягилев, 2015], может быть описано в виде

$$F(t, t_0) = \begin{cases} 0,58, & \text{при } t < t_0, t > t_0 + 2.5 \\ \frac{1}{1 + 0.182 \cdot (t - t_0)}, & \text{при } t_0 < t < t_0 + 2.5 \end{cases} \quad (2)$$

где t – время в сутках, t_0 – момент прихода волны от землетрясения.

Выводы

Для условий ВКМКС одним из факторов, повышающим уровень сейсмичности в узком временном промежутке до 3 суток, является триггерный механизм. Главный вклад в триггерный эффект дают очаги удаленных землетрясений с $M_b \geq 5$ на эпицентральных расстояниях до 3800 км. Прохождение упругих волн от удаленных землетрясений нарушает геодинамическое равновесие в напряженно-деформированном соляном массиве, что влечет повышение выделения сейсмической энергии в ослабленных зонах. Основным типом триггерных сейсмических событий является обрушение кровли горных выработок. Полученные на основании эмпирических данных формализованные представления зависимости триггерного эффекта от расстояния до очага инициирующего землетрясения и развития процесса во временной области, позволяют использовать их в математической модели, описывающей сейсмический режим рудников.

Литература

Верхоланцев Ф.Г., Белевская М.А. О влиянии крупных землетрясений на сейсмическую активность в рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей (на примере ОАО «Сильвинит») // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей Международной сейсмологической школы. – Обнинск: 2008. С. 30–34.

Верхоланцева Т.В., Дягилев Р.А. Параметризация модели влияния различных факторов на сейсмичность калийных рудников // Геофизика. № 5, 2015. С. 12–18.

Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Верхоланцев А.В., Глебов С.В. Мониторинг сейсмических процессов в калийных рудниках: результаты наблюдений и перспективы развития // Горный журнал. 2013. № 6. С. 50–54.

Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Дягилев Р.А. Сейсмологический мониторинг на рудниках верхнекамского месторождения калийных солей // Горный журнал. 2008. № 10. С. 25–29.

Malovichko A.A., Malovichko D.A., Dyagilev R.A., Shulakov D.Y. Multi scale seismicity at potash mines. Fifteen years of seismic monitoring at Verkhnekamskoe Deposit // Rockbursts and seismicity in mine. Obninsk-Perm: 2013. P. 463–473.

Маловичко Д.А. Изучение механизмов сейсмических событий в рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей: диссертация на соискания ученой степени кандидата физико-математических наук. Москва: 2004. 178 с.

Шулаков Д.Ю. Сейсмологический мониторинг геодинамических процессов в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей: диссертация на соискания ученой степени кандидата технических наук. Пермь: 2011. 167 с.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГОРНОТЕХНИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОТРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Т.В. Верховланцева, Р.А. Дягилев

ГИ УрО РАН, Пермь

Сейсмологические наблюдения на калийных рудниках Верхнекамского месторождения начались с 1995 г. после Соликамского землетрясения, эпицентр которого располагался на отработанной территории калийного рудника СКРУ-2. В статье предложена математическая модель описания влияния природных и техногенных факторов на сейсмический режим калийных рудников. Рассмотрены два основных горнотехнических фактора, оказывающих влияние на уровень сейсмической активности, – это возраст горных выработок и количество отработанных пластов. Для каждого из перечисленных факторов найдены количественные значения параметров математической модели.

Введение

Безопасная разработка любого месторождения полезного ископаемого обеспечивается комплексом горнотехнических мероприятий и геофизических исследований. Сейсмологический мониторинг является одним из методов исследования и контроля напряженно-деформированного состояния подработанного массива. Так, на Верхнекамском месторождении калийных солей (ВКМКС) сейсмологический контроль проводится с 1995 года. Всего на рудниках ВКМКС в период с 1995 до начала 2015 гг. зафиксировано более 11 тысяч сейсмических событий с энергией от единиц Дж до 100 кДж.

В ходе наблюдений установлено [Shulakov, Verkholtantseva, 2013], что уровень сейсмичности зависит от целого ряда горнотехнических параметров отработки месторождения (возраст горных выработок, количество обрабатываемых пластов, проведение закладочных работ, их возраст и др.). Локальное повышение выделившейся сейсмической энергии отмечается и при проведении взрывных работ [Дягилев и др., 2013]. Также на сейсмичность в руднике оказывают влияние природные факторы. Среди них можно выделить воздействия удаленных землетрясений. Прохождение сейсмических волн от сильных удаленных очагов через подработанный соляной массив нарушает его неустойчивое равновесие и вызывает активизацию сейсмических процессов в ослабленных зонах [Верхоланцев, Белевская, 2011].

Полученные результаты в работах [Верхоланцев, Белевская, 2011; Дягилев и др., 2013; Shulakov, Verkholtantseva, 2013] позволили выразить влияние различных факторов в виде математической модели [Верхоланцева, Дягилев, 2015], которая имеет вид:

$$P(t, t_0) = P_0 \cdot k \cdot F(t, t_0), \quad (1)$$

где P – параметр сейсмичности (плотность выделения энергии или плотность событий); P_0 – первоначальное или максимальное значение данного параметра (в зависимости от фактора); k – масштабный коэффициент, который задает значимость вносимых фактором изменений; $F(t, t_0)$ – зависимость, описывающая характер влияния фактора во времени, нормированная на диапазон от 0 до 1; t_0 – время начала действия фактора.

При определении количественных значений параметров модели ($P_0, k, F(t, t_0)$) появится возможность прогнозировать негативные явления на новых участках ведения горных работ, заранее идентифицировать проблемные участки и планировать на них превентивные мероприятия.

Одним из основных факторов, влияющих на сейсмический режим калийных рудников, является наличие горных выработок, то есть вариации сейсмической активности должны быть в значительной степени обусловлены изменениями в горнотехнических условиях, и анализировать динамику сейсмической активности следует в комплексе с режимом ведения горных работ. Стоит отметить, что схема разработки месторождения, используемая на рудниках ВКМКС, достаточно сложна, и прямое сопоставление всех горнотехнических условий с микросейсмической активностью не позволяет сходу решить поставленную задачу. Для того чтобы попытаться различить влияние какого-то одного фактора, необходимо изолировать его от остальных. Сейсмичность на калийных рудниках, как показывает практика наблюдений, не связана с ведением текущих горных работ, но реализуется на отработанных участках позже, в течение нескольких лет. Поэтому главным среди горнотехнических факторов является возраст горных выработок. Определив характер его влияния, можно перейти к выявлению влияния других, менее значимых.

Методика исследования

Для проведения расчетов зависимости уровня сейсмической активности от горнотехнических параметров был создан проект на основе программного продукта ArcGIS. В качестве параметра, характеризующего сейсмичность, использовалась плотность выделения сейсмической энергии E_s , рассчитанная для временных интервалов продолжительностью один год [Шулаков, 2012]. Для исследования была выбрана территория шахтных полей Первого Соликамского (СКРУ-1) и Второго Соликамского (СКРУ-2) рудников, так как для них есть наиболее полные данные по параметрам отработки. Эта территория ограничена, с одной стороны, регистрационными возможностями сейсмической сети, с другой – границами ведения горных работ. Отчасти данные параметры территориально не перекрываются. Областями, для которых выполнялся статистический анализ, были выбраны те участки шахтных полей, где выполнялось условие наличия не менее 5 сейсмических событий на участке радиусом 400 м. Из них были исключены участки на северо-восточной окраине шахтного поля СКРУ-2, где сейсмическая активность связана преимущественно с последствиями техногенного землетрясения 1995 года.

В качестве горнотехнических параметров использовались исходные данные в формате MapInfo, предоставленные ПАО «Уралкалий» (актуальность на июль 2014 года). При этом для дальнейшей корректной работы с этими данными проводился ряд операций (на основе приложения ArcToolbox): конвертирование исходных данных из формата MapInfo в формат Shape-file; проверка и исправление геометрии исходных векторных данных; проверка и при необходимости исправление ошибок в

данных по году отработки, году и типу закладки в соответствии с журналами с параметрами отработанных камер и закладочных работ; присвоение ID-номера каждой отдельной камере для определения ее влияния и для подсчета среднего значения плотности выделения сейсмической энергии.

На каждом из этапов проводилась проверка проделанных процедур. Для определения средней плотности выделения сейсмической энергии для каждой отдельной камеры за один год был использован ГИС-инструмент «Зональная статистика». Данный инструмент вычисляет статистику для каждой зоны, определенной набором данных зоны на основе значений из другого набора данных (растр значений). Зона – это все ячейки растра, которые имеют одно значение независимо от того, являются ли они непрерывными или нет. В качестве зон были выбраны данные по горнотехническим параметрам, в качестве растра значений – непрерывные карты плотности выделения сейсмической энергии. Тип выходных данных определяется типом вычисляемой выбранной статистики и типом входных значений. На выходе для каждой зоны вычисляются минимум, максимум, среднее значение, медиана, диапазон, стандартное отклонение, меньшинство (наименее часто возникающее значение) и большинство (наиболее часто возникающее значение). Необходимо учитывать, что операция выполняется, если площадь отдельно взятой зоны больше одной ячейки растра.

Возраст горных выработок

Соляные породы обладают ярко выраженными реологическими свойствами, которые проявляются в способности деформироваться со временем под действием постоянных усилий (собственно ползучесть), в снижении напряжения при постоянной деформации (релаксация) и в изменении прочности при длительном действии нагрузки (длительная прочность) [Барях, 2008]. Накопление деформаций неизбежно приводят к разрушению приконтурного массива, и, следовательно, повышению микросейсмической активности.

Ранее в работе [Верхоланцева, Дягилев, 2015] получены зависимости, описывающие влияние возраст горных выработок при двух- и трехпластовой отработке (рис. 1). Данные результаты показали, что возрастание микросейсмической активности происходит неравномерно и достигает максимума через 20–40 лет после отработки в зависимости от пласта и рудника. После идет постепенное затухание сейсмического процесса. При описании такого неравномерного поведения массива достаточно трудно подобрать простой тип зависимости, адекватно отражающий суть происходящих изменений. Зарегистрированная микросейсмическая активность в данном случае отражает процессы деформации и разрушения приконтурного массива, которые выражаются в оседании земной поверхности. В работах [Сокола-Шевёла, 2009; Шулаков, 2011] было доказано наличие прямой линейной корреляционной связи между сейсмической активностью и скоростью оседания земной поверхности. После выемки пород из недр земли начинаются деформационные процессы в вышележащей толще, приводящие к увеличению скорости оседания земной поверхности и росту количества дефектов, которые проявляют себя в виде сейсмических событий, а также горных ударов и даже техногенных землетрясений. Поскольку графики оседаний земной поверхности представляют собой аналоги кривых ползучести [Барях и др., 2005] реальные нарастания оседаний земной поверхности над подработанными калийными залежами предложено описывать формулой:

$$\Phi(t) = \frac{\delta \cdot t^{1-\alpha}}{(1 + e^{\rho-\beta \cdot t})}, \quad (2)$$

где $\Phi(t)$ – функции ползучести; δ , α , ρ , β – реологические параметры среды.

Таким образом, зависимости плотности выделения сейсмической энергии от возраста горных выработок также можно аппроксимировать функцией (2). В связи с тем, что уровень энерговыделения для СКРУ-2 особо не зависит от того, какие пласты отрабатывались совместно, был получен единый для всех вариантов комбинаций пластов параметр P_0 , который оказался равным 3,686 Дж/100 м² для возраста 30 лет. Характер влияния возраста горных выработок на уровень сейсмической активности при этом описывается следующей функцией:

$$F(t, t_0) = \frac{0,246 \cdot (t - t_0)^{0,978}}{1 + e^{(0,628+0,0379 \cdot (t-t_0))}}, \quad \text{при } t > t_0 \quad (3)$$

При сравнении поведения графиков для шахтного поля СКРУ-1 (рис. 1) можно увидеть, что уровень средней плотности выделения сейсмической энергии для

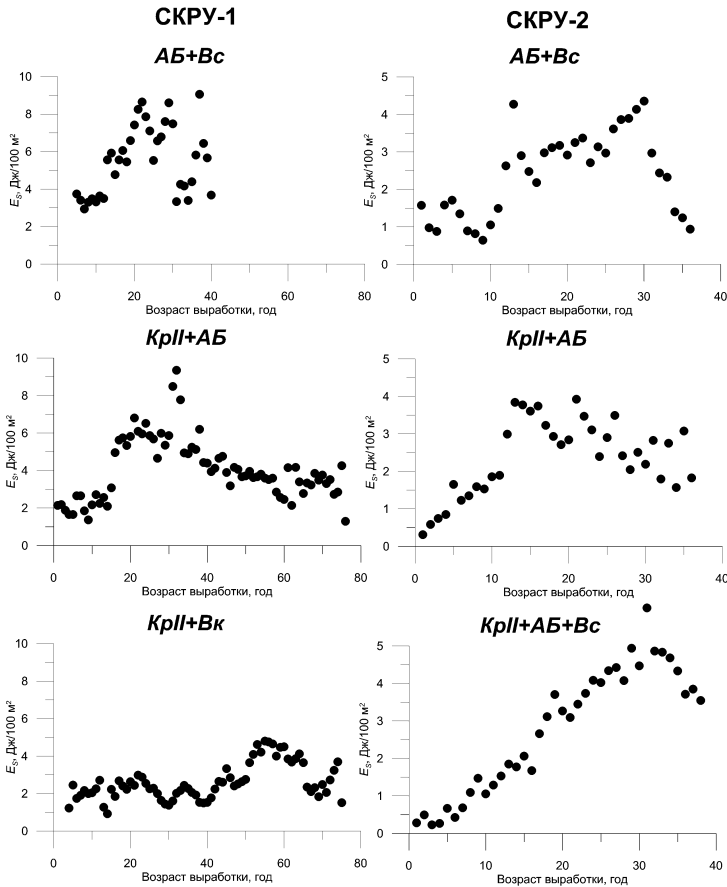


Рис. 1. Зависимость плотности выделения сейсмической энергии от возраста горных выработок (старейший в каждом сочетании) при двух- и трехпластовой отработке для шахтных полей СКРУ-1 и СКРУ-2

разных пластов различен, а стадия активного разрушения приходится на разные временные интервалы. Для АБ+Вс максимальные значения плотности выделения сейсмической энергии достигаются в возрасте 28 лет ($P_0 = 7,162$ Дж/100 м²). Функция, описывающая действие фактора времени, имеет вид:

$$F(t, t_0) = \frac{0,108 \cdot (t - t_0)^{1,585}}{1 + e^{(1,328 + 0,0598 \cdot (t - t_0))}} \quad (4)$$

Максимальное энерговыделение для пластов КрII+АБ в возрасте 29 лет со значением $P_0 = 5,684$ Дж/100 м², при этом нормированная функция $F(t)$ имеет вид:

$$F(t, t_0) = \frac{0,128 \cdot (t - t_0)^{1,37}}{1 + e^{(0,997 + 0,051 \cdot (t - t_0))}} \quad (5)$$

Для сочетания пластов КрII+Вк параметр P_0 имеет максимум в возрасте 60 лет и равен 3,331 Дж/100 м². Функция поведения энерговыделения во времени:

$$F(t, t_0) = \frac{0,194 \cdot (t - t_0)^{0,405}}{1 + e^{(-17,784 + 0,233 \cdot (t - t_0))}} \quad (6)$$

Здесь $(t - t_0)$ – время действия фактора в годах, начиная с момента t_0 – начала отработки продуктивного пласта. При $t < t_0$ (до начала отработки продуктивных пластов) сейсмическая активность равна нулю.

Количество отработанных пластов

Вторым значимым горнотехническим фактором, влияющим на уровень сейсмической активности, является количество отработанных пластов и их сочетания. В настоящее время добыча руды ведется на трех продуктивных пластах (КрII, АБ и В), причем извлекаться может от одного до трех пластов в любых комбинациях. Пласт В в разных частях месторождения может быть представлен как сильвинитом (Вс), так и карналлитом (Вк). Таким образом, на рудниках ВКМКС существует 11 вариантов разных сочетаний обрабатываемых пластов. Однопластовая отработка по пластам: КрII, АБ, Вс и Вк; двухпластовая – КрII+АБ, КрII+Вс, КрII+Вк, АБ+Вс и АБ+Вк; трехпластовая – КрII+АБ+Вс и КрII+АБ+Вк. При отработке нескольких пластов междукамерные целики имеют соосное расположение. В таких случаях необходимо вводить ограничения на параметры системы разработки на участках с выявленными или прогнозируемыми аномальными особенностями строения водозащитной толщи (ВЗТ), согласно [Указания..., 2008].

Для получения среднего значения плотности выделения сейсмической энергии по каждому продуктивному пласту и их сочетаниям также был применен инструмент «Зональная статистика». При этом в расчетах учитывались данные только тех камер, где не было произведено закладки, или данные для периодов времени, когда камеры не были заложены. То есть для расчетов использовались данные, попадающие во временной интервал, начиная с года отработки 1-го пласта, заканчивая датой самой ранней закладки. Для возможности дальнейшего сопоставления данных с разновозрастных выработок в параметры сейсмичности вводилась поправка за возраст выработок, согласно зависимостям (3–6). При этом каждое значение параметра сейсмической активности было пересчитано на дату его ожидаемого максимального уровня по формуле:

$$E_{S\text{ ed}} = \frac{E_S(t)}{F(t)}, \text{ при } t > 0 \quad (7)$$

где $E_{S\text{ ed}}$ – скорректированный параметр сейсмичности; $E_S(t)$ – значение плотности выделения энергии в выработке возраста t , полученное инструментом «Зональная статистика»; $F(t)$ – зависимость плотности выделения сейсмической энергии от возраста горных выработок, нормированная на диапазон от 0 до 1; t – время действия фактора в годах. Результаты расчетов и осреднения представлены на рис. 2.

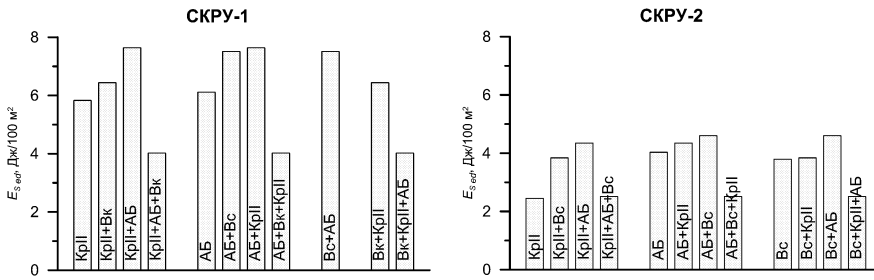


Рис. 2. Зависимость средней плотности выделения сейсмической энергии от отработки продуктивных пластов

Проанализировав рис. 2, можно отметить, что для рудника СКРУ-2 средняя плотность выделения сейсмической энергии в два раза ниже, чем для СКРУ-1. Причиной этому могут служить различия горно-геологических условий и физико-механических свойств подверженных разрушению пород. Наименьшим уровнем микросейсмической активности при однопластовой отработке характеризуются выработки по пласту KpII. Поскольку существенных отличий в параметрах отработки данного пласта от других (извлекаемая мощность, коэффициент нагружения целиков) не наблюдается, логично предположить, что пониженный уровень микросейсмической активности обусловлен особенностями физико-механических свойств пород.

При двухпластовой отработке наблюдается повышение уровня сейсмической активности в 1,1–1,8 раз. Вероятно, это связано с повышением степени нагружения целиков и ростом скорости формирования сейсмических очагов.

Вопреки ожиданиям на участках с трехпластовой отработкой уровень сейсмической активности значительно ниже, чем на участках с одно- и двухпластовой отработкой. Можно предположить, что понижение сейсмической энергии при трехпластовой отработке связано с особыми физико-механическими свойствами пород на данных участках, благодаря которым и стала возможна трехпластовая отработка. Но наиболее вероятной причиной снижения сейсмической активности видится качественное изменение процессов деформации подработанного массива, выражающееся в виде перераспределения энергии между различными видами происходящих разрушений, при этом ее доля, приходящаяся на сейсмичность, существенно сокращается.

Согласно (1) первоначальное значение модельного параметра для фактора количества отработанных пластов P_0 для СКРУ-1 равно 5,97 Дж/100 м², СКРУ-2 – 3,42 Дж/100 м². Масштабный коэффициент k для двухпластовой отработки равен 1,26, для трехпластовой – 0,72.

Заключение

Изучив влияние возраста горных выработок на Верхнекамском месторождении калийных солей, можно отметить, что максимум энерговыделения достигается в возрасте 20–40 лет, после чего идет затухание сейсмического процесса (в зависимости от пласта и рудника). При этом графики изменения уровня сейсмической энергии от возраста горных выработок, как и кривые оседаний, являются аналогами кривых ползучести.

Анализ влияния количества отработанных слоев показал, что двухпластовая отработка дает заметное повышение среднего уровня сейсмической активности, тогда как трехпластовая, наоборот, способствует ее понижению. Понимание и возможность прогнозировать оба феномена имеют важное практическое значение для обеспечения безопасности отработки калийных рудников.

Литература

Барях А.А., Асанов В.А., Паньков И.Л. Физико-механические свойства соляных пород. Пермь: Изд-во Перм. гос. техн. ун-та, 2008. 199 с.

Барях А.А., Телегина Е.А., Самоделкина Н.А., Девятков С.Ю. Прогноз нарастания оседаний земной поверхности при отработке свиты калийных пластов // ФТПРПИ, 2005. № 4. С. 26–34.

Верхоланцев Ф.Г., Белевская М.А. Триггерная сейсмичность на Верхнекамском месторождении калийных солей с 2008 по 2010 годы // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 52–55.

Верхоланцева Т.В., Дягилев Р.А. Модель влияния различных факторов на техногенную сейсмичность калийных рудников // Триггерные эффекты в геосистемах: Тезисы докладов третьего Всероссийского семинара-совещания. М.: ГЕОС, 2015. С. 21.

Верхоланцева Т.В., Дягилев Р.А. Изучение влияния возраста горных выработок на сейсмический режим калийных рудников // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2015. С. 71–74.

Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Верхоланцев А.В., Глебов С.В. Мониторинг сейсмических процессов в калийных рудниках: результаты наблюдения и перспективы развития // Горный журнал, 2013. № 6. С. 50–54

Сокола-Шевёла В. Модели зависимости индуцированной сейсмичности и наблюдаемых деформаций земной поверхности // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2009. № 1. С. 119–130.

Указания по защите рудников от затопления и охране подрабатываемых объектов в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей (технологический регламент). СПб.: ВНИИГ, 2008.

Шулаков Д.Ю. Методика расчета карт плотности выделения сейсмической энергии в условиях пространственно неоднородной сейсмической сети // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2012. С. 360–364.

Шулаков Д.Ю. Сейсмологический мониторинг геодинамических процессов в пределах Верхнекамского месторождения калийных солей: диссертация на соискания ученой степени кандидата технических наук. Пермь: 2011. 167 с.

Shulakov D.Y., Verkholtantseva T.V. Relation between microseismic activity and parameters of mining in the Verkhnekamskoye potash deposit // Rockbursts and seismicity in mines. Proceeding of the 8th International Symposium. Obninsk: Perm, 2013. P. 505–510.

УДК 622.831; 622.2; 622.235

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ГЛУБИНЫ ПОДЗЕМНЫХ ВЗРЫВОВ НА ВЫДЕЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ В УСЛОВИЯХ РАЗРАБОТКИ УДАРООПАСНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ¹

В.А. Еременко

При проведении подземных взрывов установлена взаимосвязь выделяемой суммарной сейсмической энергии динамических явлений и сейсмической энергии взрывов при инициировании зарядов ВВ на различной глубине. Представлен способ разгрузки удароопасных участков месторождений.

Введение

Подземные горные работы, которые проводятся на месторождениях с целью добычи твердых полезных ископаемых, нарушают сплошность массива горных пород [Курленя и др., 2005; Еременко и др., 2008]. Перераспределяется природное напряженное состояние, формируются зоны концентрации напряжений, действующие вблизи контура по всему периметру обнажений конструктивных элементов, применяемых геотехнологий [Слесарев, 1948; Еременко, Гахова и Семенякин, 2012; Eremenko, et al., 2012].

На значительных расстояниях от выработок и очистного пространства наблюдаются смещения, из-за неравномерности которых происходит деформирование массива и изменение его напряженного состояния. Наблюдаются статические проявления горного давления, которые происходят не мгновенно, а в течение длительного времени. Технологические и массовые взрывы инициируют выделение сейсмической энергии в массиве и провоцируют динамические проявления горного давления, которые происходят мгновенно. После вскрытия горными выработками рудного участка на месторождении массив, в большей степени обладающий потенциальной энергией, начинает активизироваться с выделением значительных объемов кинетической энергии.

Наибольшее влияние оказывают взрывные работы, а также образованные объемы технологических подземных пустот в рудниках [Петухов, Батугина, 1999; Курленя, Еременко, Шрепп, 2003]. Массив смещается, деформируется, разрушается,

¹ Работа выполнена в рамках научной школы академика РАН К.Н. Трубецкого «Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр».

наблюдается техногенная трещиноватость, возрастает горное давление, происходит альтерация приконтурного напряженного массива, подземные водопритоки разуплотняют горные породы и др. Воздух, поступающий в рудники с помощью вентиляторов, и перепады температуры рудничной атмосферы активизируют процессы эрозии и выветривания. Бурение скважин и шпуров также оказывают значительное влияние действием вибрации, воды, сжатого воздуха и пр. Все горнодобывающие технологические процессы в различной степени оказывают влияние на природное состояние участка. При этом возникают статические и динамические проявления горного давления, а также катастрофические явления.

Влияние взрывов на выделяемую сейсмическую энергию динамических явлений с учетом глубины

Многолетний опыт ведения горных работ на удароопасных месторождениях показывает, что при проведении взрывов на различных глубинах (горизонтах, участках) месторождений выделение сейсмической энергии динамических явлений имеет определенную тенденцию (рис. 1). Обработка экспериментальных данных, полученных сейсмическим методом [Указания, 2015] при проведении взрывов на Таштагольском месторождении за последние пятнадцать лет, показала – чем больше глубина проведения взрывов, с примерно одинаковой массой взрывчатого вещества (ВВ), тем больше возрастает выделяемая суммарная сейсмическая энергия динамических явлений, которые в основном регистрируются в течение недели после взрывов (рис. 2). Объясняется данное явление тем, что при нарушении сплошности участка недр энергия динамических и статических проявлений горного давления возрастает с увеличением его глубины от земной поверхности. По-

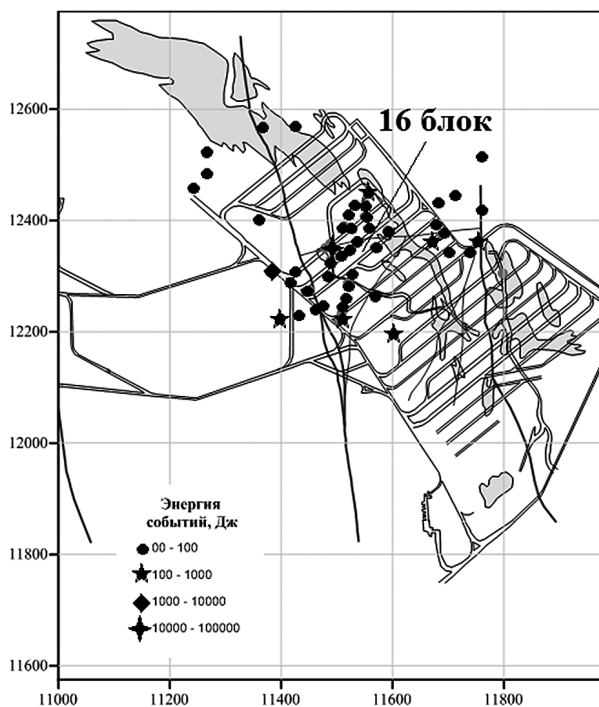


Рис. 1. Зарегистрированные толчки за период с 15.03.2009 по 21.03.2009 года после массового взрыва блока № 16 в этаже –350÷–280 м участка Восточный Таштагольского месторождения (глубина 890 м от земной поверхности). 11000÷11800 – 11600÷12600 – координаты участка, м

этому при одинаковом взрывном воздействии на данный участок на глубине, например, 500 и 1000 м, горное давление на глубине 1000 м больше, чем на глубине 500 м.

Массив горных пород также неоднозначно реагирует и на проведение взрыва. Сейсмическая энергия взрыва возрастает при увеличении глубины взрыва с иницированием примерно одинаковой массы заряда ВВ (рис. 3). Выделение сейсмической энергии взрыва и суммарной сейсмической энергии динамических явлений, произошедших после взрыва, вызвано реакцией массива горных пород на взрыв с учетом геологических, геомеханических особенностей и структуры рассматриваемого участка месторождения (рис. 4). Также в течение длительного времени регистрируются случаи разрушения массива горных пород в виде статических проявлений горного давления.

Рис. 2. Выделяемая суммарная сейсмическая энергия динамических явлений (E_c) в течение недели после массового взрыва блоков на глубине 890 (гор. – 350 м), 820 (гор. – 280 м) и 750 м (гор. – 210 м); $m_{ВВ}$ – масса ВВ, т

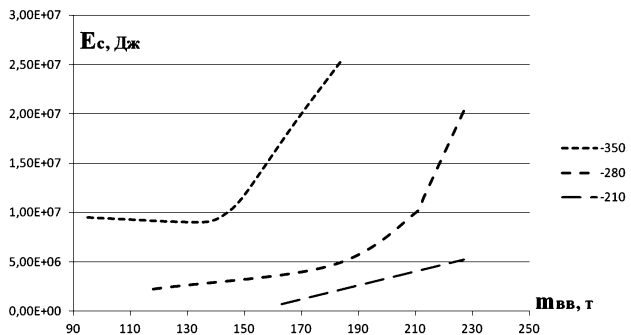


Рис. 3. Сейсмическая энергия взрыва (E_b) на глубине 890 (гор. – 350 м), 820 (гор. – 280 м) и 750 м (гор. – 210 м); $m_{ВВ}$ – масса ВВ, т

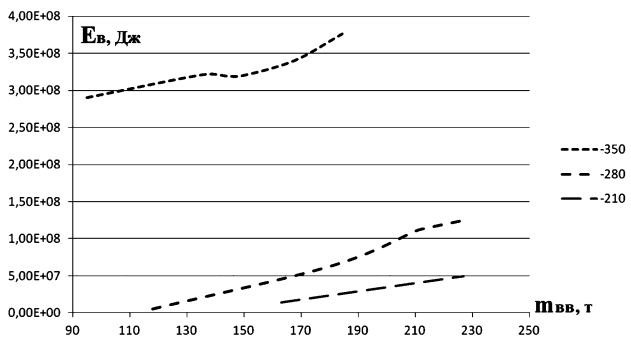
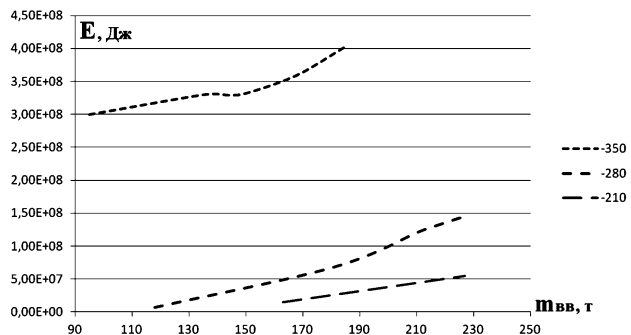


Рис. 4. Реакция массива на взрыв (E) – сумма выделяемой суммарной сейсмической энергии динамических явлений (E_c) и сейсмической энергии взрыва (E_b) на глубине 890 (гор. – 350 м), 820 (гор. – 280 м) и 750 м (гор. – 210 м). $m_{ВВ}$ – масса ВВ, т



Следует отметить, что полная удельная работа инициируемого заряда ВВ примерно на три порядка выше, чем сейсмическая энергия самого взрыва. Пример сравнения параметров одного из рассматриваемых взрывов представлен в Таблице.

Таблица

**Параметры массового взрыва, проведенного на участке
Восточный Таштагольского месторождения**

Дата	Блок, этаж (глубина), м	Масса заряда ВВ, т	Сейсмическая энергия взрыва (E_v), Дж	Суммарная сейс- мическая энергия динамических явлений (E_c), Дж	Полная удельная работа заряда ВВ (аммонит № 6ЖВ) (А), Дж
25.03.2012	Бл. 20-21, –350 ÷ –280 м (890 м)	184,50	$2,91 \cdot 10^8$	$5,84 \cdot 10^5$	$6,57 \cdot 10^{11}$

Проблема уменьшения сейсмического воздействия массовых и технологических взрывов на рудниках, склонных и опасных по горным ударам, применяющих системы с этажным и подэтажным обрушением, в настоящее время является актуальной. С учетом практического опыта освоения удароопасных месторождений, разработку рудных тел на глубоких горизонтах рекомендуется осуществлять подэтажными системами с уменьшением взрывного воздействия на массив горных пород за счет снижения массы заряда ВВ. При этом отклик массива напрямую зависит от массы инициируемого заряда ВВ.

При проведении экспериментальных исследований наблюдалась определенная тенденция при взрывании блоков на одной глубине с примерно одинаковой массой заряда ВВ: если сейсмическая энергия взрыва регистрировалась больше среднестатистической, то суммарная сейсмическая энергия динамических явлений определялась меньше среднестатистической, если сейсмическая энергия взрыва регистрировалась меньше среднестатистической, то суммарная сейсмическая энергия динамических явлений определялась больше среднестатистической. То есть массив или максимально разгрузался во время взрыва или разгрузался в течение недели после его проведения. Затем, в течение определенного времени напряжения в массиве вновь возрастали. Если своевременно не производился очередной взрыв, то в дальнейшем вовремя, до и после его проведения, увеличивалась вероятность возникновения большого количества динамических явлений, в том числе с высоким энергетическим классом – удары горно-тектонического типа, горные удары и микро-удары. При разгрузке массива во время взрыва (сейсмическая энергия взрыва) и в течение недели после него (суммарная сейсмическая энергия динамических явлений после взрыва) происходят динамические явления, которые приводят к внезапным выбросам руды (породы) в подземные выработки, нарушению технологических процессов: смещению машин, механизмов, оборудования и нарушению крепи. Поэтому своевременное проведение технологического взрыва на удароопасном участке до накопления им максимальной упругой энергии является инструментом, позволяющим минимизировать негативные проявления горного давления с обеспечением качественного дробления отбиваемой руды и сохранить элементы подземных горных конструкций как во время взрыва, так после него [Еременко, Семякин, 2012]. Наблюдения за напряженно-деформированным состоянием массива горных пород при разработке месторождений методами регионального и локаль-

ного контролем позволяют определять рекомендуемые периоды времени проведения взрывов. Если в данный период не планируется технологический взрыв, рекомендуется проведение специального взрыва для разгрузки массива.

Способ разгрузки удароопасных участков

Существует несколько взрывных способов, позволяющих разгрузить удароопасные подземные локальные участки. Например, камуфлетное взрывание. С учетом опыта проведения подземных взрывов разработан способ [Патент, 2014], позволяющий разгрузить массивы горных пород на больших площадях. Для этого применяется направленное взрывание вертикального концентрированного заряда (ВКЗ), подготовленного в восстающей выработке, пройденной, например, с помощью секционного взрывания (рис. 5). Заряды ВКЗ неоднократно опробованы при массовом обрушении блоков на рудниках Западной Сибири [Викторов и др., 2005]. Для направленного взрывания необходимо оконтурить заряд ВКЗ с трех сторон компенсационным пространством или демпферным слоем разрушенных пород с помощью взрывания зарядов ВВ, расположенных в пробуренных вертикальных скважинах диаметром от 100 до 300 мм, для уменьшения негативного воздействия взрыва на прилегающий массив, затем с инициировать заряд ВКЗ. Масса заряда ВКЗ рассчитывается как для камуфлетного взрывания и экспериментально определяется сила воздействия взрыва заряда ВКЗ в необходимом направлении на данном участке месторождения. За

счет рассредоточения заряда ВВ и инертных промежутков (опилки) в восстающей выработке при подготовке ВКЗ, возможно, при взрывании направленное секционное воздействие на массив горных пород по высоте восстающей выработки (20–70 м).

Деформации горных пород за пределами упругости наблюдаются при относительных величинах, превышающих $0,0002 \div 0,0003$ [Справочник взрывника, 1988]. Из условий упругого поведения горных пород относительная деформация $\epsilon_0 = 0,0002 \div 0,0003$ должна приниматься в качестве допустимой, гарантирующей устойчивость горных пород при многократном производстве подземных взрывов. Поэтому рекомендуется в соответствии с классификацией защитных подземных сооружений в соответствие срока эксплуатации допустимые значения упругих деформаций для сооружений: стволы, камеры дробления, околоствольные дворы (срок

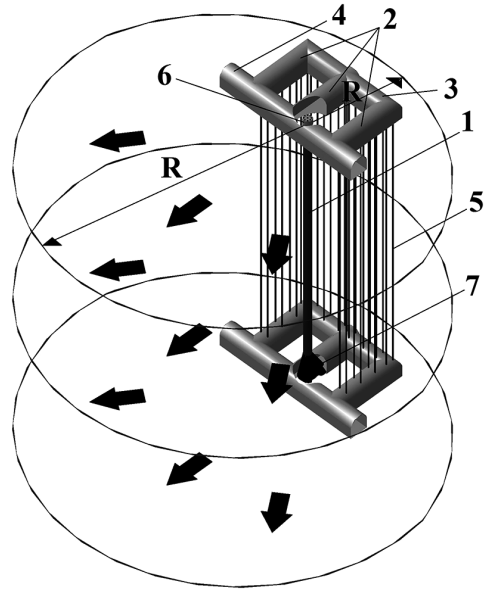


Рис. 5. Способ направленного взрывания ВКЗ. 1 – вертикальный концентрированный заряд; 2 – сбойки; 3 – выработка для создания демпферного слоя (отрезной щели); 4 – подходная выработка; 5 – вертикальные скважины для создания демпферного слоя (отрезной щели); 6 – целик горного массива в потолочине ВКЗ; 7 – забойка; R – радиус воздействия

эксплуатации 10–15 лет) – 0,0001; квершлагги, целики (5–10 лет) – 0,0002; камеры, штреки (1–5 лет) – 0,0003; очистные блоки (1 год) – 0,0005. Допустимые скорости колебаний для подземных сооружений, например, в монолитных породах с отдельными трещинами и пустотами рекомендуется принимать для сооружений: I класса – 12,2 см/с; IV – 60,0 см/с. Расчетные параметры скорости колебаний и деформаций массива и результаты экспериментов при направленном взрывании ВКЗ не должны превышать допустимых значений. При этом массив горных пород при проведении сотрясательного взрыва ВКЗ разгрузится, а подземные сооружения сохранятся.

Данные взрывы рекомендуется применять для сейсмозрывного воздействия в зоны концентрации напряжений, формируемые при разработке месторождений полезных ископаемых [Еременко, Гахова, Семенякин, 2012; Еременко, Семенякин, 2012], а также при необходимости на эпицентральной зоне землетрясений для инициирования афтершоков [Мухаметдиев, 2010]. Следует отметить, что, взрыв способен как разгрузить массив горных пород с выделением сейсмической энергии в виде большого количества динамических явлений небольшой мощности, так и спровоцировать горный удар или техногенное землетрясение.

Выводы

Исследования показали, что многолетние крупномасштабные горные работы изменяют режим региональных напряжений и могут индуцировать землетрясения, слабо сопоставимые с горными работами, проводимыми на месторождении перед землетрясением.

Установлено, что при проведении подземных взрывов на удароопасном месторождении инициирование зарядов ВВ, примерно одинаковой массы на различной глубине, сопровождается увеличением выделяемой в течение недели после взрыва суммарной сейсмической энергии динамических явлений и возрастанием сейсмической энергии взрывов с глубиной. Для уменьшения реакции массива горных пород на сейсмическое воздействие взрыва при разработке рудных тел на больших глубинах рекомендуется снижать массу заряда ВВ при стадийном обрушение блока, слоя и др.

Своевременное проведение технологического взрыва на удароопасном участке до накопления им максимальной упругой энергии позволяет минимизировать негативные проявления горного давления с обеспечением качественного дробления отбываемой руды и сохранить элементы подземных горных конструкций как во время взрыва, так и после него.

Литература

Викторов С.Д., Еременко А.А., Закалинский В.М., Машуков И.В. Технология крупномасштабной взрывной отбойки на удароопасных рудных месторождениях Сибири. Новосибирск: Наука, 2005. 212 с.

Еременко А.А., Еременко В.А., Гайдин А.П. Совершенствование геотехнологии освоения железорудных удароопасных месторождений в условиях действия природных и техногенных факторов. Новосибирск: Наука, 2008. 312 с.

Еременко В.А., Гахова Л.Н., Семенякин Е.Н. Формирование зон концентрации напряжений и динамических явлений при отработке рудных тел Таштагольского месторождения на больших глубинах // ФТПРПИ. 2012. № 2. С. 80–87.

Еременко В.А., Семенякин Е.Н. Исследование механизма формирования динамических явлений и зон их концентрации при разработке удароопасных железорудных месторождений Западной Сибири // ГИАБ. 2012. № 4. С. 67–68.

Курленя М.В., Еременко А.А., Шрепп Б.В. Исследование реакции массива горных пород на крупномасштабные взрывы // Сб.: «Физические проблемы разрушения горных пород»: труды Третьей междунар. научн. конф., 9–14.09.2002. Абаза (Хакасия). Новосибирск: Наука, 2003.

Курленя М.В., Серяков В.М., Еременко А.А. Техногенные геомеханические поля напряжений. Новосибирск: Наука, 2005. 264 с.

Мухамедиев Ш.А. Предотвращение сильных землетрясений: реальная цель или утопия? // Физика Земли. 2010. № 11. С. 49–60.

Пат. 2014148600 РФ. Способ разгрузки удароопасных и структурно нарушенных участков месторождений; заявл. 03.12.2014.

Петухов И.М., Батугина И.М. Геодинамика недр. М.: Недра, 1999. 288 с.

Слесарев В.Д. Механика горных пород и рудничное крепление. М.: Углетехиздат, 1948. 304 с.

Справочник взрывника / Под ред. Б.Н. Кутузова, В.М. Старобогатова, И.Е. Ерофеева и др. / М.: Недра, 1988. 511 с.

Указания по безопасному ведению горных работ на месторождениях Горной Шории, склонных и опасных по горным ударам / ИГД СО РАН, ОАО «Евразруда». Новосибирск-Новокузнецк: 2015. 60 с.

Eremenko V., A. Eremenko, L. Gakhova, I. Klishin Finding zones of stress concentrations and seismic events in deep ore mining affected by high horizontal stresses. Sixth International Seminar on Deep and High Stress Mining 2012. Perth 2012. 28–30 March 2012, Australia, pp. 443–450.

УДК 622.831.327

ОСОБЕННОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ПРИЗАБОЙНОЙ ЗОНЫ УГОЛЬНОГО ПЛАСТА

В.Н. Захаров, О.Н. Малинникова

ИПКОН РАН, Москва
vnzakharov@gmail.com, olga_malinnikova@mail.ru

Разработана геомеханическая модель разрушения призабойной зоны газоносного углепородного массива при циклическом изменении напряженно-деформированного состояния и критерии возникновения лавинного самоподдерживающегося разрушения при развитии газодинамических явлений в техногенно изменяемых углепородных массивах шахт. Показано, что процессы изменения вида напряженного состояния при подвигании забоев горных выработок могут играть роль триггер-эффекта при возникновении газодинамических явлений.

Введение

В современных условиях работы высокопроизводительных шахт и резкого увеличения темпов подвигания горных выработок, протяженности и производственной мощности очистных забоев заметно возрастает геодинамическая активность массивов горных пород и риски возникновения опасных, в том числе катастрофических газодинамических явлений. Для разработки адекватных методов прогноза газодинамических явлений необходимо дальнейшее развитие теории возникновения газодинамических явлений, учитывающее то, что механизм их возникновения в шахтах является природно-техногенным процессом, а массив горных пород следует рассматривать не сплошной, а блочно-трещиноватой, газонасыщенной средой, в которой геомеханические, физико-механические и физико-химические процессы могут иметь разную природу и происходить последовательно или одновременно, но взаимосвязанно на разных иерархических структурных уровнях. Поэтому для решения современных задач обеспечения газодинамической безопасности ведения горных работ в шахтах необходимо применять бурно развивающуюся в настоящее время нелинейную геодинамику, использующую синергетический подход, базирующуюся в первую очередь на экспериментальных данных и потенциально способную учитывать в необходимой мере тектоническую нарушенность (блочность, трещиноватость) и флюидонасыщенность массива горных пород, а также особенности механизма техногенного воздействия.

По статистическим данным, полученным на шахтах Кузбасса, Донбасса и Воркутинского месторождения, выявлены основные закономерности возникновения динамических явлений в угольных шахтах: 1 – абсолютное большинство (90–95%) явлений внезапных выбросов и горных ударов, происходящих в забоях горных выработок, привязано к местам мелкоамплитудных тектонических нарушений, то есть к местам, преимущественно таким, в которых может наблюдаться эффект задержки деформаций при ведении горных работ и возрастания концентрации напряжений; 2 – внезапные выбросы и горные удары происходят только в зоне влияния горной выработки на напряженно-деформированное состояние призабойной части массива, а размеры полостей внезапных выбросов и горных ударов от поверхности обнажения угольных пластов забоями вглубь массива обычно не превышают 5–15 м, что соответствует длине области предельно-напряженного состояния краевых частей этих пластов; 3 – динамические явления типа внезапных выбросов и горных ударов практически всегда (более 95% случаев) происходят в момент подвигания забоя горной выработки, то есть в момент резкого изменения напряженного состояния призабойной зоны пласта.

Следует также отметить, что для внезапных выбросов угля (породы) и газа характерно мгновенное высвобождение избыточных запасов энергии, накопленной в напряженном горном массиве, сопровождаемое быстротекающим лавинным самоподдерживающимся разрушением во всем объеме участвующего в выбросе геоматериала с образованием мелких фракций («бешенной муки») и выделение большого количества метана, часто заметно превышающего газоносность угля для этого пласта.

Экспериментальные исследования предельно напряженного состояния и процессов разрушения газонасыщенных углей

Природа и механизм процесса формирования очага опасности газодинамических явлений хорошо объясняются при рассмотрении результатов лабораторного

моделирования процессов разрушения угля в условиях объемного неравнокомпонентного напряженного состояния, соответствующих призабойной зоне массива. Исследования проводились на специальной установке, позволяющей производить объемное сжатие, в том числе газонасыщенных образцов цилиндрической формы с различными соотношениями главных напряжений $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ по схеме Кармана, когда при фиксированном значении радиального напряжения σ_3 осевое напряжение σ_1 повышается до тех пор, пока не возникает разрушение образца [Фейт, 1987, 1999].

Известно, что вид напряженного состояния сильно влияет на характер разрушения материалов. Один и тот же материал в зависимости от вида напряженного состояния может изменять характер разрушения от пластичного до хрупкого. Анализ показывает, что для определения прочности угля и характера его разрушения в зависимости от вида напряженного состояния массива более всего подходит параметр вида напряженного состояния $C = \sigma_3/\sigma_1$. В призабойной части пласта параметр вида напряженного состояния может изменяться от 1 до 0. Применявшиеся нами экспериментальные установки и методика позволяли варьировать параметр вида напряженного состояния во всем необходимом для исследований диапазоне.

На рис. 1 показаны полученные экспериментально диаграммы «напряжение σ_1 –деформация ϵ », при различных значениях боковых напряжений и давлений газа в МПа. Анализ экспериментальных диаграмм (рис. 1) показывает, что рост величины бокового сжатия резко увеличивает прочность угля, обеспечивая возможность высокой концентрации напряжений, и влияет на характер разрушения угля в запредельной области деформирования. При высоких значениях бокового сжатия $\sigma_3 > 13 \div 18$ МПа запредельные кривые деформирования становятся горизонтальными (модуль спада $\mu \approx 0$), а предел прочности σ_{1max} и остаточная прочность σ_0 совпадают. В этом случае разрушение происходит практически только путем сдвига. При относительно невысоком уровне бокового сжатия $\sigma_3 < 5 \div 7$ МПа, запредельные кривые деформирования имеют хорошо выраженную ветвь спада напряжений σ_1 , предел прочности σ_{1max} существенно превышает остаточную прочность σ_0 , а разрушение носит хрупко-пластичный характер, преимущественно путем отрыва. По результатам проведенных экспериментов построена диаграмма прочности и разрушения угля в координатах главных эффективных напряжений (рис. 2). Эффективное напряжение σ' определяется как разность между внешними напряжениями, приложенными к твердому веществу угля и внутривещному давлению газа $\sigma' = \sigma - P$, где σ – внешнее напряжение, приложенное к углю; P – давление газа.

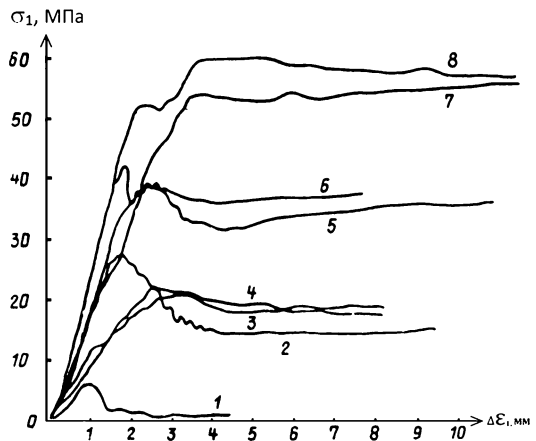


Рис. 1. Диаграммы испытания угольных образцов при различных значениях боковых напряжений и давлений газа. 1 – $\sigma_3 = 0, P = 0$; 2 – $\sigma_3 = 5,0, P = 3,0$; 3 – $\sigma_3 = 4,0, P = 2,0$; 4 – $\sigma_3 = 4,0, P = 2,0$; 5 – $\sigma_3 = 9,0, P = 2,0$; 6 – $\sigma_3 = 7,0, P = 0$; 7 – $\sigma_3 = 13,0, P = 0$; 8 – $\sigma_3 = 15,0, P = 2,0$

Критерий разрушения, экспериментально определенный в результате испытания серии образцов угля различной степени тектонической нарушенности, имеет вид зависимости предела прочности угля на сжатие в объемном напряженном состоянии σ_{1max} от напряжения бокового сжатия $\sigma_{1max} \geq 3\sigma_3$ [Фейт, 1999; 2007]. То есть, при изменении вида напряженного состояния $C = \sigma_3/\sigma_1$, при $\sigma_3'/\sigma_1' = C \leq 0,33$ происходит разрушение, а при $C > 0,33$ уголь не разрушается и возможен дальнейший рост концентрации напряжений и запасов энергии упругого сжатия в массиве. При выполнении условия $\sigma_3'/\sigma_1' \leq 0,13$ разрушение происходит уже в 100% случаев.

Обсуждение результатов экспериментальных исследований условий лавинного разрушения угля

Возрастание концентрации напряжений и геознергии в краевой части массива, являющееся характерной особенностью выбросоопасных и удароопасных зон угольных пластов, чаще всего наблюдается при ведении горных работ в зонах мелкоамплитудных нарушений, препятствующих свободному деформированию массива в сторону забоя. Наиболее неблагоприятным является момент приближения забоя выработки к геологическому нарушению и вскрытие его.

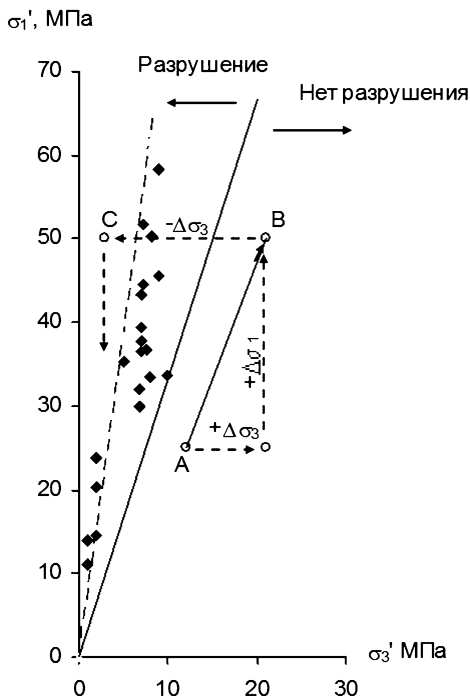


Рис. 2. Экспериментальный график – диаграмма прочности и разрушения угля в координатах главных эффективных напряжений σ_1' и σ_3' .

А – напряжения в структурно однородной зоне; В – напряжения в зоне геологического нарушения; С – напряжения в краевой части пласта после подвигания забоя

При этом нарушаются условия деформирования угольного пласта в сторону забоя (обычный отжим) происходит увеличение напряжений σ_3 – минимального (бокового) давления со стороны забоя (рис. 2), что влечет за собой изменение вида напряженного состояния $C = \sigma_3/\sigma_1$, резко увеличивая прочность угля и создавая условия для концентрации напряжений в призабойной зоне (точка В, рис. 2), то есть формирования зоны повышенного горного давления (ПГД). Точка С – напряжения в краевой части массива после подвигания забоя горной выработки, то есть снятия бокового сжатия массива σ_3 по оси, ориентированной в сторону забоя. Состояние массива в точке С является характерной точкой бифуркации, определяющей по какому сценарию пойдет дальше развитие процесса разрушения – обычного трещинообразования и отжима, в случае, если в массиве успеет произойти релаксация запасенной энергии, или лавинного самоподдерживающегося разрушения, характерного для гео- и газодинамических явлений.

В связи с тем, что упругая энергия сжатия угля возрастает в квадратичной зависимости от роста напряжений, становится ясна большая роль напряжений бокового сжатия в накоплении упругой энергии массива вблизи геологических нарушений в окрестности горных выработок. На рис. 3 приведены обобщенные диаграммы разрушения газонасыщенных (при давлении метана $P = 8 \div 10$ МПа) образцов угля средней степени тектонической нарушенности в объемном напряженном состоянии.

Работа разрушения угля подсчитывалась непосредственно по диаграмме «нагрузка σ_1 – продольная деформация образца ε_1 », как площадь под кривой зависимости $\sigma_1 = f(\varepsilon_1)$. Из рисунка следует, что при достаточно высоком значении бокового сжатия σ_3 , достигающего значений $10 \div 13$ МПа для угля средней степени тектонической нарушенности, происходит пластическое разрушение угля с высокой энергоемкостью разрушения A' , а при уменьшении бокового сжатия – резкое уменьшение энергоемкости разрушения до A'' и A''' и хрупкое разрушение угля. Энергоемкость разрушения для угля средней прочности из пласта h_7 (Донбасс), при падении бокового сжатия резко уменьшается с $1,5$ МДж/м³ (при $\sigma_3 = 13$ МПа) до величины $0,04$ МДж/м³ (при $\sigma_3 = 2$ МПа), то есть в несколько десятков раз. Аналогичный процесс происходит в призабойной зоне газоносного угольного пласта в момент подвигания забоя горной выработки, вызывающий лавинное разрушение всего объема угля, находящегося в энергетически перенасыщенном состоянии.

Критериальное условие возникновения лавинного разрушения призабойного блока массива горных пород можно представить следующим образом:

$$\Delta W = W_\sigma + W_x \geq W_{кр} \quad (1)$$

где ΔW – сброс избыточной энергии массива при изменении соотношения σ_3/σ_1 ; W_σ – энергия упругого восстановления единицы массы (объема) угля; W_x – энергия расширения газа, находящегося в порово-трещинном пространстве единицы массы (объема) угля; $W_{кр}$ – удельная (на единицу массы) энергия образования новой свободной поверхности (критическая энергия возникновения лавинного самоподдерживающегося разрушения угля).

По данным физического моделирования и натурным наблюдениям в шахтах с применением гидравлических датчиков давления критерии возникновения лавинного самоподдерживающегося разрушения угля при внезапных выбросах следующие [Фейт, Малинникова, 2007]: запас удельной энергии – $W_\sigma + W_x \geq 0,3 \div 0,5$ МДж/м³; скорость сброса бокового напряжения – $V \geq 1 \div 3$ МПа/с.

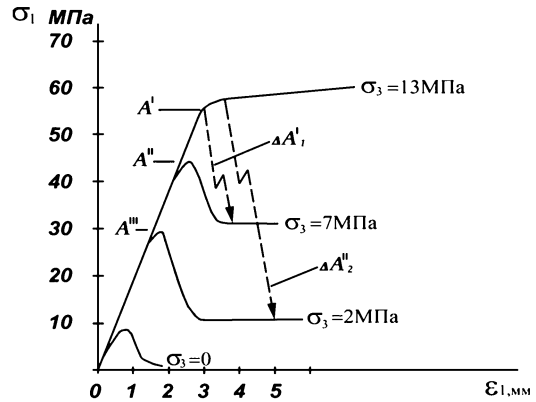


Рис. 3. Диаграмма разрушения угля в объемном напряженном состоянии при различных значениях бокового сжатия σ_3 .

A' , A'' , A''' – энергоемкость разрушения угля при различных значениях напряжений бокового сжатия σ_3 ; $\Delta A'$ и $\Delta A''$ – сброс избыточной упругой энергии при резком сбросе σ_3

Обсуждение результатов исследований разрушения угля отрывом вблизи свободной поверхности

Особенностью разрушения тектонически нарушенного газонасыщенного угля в призабойной зоне пласта является то, что оно может происходить не только сдвигом, но и отрывом в зависимости от соотношения действующих главных напряжений объемного сжатия σ_3 и σ_1 , величины давления газа в пласте P и показателя его пористости и трещиноватости (пустотности) m , которые изменяются во времени и пространстве [Захаров, 2014].

Согласно теории прочности Мора материал разрушается, когда касательное напряжение τ в плоскости разрушения достигает критической величины, зависящей от нормального напряжения σ , действующего в этой плоскости, то есть $|\tau| = F(\sigma)$. Теория Мора не задает определенного вида функции $F(\sigma)$, а граница зоны прочности строится как огибающая предельных кругов напряжений по результатам испытаний в условиях объемного сжатия.

По результатам выполненных испытаний серии образцов в условиях трехосного сжатия для угля пласта II–III степени тектонической нарушенности, средней стадии метаморфизма были построены круги предельных напряжений (круги Мора) и их огибающая (рис. 4), показывающие как влияет внутривисочное и трещинное давление газа на изменение эффективных напряжений и прочность угля.

На диаграмме Мора (рис. 4) показаны два круга напряжений, для дегазированного угля (2) и угля насыщенного метаном (1) при давлении $P = 1,5$ МПа. В призабойной зоне необходимо вводить поправку на пустотность (пористость) угля, поэтому в выражение для «эффективных» напряжений при учете внутривисочного давления газа вводится m – показатель пористости или пустотности угля. Соответственно $\sigma' = \sigma - mP$. Как показали исследования, значения показателя пустотности угля не являются постоянными, а изменяются в зависимости от степени тектонической нарушенности угля (трещиноватости) и вида напряженного состояния. В глубине массива при высоких значениях действующих напряжений численная величина показателя пустотности определяется только пористостью угля и фактически не может превышать величины $m_1 = 0,1$. В призабойной зоне массива, вблизи свободной

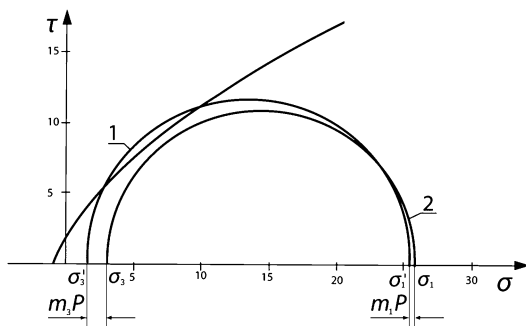


Рис. 4. Влияние внутривисочного давления газа на изменение эффективных напряжений и прочности угля.

1, 2 – круги Мора для газонасыщенного (1) и дегазированного угля (2); m_1 и m_3 – показатели пустотности угля, определяемые по направлению действия напряжений σ_1 и σ_3

поверхности, где происходит резкий сброс горизонтальных напряжений σ_3 при выемке пласта, открываются генетические трещины кливажа и развиваются трещины разрушения параллельно действию максимального напряжения σ_1 . Соответственно показатель пустотности угля m_3 в плоскости ортогональной действию напряжений σ_3 резко увеличивается и достигает величины $m_3 = 1$. Это приводит к изменению эффективного напряжения σ'_3 , круг Мора перемещается в положение 1 (σ'_1, σ'_3) и приближается к огибающей, при пересечении которой происходит разрушение (рис. 4). Снижение прочности

газонасыщенного угля становится особенно ощутимым в области невысоких напряжений бокового сжатия σ_3 , то есть вблизи обнажения пласта горной выработкой. Для газонасыщенных углей при снижении бокового сжатия σ_3 до величины меньшей внутритрещинного давления газа $\sigma_3 \leq P$ возникает ситуация, при которой начинается разрушение угля под действием растягивающих напряжений, вызванных только давлением газа.

Критерий разрушения сдвигом по Кулону-Мору с учетом внутривещинного (трещинного) давления газа:

$$|\tau_n| = C_0 + \mu(\sigma_n - mP) \text{ или } |\tau_n| = C_0 + tg \varphi(\sigma_n - mP), \quad (2)$$

где τ_n и σ_n – касательные и нормальные напряжения, действующие в плоскости разрушения; C_0 – прочность угля при сдвиге (коэффициент сцепления); μ – коэффициент внутреннего трения; φ – угол наклона спрямленной огибающей касательной к кругам Мора.

Экспериментально установленный критерий прочности и разрушения угля в объемном напряженном состоянии [Докукин и др., 1985; Фейт, Малинникова и др., 2002] в зависимости от соотношения действующих главных максимального σ_1 и минимального σ_3 напряжений, значений показателя пустотности m , давления газа в трещинах или порах P имеет вид:

$$\sigma_{1\max} = \sigma_c + \beta(\sigma_3 - mP) \quad (3)$$

где $\sigma_{1\max}$ – максимальное напряжение, при котором происходит разрушение (прочность); σ_c – предел прочности на одноосное сжатие; β – эмпирический коэффициент, $\beta = 0,33$.

Разрушение угля отрывом вблизи свободной поверхности (забоя) пласта в зависимости от вида напряженного состояния, характеризуемого главными напряжениями и давлением газа в порах и трещинах разрушаемых блоков угля, происходит при выполнении условия:

$$mP \geq \sigma_p + \sigma_3 \quad (4)$$

где σ_p – предел прочности угля на разрыв.

Выводы

Проведенные исследования показали, что процессы изменения напряженно-деформированного состояния техногенно изменяемого массива горных пород и возникновения в нем опасности реализации газодинамических явлений следует рассматривать как процессы, происходящие в природно-технической системе: углепородный массив – техногенное воздействие. Результаты исследований показывают, что, опасные по газодинамическим явлениям углепородные массивы отличаются высокой напряженностью, характерными физико-механическими свойствами, газонасыщенностью и тектонической нарушенностью. В рассматриваемой горно-технической системе геомеханические процессы имеют циклическую изменчивость, связанную с технологией ведения горных работ, что определяет их как открытые неравновесные системы, для которых решающее значение могут иметь процессы изменения вида напряженного состояния при подвигании забоев горных

выработок, выполняющие роль триггер-эффекта, проявление которых будет тем вероятнее, чем в более неравновесном состоянии находится система.

Явление лавинного самоподдерживающегося разрушения в призабойной зоне угольного пласта определяется потерей устойчивости призабойным блоком угольного пласта в результате быстрого изменения его начального объемного напряженного состояния, характеризуемого параметром вида напряженного состояния и происходит за счет высвобождения (сброса) избыточной упругой энергии горных пород и энергии газа в техногенно изменяемом массиве горных пород возникает при:

– скачкообразном падении прочности (энергоёмкости разрушения угля) при сбросе компоненты напряжения, действующей со стороны забоя во время его подвигания;

– запаздывании развития пластических деформаций и реализации избыточной энергии упругого сжатия в виде хрупкого разрушения.

При возникновении лавинного самоподдерживающегося разрушения происходит быстрое образование новой свободной поверхности, вызванное волной разгрузки при подвигании забоя горной выработки, в которой возникает волна разрушения при условии, что плотность упругой энергии на фронте волны постоянно превышает энергоёмкость разрушения. Энергоёмкость и характер разрушения угля (пород) при этом определяется соотношением компонент главных действующих минимальных и максимальных напряжений.

Особенностью разрушения тектонически нарушенного газонасыщенного угля в призабойной зоне пласта является то, что оно может происходить не только сдвигом, но и отрывом в зависимости от соотношения действующих главных напряжений объемного сжатия, величины давления газа в пласте и показателей его пустотности, которые изменяются во времени и пространстве.

Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований ОНЗ РАН (IV.8.3).

Литература

Докукин А.В. и др. Снижение выбросоопасности при динамическом воздействии на угольный массив. М.: Наука. 1985. 184 с.

Захаров В.Н., Фейт Г.Н., Малинникова О.Н. Геомеханика и прогноз возникновения газодинамических явлений в тектонически нарушенных (трещиноватых) газоносных техногенно изменяемых углепородных массивах / Современные проблемы шахтного метана: сб. научн. трудов к 85-летию проф. Н.В. Ножкина. М.: ИД ООО «Роликс», 2014. С. 292–316.

Фейт Г.Н. Предельные состояния и разрушение углей выбросоопасных пластов / Научн. сообщ. Ин-т горного дела им. А.А. Скочинского. М.: 1987. Вып. 252. С. 104–113.

Фейт Г.Н. Прочность и лавинное самоподдерживающееся разрушение газонасыщенного угольного пласта / Механика горных пород: Науч. сообщ. Ин-т горн. дела им. А.А. Скочинского. 1999. Вып. 313/99. С. 63–69.

Фейт Г.Н., Малинникова О.Н. Особенности и закономерности геомеханических и физико-химических процессов формирования очагов опасности газодинамических явлений в шахтах // Горн. Инф.-аналитич. бюлл.: Тематическое приложение МЕТАН. М.: МГГУ. 2007. С. 192–205.

Фейт Г.Н., Малинникова О.Н., Зыков В.С., Рудаков В.А. Прогноз опасности внезапных выбросов и горных ударов по энергии массива / Физико-техн. пробл. разработки полезн. ископаемых. 2002. № 1. С. 67–70.

УДК 622.83

ДИНАМИКА «ВНЕЗАПНОГО» ОТЖИМА КРАЕВОЙ ЧАСТИ УГОЛЬНОГО ПЛАСТА

В.А. Трофимов, Ю.А. Филиппов

ФГБУН Институт проблем комплексного освоения недр РАН, Москва
asas_2001@mail.ru

В работе рассматривается подход к численному моделированию состояния и поведения краевой части угольного пласта при его отработке. Получена оценка параметров зоны отжима в зависимости от деформационных свойств пласта и его контакта с боковыми породами.

Исследованию распределения горного давления вблизи обнажения пласта и отжиму его краевой части [Горная энциклопедия, 1989] посвящено множество работ, как экспериментальных, так и теоретических [Николин, Подкопаев, Гончаров и др. 2009; Докукин, Чирков, Норель, 1981; Норель, 1983; Кузнецов, Трофимов, 2010 и др.]. Общепризнанным является положение, что в пласте существует зона препарированного, разрушенного угля, примыкающая к забою. Она располагается непосредственно от забоя до максимума опорного давления. Её ширина варьируется в зависимости от конкретных условий залегания пласта и технологии его отработки и составляет в основном $\sim 2\div 4$ метра. Её возникновение и развитие, как всегда бывает в реальных условиях, зависит от множества факторов, зачастую действующих разнонаправлено, имеющих различную интенсивность и т.п. Поэтому остановимся на основных, определяющих суть процесса, а влияние остальных при необходимости можно оценить уже в рамках выдвинутой концепции.

Определяющую роль в ней играют свойства контактов угольного пласта с боковыми породами. Практика показывает, что прочность такого контакта (его сцепление C) может варьироваться от полного сцепления (то есть $C = C_y$, C_y – прочность угля на сдвиг), до полного отсутствия такового ($C = 0$). Очевидно, что прочность распределена по контакту в общем случае совершенно хаотично и может образовывать как мелкомасштабную, так и крупномасштабную структуру. Если средний размер неоднородности менее 1–2 м, то при моделировании можно полагать, что прочностные показатели постоянны по кровле пласта, или по достаточно большой ее части, и равны некоторой средней величине. Чем меньше размеры неоднородностей, тем в большей степени справедливо это положение. Отметим, что эта сред-

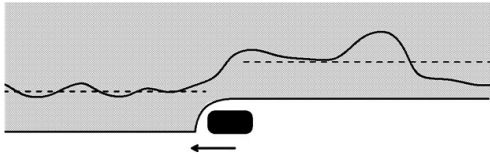


Рис. 1. Формирование зоны отжима

движения комбайна. Граница этой зоны имеет криволинейный характер, что обусловлено локальными вариациями прочностных свойств контакта пласта и боковых пород. Пунктиром показано ее возможное положение в предположении однородности свойств контакта. По прохождении комбайна зона отжима практически мгновенно перемещается вглубь пласта, сохраняя в среднем свою ширину, которая определяется средней прочностью контакта на данном участке пласта. Чем меньше эта прочность, тем шире зона отжима и наоборот, чем прочней контакт, тем меньше зона, то есть тем ближе к забою максимум опорного давления, который расположен на границе зоны отжима. Это свидетельствует о том, что в целом деформирование пласта и боковых пород является устойчивым. Сколько бы заходок не было сделано, каждая последующая практически полностью повторяет предыдущую, как по напряжениям, так и по газовым параметрам в пласте.

Однако нельзя исключать случая, когда прочностные характеристики образуют в кровле крупномасштабную структуру, в которую входят протяженные зоны прочных и слабых контактов. Слабые по прочности зоны могут включать зеркала скольжения, прослойки влажной глины, перетёртые в результате подвижек пласта породы и т.п. Протяженность таких зон может составлять 10–15 и более метров. При отработке угольного пласта такие неоднородности существенным образом влияют на характер возможных разрушений. Очевидно, что по мере продвижения забоя вглубь пласта эти контакты под действием постоянно изменяющихся в каждой точке напряжений могут нарушаться в зоне малых значений сцепления и по ним возможно проскальзывание.

Сформулируем условие, при котором возможно такое проскальзывание, для чего рассмотрим различные варианты чередования прочных и слабых участков контакта между углем и породой. Допустим, что на текущий момент забой находится в зоне прочного контакта достаточно большой протяженности (см. рис. 2, где вертикальными линиями отмечены последовательные заходки комбайна). Если прочность этого контакта такова, что действующие вдоль него сдвиговые напряжения не в состоянии нарушить его сразу на всей протяженности, то реализуется рассмотренная выше схема с образованием разрушенной зоны, протяженностью 2–4 метра, то есть зоны отжима. Если комбайн при снятии стружки захватывает какую-то часть этой зоны, то после его проходки зона моментально сдвигается вглубь пласта на величину заходки.



Рис. 2. Вариант распределения прочности в кровле пласта

няя величина может изменяться в широких пределах для разных пластов в зависимости от преобладания тех или иных прочностных неоднородностей в кровле пласта.

На рис. 1 схематически показано формирование зоны отжима в пласте по мере снятия стружки угля при про-

движении комбайна. Граница этой зоны имеет криволинейный характер, что обусловлено локальными вариациями прочностных свойств контакта пласта и боковых пород. Пунктиром показано ее возможное положение в предположении однородности свойств контакта. По прохождении комбайна зона отжима практически мгновенно перемещается вглубь пласта, сохраняя в среднем свою ширину, которая определяется средней прочностью контакта на данном участке пласта. Чем меньше эта прочность, тем шире зона отжима и наоборот, чем прочней контакт, тем меньше зона, то есть тем ближе к забою максимум опорного давления, который расположен на границе зоны отжима. Это свидетельствует о том, что в целом деформирование пласта и боковых пород является устойчивым. Сколько бы заходок не было сделано, каждая последующая практически полностью повторяет предыдущую, как по напряжениям, так и по газовым параметрам в пласте.

Однако нельзя исключать случая, когда прочностные характеристики образуют в кровле крупномасштабную структуру, в которую входят протяженные зоны прочных и слабых контактов. Слабые по прочности зоны могут включать зеркала скольжения, прослойки влажной глины, перетёртые в результате подвижек пласта породы и т.п. Протяженность таких зон может составлять 10–15 и более метров. При отработке угольного пласта такие неоднородности существенным образом влияют на характер возможных разрушений. Очевидно, что по мере продвижения забоя вглубь пласта эти контакты под действием постоянно изменяющихся в каждой точке напряжений могут нарушаться в зоне малых значений сцепления и по ним возможно проскальзывание.

Сформулируем условие, при котором возможно такое проскальзывание, для чего рассмотрим различные варианты чередования прочных и слабых участков контакта между углем и породой. Допустим, что на текущий момент забой находится в зоне прочного контакта достаточно большой протяженности (см. рис. 2, где вертикальными линиями отмечены последовательные заходки комбайна). Если прочность этого контакта такова, что действующие вдоль него сдвиговые напряжения не в состоянии нарушить его сразу на всей протяженности, то реализуется рассмотренная выше схема с образованием разрушенной зоны, протяженностью 2–4 метра, то есть зоны отжима. Если комбайн при снятии стружки захватывает какую-то часть этой зоны, то после его проходки зона моментально сдвигается вглубь пласта на величину заходки. Тоже происходило бы и при величине заходки равной глубине зоны отжима и даже более. При этом геомеханическая ситуация фактически не изменяется и каждый раз воспроизводится уже существовавшее состояние пласта.

Фактические замеры глубины зоны отжима дают примерно одну и ту же

величину для разных пластов, находящихся примерно в одинаковых условиях. Это может означать, что у них реализуется однородный контакт угля и породы, а это обеспечивает стабильную работу по выемке угля.

Далее рассмотрим несколько иной процесс, развивающийся в краевой части пласта при возникновении благоприятных условий. В связи с чем, введем в рассмотрение термин «внезапный отжим». Явление внезапного отжима играет определяющую роль в развитии газодинамических процессов в угольном пласте (внезапный выброс угля и газа, внезапный выброс угля, интенсивное газовыделение и др.), являясь их неотъемлемой частью.

Рассмотрим ситуацию, когда протяженность прочного контакта невелика и выемочные работы постепенно подходят к зоне со слабым контактом, протяженность которого может варьироваться в пределах до 10÷20 метров. Вслед за ним расположен опять прочный контакт, как это показано на рис. 3. Здесь, как и ранее в пределах прочного контакта существует зона отжима. Очередное снятие стружки приводит к тому, что прочный контакт вблизи забоя либо просто полностью исчезает, либо становится столь малым по протяженности, что его смогут разрушить возрастающие касательные напряжения. В этом случае забой попадает в зону со слабым контактом и сразу же за ним следует участок пласта с малым сопротивлением на сдвиг.



Рис. 3. Вариант распределения прочности в кровле пласта

Горизонтальные напряжения, действующие в пласте, преодолевают сцепление слабого контакта, и пласт как целое мгновенно выдвигается в сторону выработанного пространства. В этом и состоит суть внезапного отжима. До снятия последней стружки пласт в результате отжима сдвигался на миллиметры в сторону выработанного пространства, а после снятия этой стружки он практически мгновенно продвигается на десятки сантиметров. Очевидно, что величина этого отжима в основном зависит как от протяженности зоны со слабым контактом, так и от трения, возникающего по контакту после разрушения. Эти два параметра определяют протяженность зоны «внезапного отжима». Она равна либо расстоянию до следующего участка с прочным контактом, либо меньше его при большом коэффициенте трения по нарушенному контакту.

Можно говорить о потере конструктивной устойчивости краевой части пласта, при которой практически мгновенно происходит разрушение угля в зоне внезапного отжима. Это приводит к уменьшению прочности, увеличению пустотности (за счет увеличения размеров пор, раскрытия трещин и возникновения новых) и, как следствие, к значительному возрастанию проницаемости угля. Все эти изменения могут повлечь за собой газодинамическое явление в виде внезапного выброса угля и газа. Собственно «внезапный» отжим представляет собой волну разгрузки, распространяющуюся в направлении от забоя вглубь пласта со скоростью упругой продольной волны. В процессе разгрузки за фронтом волны происходит нарушение сплошности пласта, и уголь приобретает некоторые другие деформационные свойства.

Рассмотрим более подробно, что происходит с материалом (углем) при прохождении волны разгрузки. Изначально, то есть до прохождения фронта волны, уголь обладает некоторой исходной (природной) трещиноватостью. Все трещины находятся в равновесии в соответствии с действующими исходными напряжениями

ми в угольном пласте. По прохождении фронта волны, напряжения, действующие вдоль пласта, мгновенно уменьшаются практически до нулевых (при отсутствии трения). Это приводит как к раскрытию части существующих трещин без изменения размера, так и прорастанию части трещин в силу превышения в их вершинах вязкости разрушения.

Отметим, что этот процесс развития трещиноватости занимает некоторой промежуток времени, поскольку трещины прорастают не мгновенно, а каждая, в зависимости от ее размера, со своей определенной скоростью. Этот, понятный с физической точки зрения, процесс прорастания не может быть адекватно описан математически в силу того, что трещины каким-то образом случайно распределены по размерам и направлениям. Однако экспериментально показано, что скорость прорастания любой трещины в несколько раз меньше скорости звука, то есть скорости волны разгрузки.

Таким образом, за волной разгрузки формируется некая зона, в которой идет процесс прорастания трещин, то есть разрушение угля. Через определенный промежуток времени в каждой точке пласта этот процесс завершается для трещин всех размеров и ориентаций и уголь переходит в новое равновесное состояние с новой системой трещин. В итоге за волной разгрузки формируется подвижная, привязанная к фронту волны, зона. Она сначала увеличивается в размере, а потом движется за фронтом, сохраняя свою протяженность. Эту зону естественно назвать волной разрушения. Фактически эта волна разрушает уголь, разделяя его на отдельные вплоть до размеров частиц «бешеной муки». Отметим, что весьма важную, а возможно и определяющую, роль в этом процессе может играть пластовая вода [Кузнецов, Трофимов, 2002; Кузнецов, Трофимов, 2006].

В рамках некоторых допущений задача описания динамики этого процесса была поставлена и решена в [Кузнецов, Трофимов, 2012; Кузнецов, Трофимов, 2014]. Основной недостаток полученных решений состоит в том, что силовое влияние боковых пород сводится к заданию по кровле и почве пласта некоторых постоянных во времени условий в напряжениях, в основном касательных, хотя они должны естественным образом формироваться в ходе решения совместной для пласта и боковых пород деформационной задачи.

В настоящей работе предпринята попытка устранить этот недостаток путем постановки более адекватной задачи с учетом взаимодействия пласта и боковых пород. При этом для описания состояния и, главное, поведения во времени массива (в том числе и пласта) используется конечно-элементный комплекс ANSYS.

Схематически постановка задачи приведена на рис. 4. Отметим, что задача решается в плоской постановке и, кроме того, прямые $x = 0$ и $z = 0$ определяют плос-

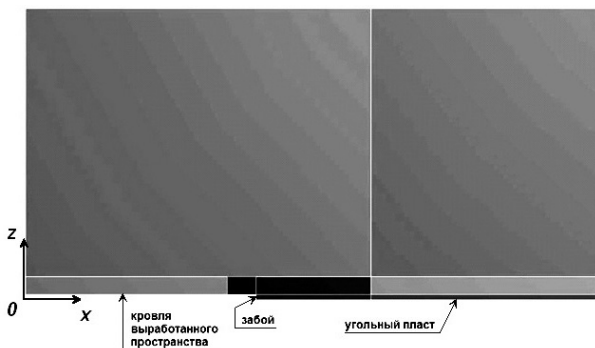


Рис. 4. Расчетная область

кости симметрии. Глубина разработки составляет $H = 500$ м и мощность пласта $h = 2$ м, а начальная протяженность выработанного пространства $L = 80$ м. На рисунке различными оттенками серого цвета показаны области с различной детализацией разбивки на конечные элементы. В более темных областях использованы наиболее мелкие элементы, размер которых составляет $0,2$ м.

Заметим, что основным объектом, подлежащим более подробному рассмотрению, является пласт и его ближайшая окрестность, то есть относительно небольшие по протяженности и глубине зоны, в пределах которых исходные напряжения изменяются незначительно. Это дает основание считать, что не только в этих областях, но и во всей расчетной области могут быть заданы постоянные исходные напряжения σ_x^0 и σ_y^0 равные в соответствии с глубиной H , $12,5$ и $12,5$ МПа соответственно. Сделанные допущения значительно упрощают решение задачи, не искажая суть происходящих процессов.

Кроме того, не будем рассматривать слоистость кровли пласта, и тем самым исключим необходимость учета расслоения кровли при развитии горных работ. Все породы кровли будем считать упругими с соответствующими деформационными параметрами: $E = 3 \cdot 10^{10}$ Па, $\nu = 0,25$. Угольный пласт также упругий с $E = 2 \cdot 10^9$ Па, $\nu = 0,28$, а его плотность – $\rho = 1300$ кг/м³.

Задача решается в дополнительных напряжениях, в связи с чем, единственными нагрузками, приложенной к границам расчетной области, является нормальное напряжение $\sigma_x = -\sigma_x^0 = -12,5$ МПа, приложенное к поверхности забоя и нормальное напряжение $\sigma_y = -\sigma_y^0 = -12,5$ МПа, приложенное к поверхности кровли выработанного пространства. При такой постановке все смещения и скорости в массиве вычисляются корректно. В то же время, для получения фактических напряжений необходимо к вычисленным дополнительным напряжениям прибавить соответствующие исходные.

Таким образом, при постановке задачи сделаны все возможные упрощения с тем, чтобы оценить динамику упругого восстановления пласта при срыве его сцепления с боковыми породами.

При расчетах полагалось, что по всему контакту пласта и боковых пород происходит силовое взаимодействие берегов в некотором заданном режиме. При этом на участке кровли пласта $40 \text{ м} < x < 60 \text{ м}$ задается коэффициент трения, а на участке $60 \text{ м} < x < 100 \text{ м}$ задается условие склейки, то есть отсутствия возможности взаимного сдвижения берегов контакта, но не запрещено абсолютное перемещение. Поскольку в этом случае в движение вовлекается массив боковых пород, получается достаточно сложная волновая картина, хотя волна разгрузки в пласте отчетливо прослеживается (рис. 5). При этом «размытие» фронта волны постепенно нарастает, а максимальная скорость точек пласта падает. Можно сказать, что возмущающая

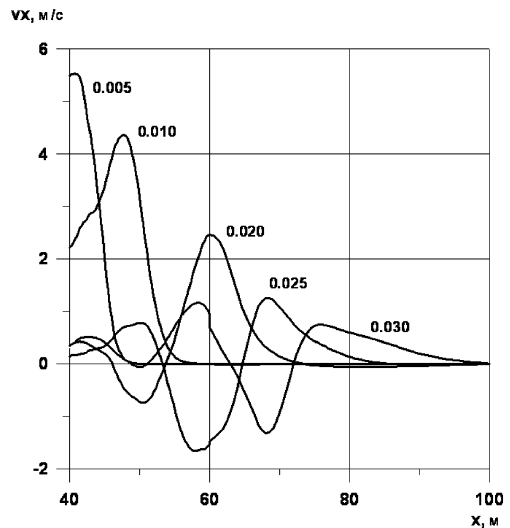


Рис. 5. Скорости точек пласта на различные моменты времени при взаимодействии пласта и боковых пород с $k = 0,3$

неподвижный пласт волна по мере продвижения вглубь пласта постепенно затухает. При этом в хвостовой части волны формируются колебания с амплитудой даже превосходящей значения на фронте волны.

Исходя из графиков на рис. 5, скорость распространения волны разгрузки можно оценить величиной ~ 2000 м/с (в сравнении с ~ 1200 м/с для одномерной постановки задачи).

Можно предположить, что в этом случае для скорости справедливо соотношение $v = \sqrt{\frac{E}{\rho(1-2\nu)}}$, применимое для неограниченной среды и, которое для принятых значений параметров дает $v = 1900$ м/с. При этом скорость распространения волны в боковых породах ~ 4900 м/с.

Помимо силового взаимодействия контактов пласт – боковые породы при описании разрушения в зоне отжима использовалась модель пластического деформирования угольного пласта. При этом не важен вид используемого закона пластического деформирования угольного пласта из-за отсутствия фактических данных о его параметрах. Важно лишь то, что в зоне концентрации напряжений деформационные параметры материала уменьшаются, то есть пласт становится более мягким. Вследствие этого он уходит из-под действия нагрузки, и концентрации напряжений в нем уменьшаются – они перераспределяются на другие участки пласта. По этой причине была использована простейшая билинейная модель пластичности, и ее параметры подбирались, наряду с другими, так, чтобы обеспечить реальные значения величин отжима пласта, его скорости, времени отжима и т.д.

Решение задачи в существенной степени зависит от коэффициента трения по контакту пласта и боковых пород. Все приведенные результаты относятся к случаю $k = 0,3$. Это достаточно большая величина, в силу чего отжим пласта получился относительно небольшим.

Рассмотрим характерные особенности полученного решения. На рисунках 6, 7 приведены распределения вертикальных и горизонтальных смещений пласта и боковых пород на момент времени, когда волна разгрузки достигает границы расчетной области. Это происходит через 0,05 секунд после разрушения сдерживающей отжим преграды в краевой части пласта. Видно, что в этом месте пласт сжимается на $\sim 4,5$ сантиметров ($2 \times 2,22$ см), величина отжима составляет ~ 9 см. При этом отметим, что максимальное опускание кровли выработанного пространства над его серединой составляет ~ 9 см. Профиль вертикального смещения пород кровли свидетельствует о том, что на забое создается горизонтальное усилие, препятствующее выдавливанию пласта в выработанное пространство. Пласт вынужден двигаться в суживающуюся по высоте, из-за опускания кровли выработанного пространства, область.

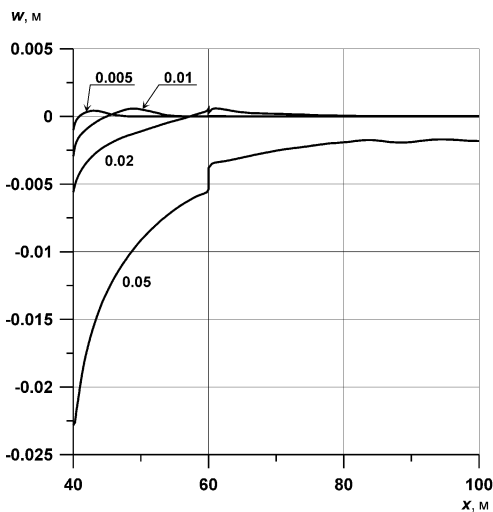


Рис. 6. Распределение вертикальных смещений кровли пласта на различные моменты времени

Хотя в реальных условиях этот фактор

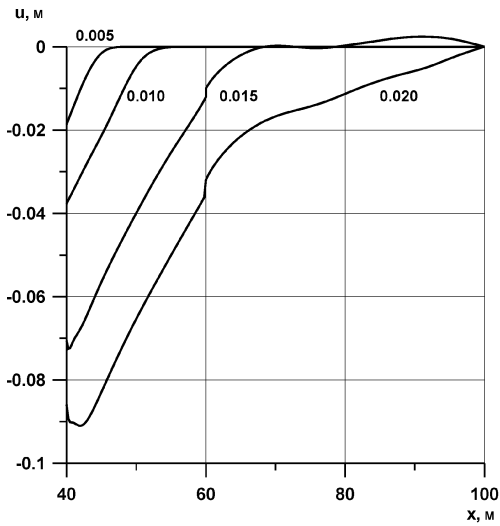


Рис. 7. Горизонтальные смещения точек пласта на различные моменты времени

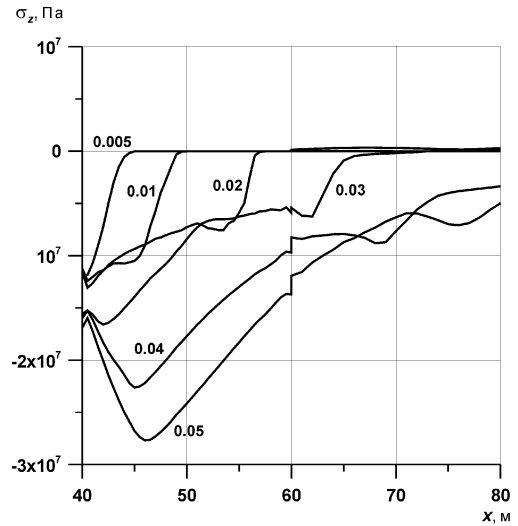


Рис. 8. Нормальные к пласту сжимающие напряжения на различные моменты времени

может не оказывать существенного влияния на характер деформирования из-за имеющих место нерегулярных разрушений в интересующей нас зоне.

Далее рассмотрим распределение нормальных вертикальных напряжений по кровле пласта, которые отображены на рис 8. До «внезапного отжима», то есть при образовании новой поверхности забоя в результате снятия комбайном угольной стружки, нормальные напряжения вблизи забоя имеют особенность, что обусловлено упругим характером деформирования массива. Использование пластической модели деформирования пласта приводит к тому, что формируется максимум опорного давления, который локализуется на некотором расстоянии от забоя. На предельном значении расчетного времени он располагается в $\sim 12 \div 13$ м от забоя. Во всей этой области произошло пластическое деформирование и сформировалась зона, в которой в той или иной мере развилось разрушение угля.

Выводы

Полученные результаты отражают попытку моделирования весьма сложного природного явления, связанного с проявлениями газодинамических явлений при отработке угольных пластов – «внезапного отжима» краевой части пласта. Используемая модель построена на общих физических представлениях, законах деформирования и движения и не включает каких-либо эмпирических закономерностей, характерных для рассматриваемой области моделирования. Тем не менее, в рамках модели удалось, возможно, не в полной мере получить результаты, наблюдаемые в реальных условиях отработки угольных пластов. В первую очередь, это формирование протяженной области сдвижения пласта, зоны отжима, размер которой при внезапных выбросах угля и газа может достигать $10 \div 15$ и более метров. Во-вторых, это известный из практики факт перемещения максимума опорного давления в ходе внезапного газодинамического проявления.

Работа выполнена по Программе фундаментальных научных исследований Отделения наук о Земле РАН (IV.8.3).

Литература

- Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1989. т. 4.
- Докукин А.В., Чирков С.Е., Норель Б.К.* Моделирование предельно-напряженного состояния угольных пластов. М.: Наука. 1981.
- Кузнецов С.В., Трофимов В.А.* Гидродинамический эффект сжатия угольного пласта // ФТПРПИ, 2002, № 3.
- Кузнецов С.В., Трофимов В.А.* Анализ локальных разрушений и роста трещин при сжатии угольных пластов // ФТПРПИ, 2006, № 2.
- Кузнецов С.В., Трофимов В.А.* Напряженно-деформированное состояние краевой части пласта: Третьи Ержановские чтения». Актобе. 2010. т. 1.
- Кузнецов С.В., Трофимов В.А.* Деформирование и разрушение призабойной части пласта при внезапном отжиме // Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при отработке месторождений полезных ископаемых на больших глубинах: труды 2-ой Российско-Китайской научной конференции. Новосибирск. 2012.
- Кузнецов С.В., Трофимов В.А.* Волна разрушения в краевой части пласта при «внезапном отжиме» // «Взрывное дело», ЗАО «МВК по взрывному делу при АГН». М.: 2014. 111/68.
- Николин В.И., Подкопаев С.В., Гончаров А.Д. и др.* Прогнозирование выбросоопасности угольного пласта с учетом фактора времени // Уголь Украины. 2009. № 1.
- Норель Б.К.* Изменение механической прочности угольного пласта в массиве. М.: Наука. 1983.

**IV. МЕХАНОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ,
КАК ФАКТОР ИНИЦИИРОВАНИЯ
ДЕФОРМАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ**

ВЛИЯНИЕ СЛАБОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННУЮ ДИНАМИКУ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПРИ ОДНООСНОМ СЖАТИИ ГРАНИТА

*И.А. Пантелеев¹, В.А. Мубассарова², Е.Е. Дамаскинская³,
Л.М. Богомолов⁴, О.Б. Наймарк¹*

¹ Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь

² Научная станция РАН, Бишкек, Киргизия

³ Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, Санкт-Петербург

⁴ Институт морской геологии и геофизики ДвО РАН, Южно-Сахалинск

Настоящая работа посвящена экспериментальному исследованию влияния слабого электрического поля на процесс накопления повреждений при квазистатическом одноосном сжатии гранитных образцов. Для непрерывного мониторинга эволюции дефектов различного типа при деформировании гранита используется метод акустической эмиссии. Анализ пространственно-временных закономерностей следования акустической эмиссии в экспериментах по одноосному сжатию гранита без воздействия и с непрерывным воздействием слабого электрического поля позволил установить, что воздействие слабого электрического поля меняет характер накопления повреждений в образце и приводит к изменению амплитудно-частотных свойств сигналов акустической эмиссии.

Введение

Вопросу влияния воздействия слабых внешних физических полей (электроимпульсов, магнитного поля, вибраций) на дефектную структуру нагруженных горных пород уделяется пристальное внимание последние нескольких десятилетий. С одной стороны интерес к этой задаче определяется гипотетической возможностью использования слабых воздействий для релаксации (разрядки) избыточных напряжений в геосреде, начиная от массива горных пород в районе добычи полезных ископаемых, заканчивая сейсмоопасными зонами. С другой стороны, в случае внешнего воздействия слабого электрического поля – необходимостью объяснения механизмов наблюдаемых при скважинных измерениях эффектов модуляции уровня геоакустической эмиссии внешним электромагнитным излучением [Гаврилов, 2010, 2014; Gavrilov, 2013]. Одним из основных направлений работы в этой научной области является оценка энергетических характеристик откликов нагруженного материала на внешнее слабое воздействие.

В ряде работ [Chelidze, Lursmanashvili, 2003; Авагимов, Зейгарник, 2008; Боровский и др., 2011; Мубассарова и др., 2014], посвященных исследованию влияния периодического или одиночного воздействия слабого электрического поля с напряженностью не более 1 кВ/м на процесс трещинообразования в нагруженных горных породах, установлен статистически значимый прирост активности акустической эмиссии (АЭ), вызванный внешним воздействием. В результате такого воздействия происходит перестройка дефектной структуры породы, которая отражается в изменении ряда параметров и закономерностей следования акустической эмиссии: **1** – максимум активности АЭ существенно возрастает при приближении действующей механической нагрузки к пределу прочности, а также увеличивается время задержки (время между моментами включения поля и максимумом активности АЭ); **2** – включение внешнего электрического поля при действующем приложенном усилии меньше 85% от разрушающего приводит к увеличению высокоэнергетических импульсов АЭ (высокоамплитудных) в общем объеме зарегистрированных за период воздействия импульсов. Тогда как при нагрузке, составляющей больше чем 85% от предельного уровня, включение внешнего электрического поля вызывает увеличение суммарного количества импульсов АЭ (по сравнению с периодом до воздействия), но не изменяет относительное распределение этих импульсов АЭ по энергии.

Несмотря на установленные закономерности, вопрос о механизмах влияния слабого электрического поля на дефектную структуру горной породы до сих пор остается открытым и актуальным. Оценки, полученные для случая действия прямых механизмов преобразования электрической энергии в механическую (пьезоэффект, электрострикция и т.д.), не позволяют объяснить наблюдаемые закономерности.

Настоящая работа посвящена исследованию эффекта влияния слабого электрического поля на пространственно-временную динамику развития поврежденности при одноосном квазистатическом сжатии гранита. Отличительной чертой настоящего исследования является сравнительный анализ параметров и закономерностей развития акустической эмиссии в случае деформирования гранита без воздействия и с непрерывным воздействием слабого поля от момента начала деформирования до разрушения.

Оборудование и материалы

Для экспериментального исследования влияния слабого электрического поля на активность акустической эмиссии при деформировании горных пород были выбраны цилиндрические образцы гранита Мансуровского месторождения с диаметром 41, и высотой 95,5 мм. Минеральный состав гранита представлен в Таблице. Все образцы были разделены на две группы. Первая группа подвергалась квазистатическому одноосному сжатию без воздействия, вторая – с воздействием. Для реализации механической нагрузки была использована электромеханическая машина Shimadzu AGX-Plus с максимальным усилием 30 тонн. Для непрерывного мониторинга акустоэмиссионной активности в процессе деформирования была использована система Amsy-5 Vallen (Германия), укомплектованная антенной с 8 датчиками: 6 широкополосными DECI SE2MEG-P (частотный диапазон 200–2000 кГц) и 2 датчиками AE105A (450–1150 кГц). Система позволяет помимо регистрации стандартных параметров акустоэмиссионного процесса по четырем каналам записывать

форму волны для последующего частотного анализа, а также осуществлять объемную локацию источников АЭ.

При испытании второй группы образцов непрерывное воздействие электрическими импульсами осуществлялось путем подачи на графитовые электроды, прижатые к боковым поверхностям образца, напряжения от генератора сигналов произвольной формы АКПП-3407/1А, усиленного при помощи усилителя TaboG 9400 с коэффициентом усиления 50. Параметры электрических импульсов при этом составляли: форма – прямоугольные, однополярные положительной полярности, напряжением 100 В, частотой 2,5 кГц, длительностью 100 мкс, скважностью 25%. Расположение датчиков АЭ для первой и второй групп гранитных образцов было идентичным. На рис. 1 представлена фотография испытательной машины с установленным образцом и схема расположения датчиков АЭ и графитовых электродов на боковой поверхности образца. Для улучшения электрического контакта между образцом и электродами на образец наносился толстый слой проводящего графитового лака.

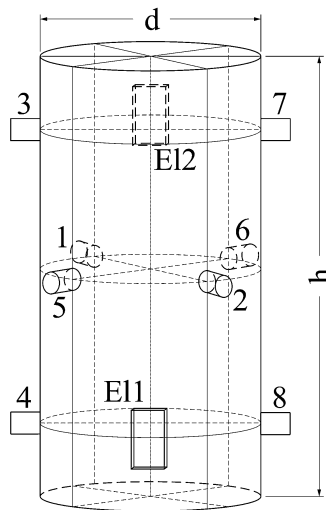
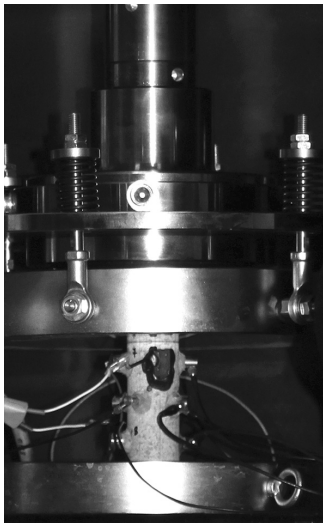


Рис. 1. Фотография испытательной машины с установленным образцом (слева) и схема расположения датчиков АЭ (1–8) и электродов (E11, E12) на образце (справа)

Для более детального исследования процесса перехода от дисперсного накопления повреждений к макроскопическому разрушению и влияния на него слабого электрического поля испытания образцов гранита осуществлялись со ступенчато-изменяемой скоростью нагружения: до нагрузки 7,5 тонн скорость нагружения составляла 0,03 мм/мин, с 7,5 до 15 тонн скорость нагружения была 0,015 мм/мин, свыше 15 тонн – 0,0075 мм/мин. Таким образом, при приближении действующей на образец нагрузки к предельному значению скорость деформирования образца уменьшалась в несколько раз, что позволило растянуть во времени стадию предразрушения.

Перед началом каждого эксперимента проводились калибровка датчиков акустической эмиссии с целью определения качества акустического контакта между датчиком и образцом, измерения падения амплитуды модельного импульса в зависимости от расстояния между источником и приемником с целью последующей корректировки максимальных амплитуд лоцированных сигналов АЭ.

Результаты экспериментов

Анализ всего комплекса полученных экспериментальных данных позволил выявить ряд отличительных особенностей процесса накопления повреждений в граните в присутствии электрического поля. В случае испытаний гранита без внешнего воздействия установлено, что активность акустической эмиссии в процессе деформирования изменяется ступенчато, квазистационарные стадии чередуются со стадиями активизации. При деформировании гранитных образцов с непрерывным электрическим воздействием показано, что активность акустической эмиссии не содержит отдельных локальных периодов увеличения акустоэмиссионной активности, кроме периода непосредственно предшествующего макроразрушению, характеризующегося развитием процесса накопления повреждений в режиме с обострением. Ранее в работах [Макаров, 2010; Пантелеев и др., 2012, 2013; Panteleev et al., 2014], посвященных теоретическому и экспериментальному исследованию эволюции ансамбля дефектов различного вида в нагруженных горных породах, было показано, что стадия лавинообразного роста поврежденности при деформировании горных пород и геосред является фундаментальным свойством деформируемой среды и следствием эффекта взаимодействия дефектов на широком спектре пространственных масштабов. На рис. 2 представлены зависимости активности акустической эмиссии от времени при одноосном квазистатическом сжатии образца гранита без воздействия и с непрерывным воздействием.

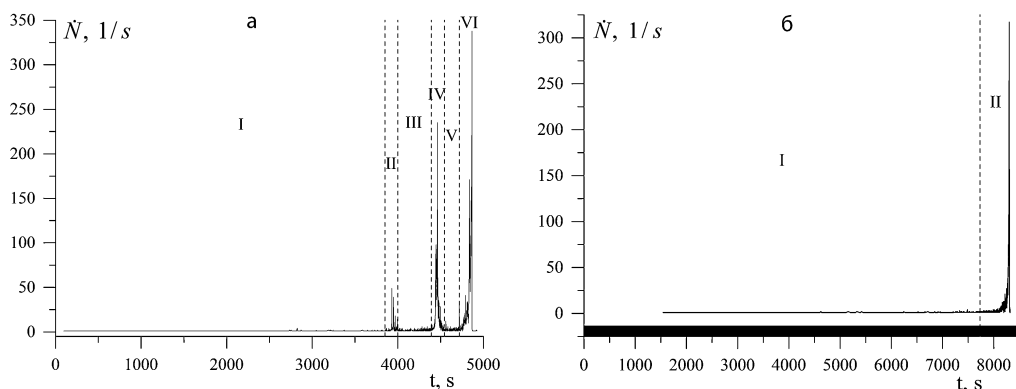


Рис. 2. Скорость следования акустической эмиссии при одноосном сжатии гранитного образца без (а) и с непрерывным воздействием электрического поля (б). Римскими цифрами показаны выделенные стадии акустоэмиссионной активности

Для анализа характера пространственно-временной кластеризации источников акустической эмиссии была решена задача объемной локализации источников АЭ. Пространственное расположение источников акустической эмиссии, зарегистрированных в течение всего времени деформирования гранитных образцов с и без воздействия, представлено на рисунках 3 и 4. В случае эксперимента без внешнего воздействия показано, что этапам активизации акустической эмиссии (II, IV, VI на рис. 2) соответствует процесс появления и укрупнения зон локализации источников АЭ вдоль нескольких выделенных плоскостей (прообразов магистральных трещин). При деформировании гранитного образца с непрерывным воздействием слабого электрического поля процесс накопления повреждений (накопления источ-

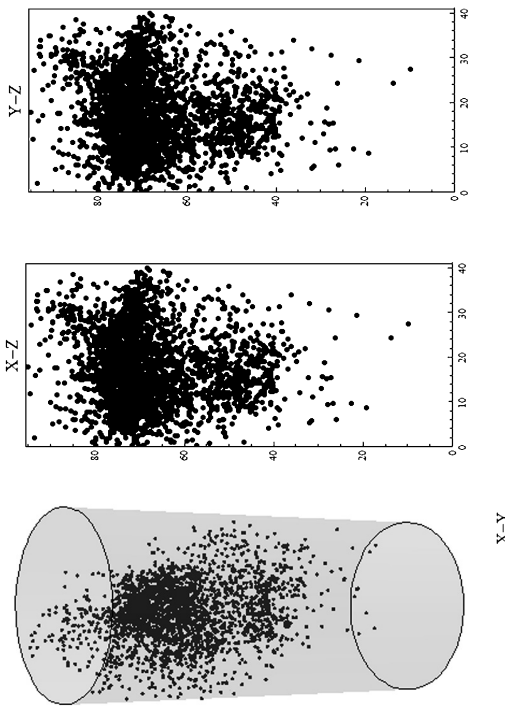


Рис. 3. Пространственное расположение источников импульсов акустической эмиссии, зарегистрированной в течение всего эксперимента в случае отсутствия воздействия

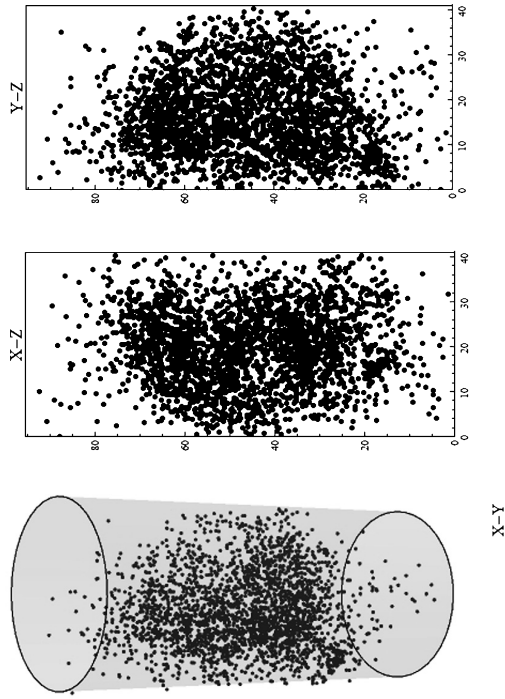
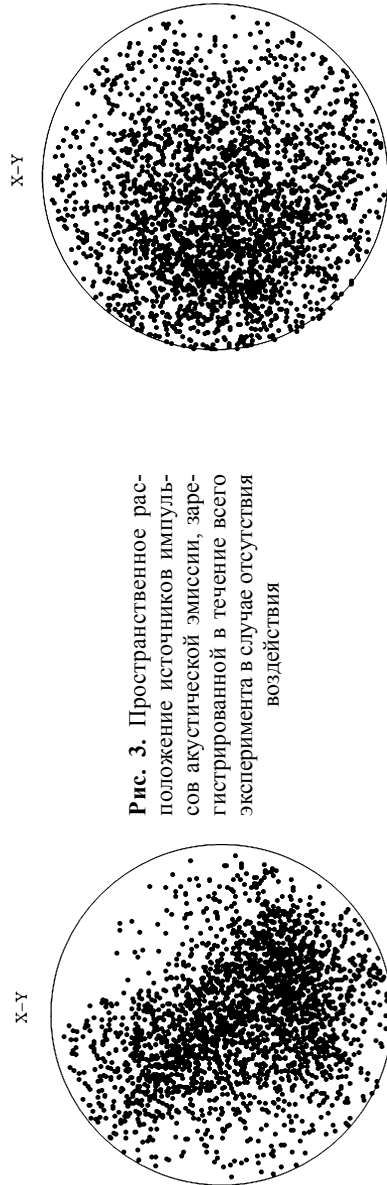


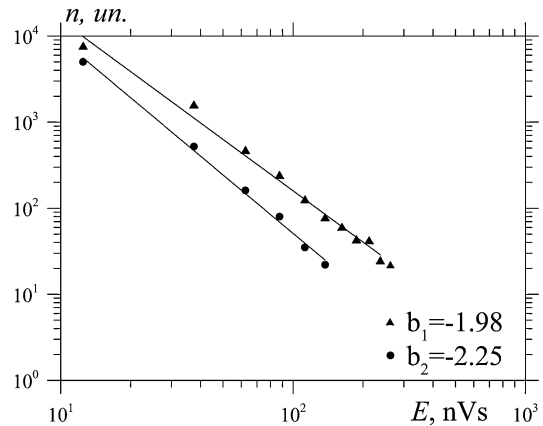
Рис. 4. Пространственное расположение источников импульсов акустической эмиссии, зарегистрированной в течение всего эксперимента в эксперименте с воздействием



ников АЭ) достаточно равномерно распределен по объему образца в течение всего времени деформирования.

Для всех зарегистрированных импульсов АЭ в эксперименте без и с непрерывным воздействием слабого электрического поля был построен график повторяемости (рис. 5.). Наклон графика повторяемости для случая отсутствия воздействия составил 1,98, при воздействии электрического поля – 2,25, что указывает на уменьшение высокоэнергетических событий в общем объеме зарегистрированных импульсов АЭ в случае непрерывного внешнего воздействия слабого электрического поля.

Рис. 5. Графики повторяемости для энергий сигналов АЭ, зарегистрированных в экспериментах на одноосное квазистатическое сжатие гранитного образца с непрерывным воздействием электрического поля (●) и без (▲)



Для более подробного исследования влияния непрерывного воздействия слабого электрического поля на процесс накопления повреждений при одноосном квазистатическом сжатии гранита был проведен кластерный анализ данных акустической эмиссии с использованием метода k -средних. Был рассмотрен следующий исходный набор параметров акустической эмиссии: пиковая амплитуда, длительность, медианная частота, частота максимума спектра, время нарастания, средняя частота импульса, нормированное на пиковую амплитуду время нарастания. Для выделения независимых параметров АЭ, которые имеют наибольший разброс в обоих экспериментах, были последовательно реализованы два метода обработки данных: кросс-корреляция каждой из пар параметров, метод главных компонент. В результате для кластеризации данных были использованы пиковая амплитуда, частота максимума спектра и нормированное время нарастания импульсов АЭ. Для оценки качества кластеризации данных и выбора оптимального количества кластеров был использован индекс Силуэтта.

На рис. 6 представлены результаты кластеризации данных АЭ для случая деформирования гранита без и с непрерывным воздействием слабого электрического поля. Было получено, что все импульсы АЭ разделяются на четыре кластера, каждый из которых можно охарактеризовать соответствующим частотным диапазоном: первый кластер низкочастотный – от 50 до 200 кГц, второй и третий – среднечастотные, от 200 до 400, и от 400 до 500 кГц соответственно, четвертый кластер – высокочастотный, от 600 до 1000 кГц. Анализ динамики акустической эмиссии, зарегистрированной в эксперименте по квазистатическому одноосному сжатию гранита без внешнего воздействия, позволил установить ряд особенностей процесса накопления повреждений. С самого начала деформирования преобладают среднечастотные сигналы акустической эмиссии, соответствующие второму кластеру. При действующем

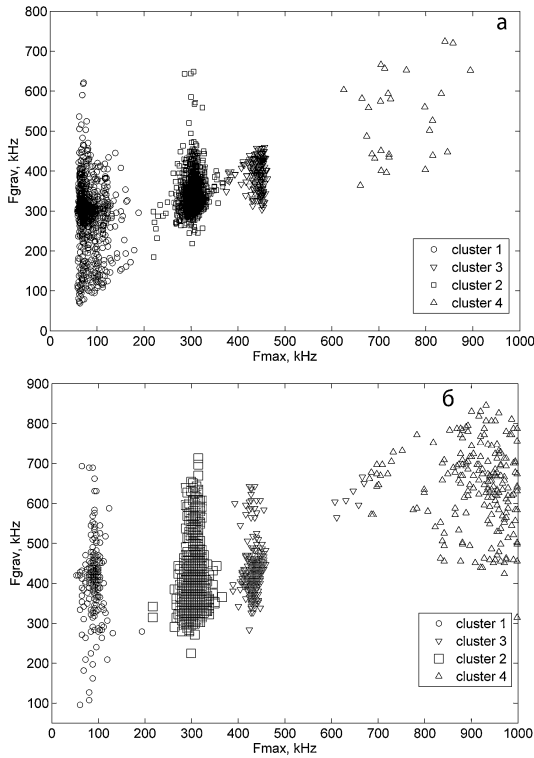


Рис. 6. Зависимость медианной частоты от частоты максимума спектра импульсов АЭ, зарегистрированных в эксперименте без (а) и с непрерывным воздействием электрического поля (б)

сии. Происходит перераспределение относительного количества сигналов между кластерами: количество низкочастотных сигналов АЭ заметно уменьшается, тогда как количество средне- и высокочастотных кластеров пропорционально увеличивается (рис. 7).

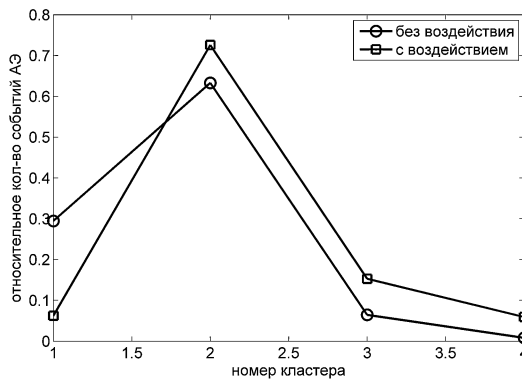


Рис. 7. Относительное количество событий АЭ в каждом кластере в случае эксперимента без воздействия (○) и с воздействием слабого электрического поля (□)

на образец напряжении, составляющим 50% от разрушающего, появляются сигналы АЭ низкочастотного диапазона. Данный результат физически обоснован, так как в процессе деформирования происходит укрупнение трещин, их коалесценция. Начиная с первой стадии локализации источников АЭ, сопровождающийся резким ростом активности АЭ, появляются сигналы АЭ третьего и четвертого кластеров, с частотами выше 400 кГц. Появление высокочастотных сигналов АЭ при формировании и росте магистральной трещины было отмечено ранее в работе [Ohnaka, Mogi, 1982] и связано, по мнению авторов, с появлением локальным зон высоких напряжений. В этих зонах происходит интенсивное микротрещинообразование, которое и сопровождается высокочастотной эмиссией.

В случае непрерывного воздействия на образец слабого электрического поля наблюдаются изменения в закономерностях следования и параметрах акустической эмиссии. Для каждого из кластеров наблюдается увеличение разброса сигналов АЭ по медианной частоте в направлении более высоких частот, что указывает на увеличение в сигналах АЭ высокочастотной составляющей. Сравнение распределений импульсов АЭ по пиковой амплитуде для каждого из кластеров в случае отсутствия и наличия внешнего воздействия показало, что в случае внешнего воздействия количество высокоамплитудных низкочастотных сигналов резко сокращается, а количество высокоамплитудных высокочастотных сигналов увеличивается.

Выводы

Обобщение полученного комплекса экспериментальных результатов позволяет сделать следующий вывод: непрерывное воздействие внешнего электрического поля на деформируемый образец природного твердого кристаллического диэлектрика (гранита) приводит к смене характера деформирования и разрушения с поэтапным образованием и развитием ряда локализованных в объеме образца разрывов (трещин), к дисперсному накоплению в объеме образца относительно большого количества соизмеримых по размеру трещин, коалесценция которых и вызывает макроразрушение. Это различие в характере деформирования и разрушения образцов гранита с внешним воздействием и без него проявляется в изменении ряда характеристик процесса генерации АЭ: **1** – увеличение угла наклона графика повторяемости для энергий импульсов АЭ; **2** – изменение количества периодов существенной активизации активности акустической эмиссии. Для случая наличия воздействия внешнего слабого электрического поля такие периоды отсутствуют вплоть до разрушения; **3** – изменение пространственного расположения источников АЭ в объеме образца; **4** – относительное уменьшение количества низкочастотных сигналов АЭ в случае непрерывного воздействия слабого электрического поля и пропорциональное увеличение количества средне- и высокочастотных импульсов АЭ; **5** – резкое сокращение низкочастотных высокоамплитудных импульсов АЭ в случае непрерывного внешнего воздействия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-08790).

Литература

Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // *Физика Земли.* 2008. № 1. С. 77–80.

Боровский Б.В., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Мубассарова В.А. К вопросу о стимулировании акустической эмиссии образцов геоматериалов электромагнитными полями // *Физика Земли.* 2011. № 10. С. 71–81.

Гаврилов В.А., Журавлев В.И., Морозова Ю.В. О связи эффекта суточной периодичности слабых землетрясений с вариациями естественного электромагнитного сверхнизкочастотного излучения // *Доклады Академии наук.* 2010. Т. 435. № 4. С. 535–540.

Гаврилов В.А., Пантелеев И.А., Рябинин Г.В. Физическая основа эффектов электромагнитного воздействия на интенсивность геоакустических процессов // *Физика Земли.* 2014. № 1. С. 89–103.

Макаров П.В. Самоорганизованная критичность деформационных процессов и перспективы прогноза разрушения // *Физическая мезомеханика.* 2010. Т. 13. № 5. С. 97–112.

Мубассарова В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. Особенности локализации деформации и распределения очагов акустической эмиссии в образцах горных пород под воздействием одноосного сжатия и электрических импульсов // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2014. Т. 5. № 4. С. 919–938.

Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. Модель геосреды с дефектами: коллективные эффекты развития несплошностей при формировании потенциальных очагов землетрясений // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2013. Т. 4. № 1. С. 37–51.

Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. Нелинейная динамика структур обострения в ансамблях дефектов как механизм формирования очагов землетрясения // Физика Земли. 2012. № 6. С. 43–55.

Chelidze T., Lursmanashvili O. Electromagnetic and mechanical control of slip: laboratory experiments with slider system // Nonlinear Processes in Geophysics. 2003. V. 10. P. 557–564.

Gavrilov V.A., Pantelev I.A., Ryabinin G.V., Morozova Yu.V. Modulating impact of electromagnetic radiation on geoaoustic emission of rocks // Russian Journal of Earth Sciences. 2013. T. 13. № 1. С. 1–16.

Ohnaka M., Mogi K. Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure // Journal of geophysical research: Solid Earth. 1982. V. 87. B5. P. 3873–3884.

Pantelev I., Plekhov O., Pankov I., Evseev A., Naimark O., Asanov V. Experimental investigation of the spatio-temporal localization of deformation and damage in sylvinite specimens under uniaxial tension // Engineering Fracture Mechanics. 2014. T. 129. С. 38–44.

УДК 550.83

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В.А. Зейгарник, В.Н. Ключкин

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Объединенный институт высоких температур РАН, Москва

Описана аппаратура и методика физического моделирования электросейсмического эффекта второго рода в образцах горных пород. Используемые способы возбуждения, измерения и обработки акустических и электрических полей позволяют изучать слабые электросейсмические эффекты. Приведены результаты моделирования на ряде образцов.

Сейсмоэлектрические и электросейсмические эффекты в горных породах дают возможность изучать такие свойства горных пород как литологическая неоднородность, пористость, трещиноватость, насыщенность флюидами, которые не определяются традиционными геофизическими методами [Светов, 2008].

В ОИВТ РАН разработана аппаратура, позволяющая моделировать электросейсмический эффект второго рода – возбуждение в образце горной породы акустического поля при воздействии на образец электрического поля. Для моделирования используются образцы, изготовленные из природных материалов. Размер образцов от 50×50×50 мм до 200×200×200 мм. Экспериментальное моделирование проведено на 72 образцах. Изучению подвергались образцы из известняка, доломита и песчаника. Использовались образцы малой и средней прочности, выдерживающие

одноосную нагрузку до 150 и 300 кг/см² соответственно. На рис. 1 приведено изображение типичного образца. Моделирование проводилось сериями по 6 образцов. В одной серии образцы имели по возможности одинаковую литологию, структуру, пористость и прочность, а отличались характером насыщающего флюида. Два образца насыщались водой с минерализацией 0,1%, два образца насыщались водой с минерализацией 1% и два образца насыщались водой с минерализацией 10%. В некоторых сериях в три образца с разной минерализацией воды вводился керосин в объеме, составляющим примерно 1/3 от объема воды. Такое сочетание образцов в одной серии позволяет выявлять зависимость электросейсмического эффекта от минерализации воды и содержания углеводорода. Образцы разных серий отличались литологией и пористостью.



Рис. 1. Изображение образца № 24

На рис. 2 приведена функциональная схема аппаратуры, используемой при моделировании. На схеме приняты обозначения: ГС – генераторы сигналов, УМ – усилители мощности, А-В и С-Д – электроды, И – изоляторы, АП_х, АП_у и АП_z – акустические приемники, ДР – делитель резистивный, УА – усилители каналов измерения акустических сигналов, УСС – устройство сбора сигналов, К₁–К₄ – входы каналов УСС. Образец (заштрихован) вместе с источниками и приемниками полей помещен в электрический и акустический экран.

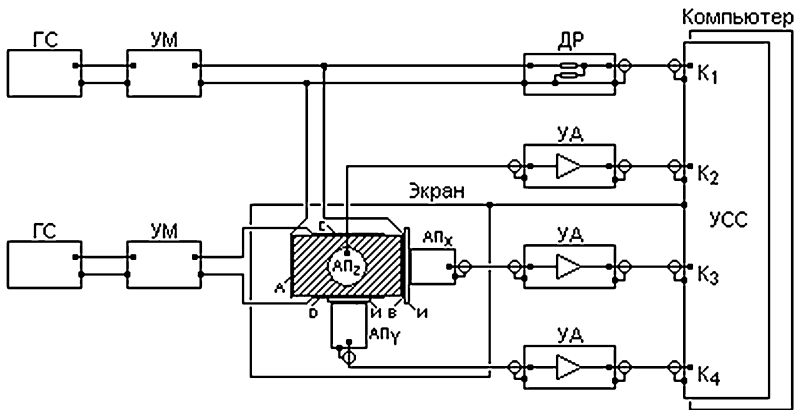


Рис. 2. Функциональная схема аппаратуры

На электроды А-В и С-Д подается напряжение в частотном диапазоне 0–200 кГц с амплитудой до ± 40 В. Считается, что в ортогональной системе координат XYZ электроды А-В создают компоненту электрического поля E_x , а электроды С-Д создают компоненту электрического поля E_y . Допускается, что в первом приближении $E_x = U_{AB}/L_{AB}$ и $E_y = U_{CD}/L_{CD}$, где U_{AB} и U_{CD} – напряжения на электродах А-В и С-Д, а L_{AB} и L_{CD} – расстояние между электродами А-В и С-Д. Для измерения напряжения на электродах используется канал К₁ УСС. Коэффициент передачи канала равен коэффициенту делителя $K = 1,4,16$ и не зависит от частоты.

Каналы с акустическими приемниками и усилителями используются для измерения трех ортогональных компонент акустического поля A_x , A_y и A_z . Частотный

диапазон измерений 2–200 кГц. Коэффициент передачи каналов на частоте 100 кГц равен $4 \cdot 10^{11} \cdot 2^n$ В/м $n = 0, 1, 2, \dots 5$. Частотные характеристики коэффициентов передачи имеют довольно сложный вид. Характеристики используются при пересчете результатов измерений к полю. Устройство сбора сигналов УСС обеспечивает преобразование аналоговых сигналов в цифровые данные. Диапазон входных сигналов – ± 5 В, количество двоичных разрядов АЦП – 12, максимальная частота преобразования – 10 МГц в каждом канале.

Для управления процедурами измерения, сбора и обработки данных используется программа Stand, а для представления результатов измерений в виде осциллограмм и спектрограмм используется программа DaqCreator. Перед началом измерений в программе Stand задаются параметры измерений и обработки: количество каналов, частота АЦП, уровень ждущего запуска по первому каналу, длительность одного блока данных, количество записываемых блоков, однополосная фильтрация (включена/выключена), частота однополосной фильтрации, вычисление среднего квадратичного значения сигнала (включено/выключено). После пуска программы Stand по первому каналу запускается измерение и запись первого блока данных. Затем запускается измерение и запись второго блока и так далее. Считается, что в первом канале шумы канала и помехи много меньше полезного сигнала, и поэтому запуск измерения каждого блока данных происходит в одной и той же фазе полезного сигнала.

После записи заданного количества блоков измерение останавливается и запускается процедура синхронного накопления сигналов. Блоки данных в каждом канале суммируются (накапливаются). Суммарный сигнал нормируется на количество накопленных блоков. Процедура накопления имеет гребенчатую частотную характеристику [Серебрянников, Первозванский, 1965]. Характеристику можно вычислить по формуле:

$$K(f) = \frac{\sin(n\pi Tf)}{n \cdot \sin(\pi Tf)} \quad (1)$$

где f – частота, T – длительность блока данных, n – число накапливаемых блоков. Ширина полос пропускания характеристики уменьшается, а ослабление между полосами увеличивается пропорционально увеличению n . При этом среднее квадратичное значение случайных помех уменьшается пропорционально $n^{1/2}$. Программа Stand позволяет накапливать до 10000 блоков, что дает возможность ослабить случайные помехи и собственные шумы измерительных каналов на 40 дБ.

После накопления сигналов запускается процедура однополосной фильтрации. Основная цель – пропускание одной частоты из гармонического ряда частот, выделенного процедурой накопления, и ослабление всех остальных частот этого ряда. Фильтрация производится путем многократной свертки сигнала с функциями $\sin 2\pi F\tau$ и $\cos 2\pi F\tau$, где F – частота выделяемой гармоники, τ – переменная интегрирования, k/F – интервал интегрирования, $k = 2, 4, 8, 16$. Коэффициент передачи такого фильтра на частоте F равен 1, а на всех остальных частотах, выделенных процедурой накопления, равен 0. Характеристику можно вычислить по формуле:

$$W(f) = \left[\frac{\sin 2\pi k(1 - \frac{f}{F})}{2\pi k(1 - \frac{f}{F})} - \frac{\sin 2\pi k(1 + \frac{f}{F})}{2\pi k(1 + \frac{f}{F})} \right]^m \quad (2)$$

где $m = 2, 4, 8$ – кратность свертки.

После однополосной фильтрации запускается процедура вычисления среднего квадратичного значения сигнала в каждом канале, приведенного к входу УСС. Результаты вычислений индицируются на мониторе компьютера.

На каждой частоте электрического поля измерения производятся дважды. При первом измерении в каналах, измеряющих акустическое поле, частота однополосной фильтрации устанавливается равной частоте электрического поля, и измеряется первая гармоника акустического поля. При втором измерении частота однополосной фильтрации увеличивается в два раза, и измеряется вторая гармоника акустического поля. Результаты измерений пересчитываются к полю и вычисляются шесть коэффициентов преобразования поля E_x в компоненты акустического поля $K_{x1x} = A_{x1}/E_x$, $K_{y1x} = A_{y1}/E_x$, $K_{z1x} = A_{z1}/E_x$, $K_{x2x} = A_{x2}/E_x$, $K_{y2x} = A_{y2}/E_x$, $K_{z2x} = A_{z2}/E_x$, где индексы 1 и 2 означают номер гармоники акустического поля. Порог чувствительности измерений акустического поля равен 0,1 фм (1 фм = 10^{-15} м). При этом порог чувствительности по коэффициенту преобразования полей равен примерно 10^{-3} фм/В/м. Поле E_y используется для вспомогательных целей, и коэффициенты преобразования этого поля не вычисляются.

Переменное электрическое поле вызывает колебание зарядов (ионов) и электрических диполей (полярных молекул), содержащихся во флюиде и в минеральном скелете образца [Яворский, Детлаф, 1964]. Колебание зарядов и диполей создает акустическое поле в образце. Если напряжение подано только на электроды А-В, то заряды колеблются в основном по линейной траектории и создают компоненту акустического поля A_{x1} . Электрические диполи колеблются, изменяя свою ориентацию, и создают компоненты акустического поля A_{x1} , A_{y2} и A_{z2} . Можно отметить, что именно колебания диполей создают вторую гармонику акустического поля. Соотношение между A_{y2} и A_{z2} зависит от плоскостей, в которых колеблются разные диполи, и может самопроизвольно существенно изменяться в процессе эксперимента. Кроме того, часть диполей может вращаться, совершая полные обороты. Такие диполи создают только первые гармоники акустического поля. Причем соотношение между компонентами будет изменяться в зависимости от изменения плоскости вращения диполей.

Чтобы стабилизировать результаты экспериментов на электроды С-Д подается постоянное напряжение, которое создает поле E_y . Диполи будут ориентированы преимущественно по оси Y, и под действием переменного поля E_x диполи будут колебаться в плоскости XY. При этом они будут создавать только компоненты A_{x1} и A_{y2} . Компонент A_{z1} и A_{z2} практически не будет. Если на электроды С-Д подать переменное напряжение, частота которого равна частоте напряжения на электродах А-В, а фаза сдвинута на 90 градусов, то электрическое поле будет вращаться в плоскости XY. Заряды будут двигаться по круговым траекториям, а диполи будут вращаться в плоскости XY. В этом случае будут действовать только первые гармоники A_{x1} и A_{y1} , причем гармоники будут иметь стабильные амплитуды.

На рис. 3 приведена осциллограмма акустических сигналов образца № 15. Образец – известняк средней прочности, размер $200 \times 100 \times 50$ мм, минерализация воды 0,1%, пористость 9%. Индексами на осциллограмме обозначены: 1 – сигнал на выходе делителя ДР (шкала ± 5 В), 2 – сигнал на выходе УА компоненты A_z (шкала $\pm 0,04$ В), 3 – сигнал на выходе УА компоненты A_x (шкала ± 5 В), 4 – сигнал на выходе УА компоненты A_y (шкала ± 5 В). На электроды С-Д подано постоянное напряжение 1 В. По форме сигналов видно, что сигнал компоненты A_y содержит первую и вторую гармоники, причем, вторая гармоника на порядок больше первой. Сигнал компоненты A_x имеет только первую гармонику, а сигнал компоненты A_z меньше

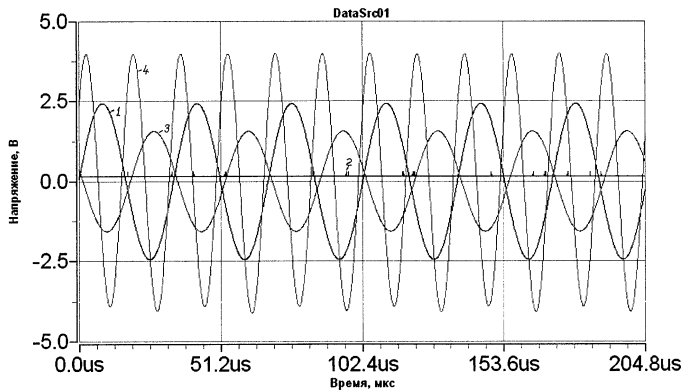


Рис. 3. Осциллограмма акустических сигналов образца № 15

порога чувствительности. Такое соотношение между компонентами и их гармониками характерно при использовании стабилизирующего поля E_{γ} .

Существенную информацию об образце дают частотные характеристики коэффициентов преобразования. Характеристики имеют выраженные резонансные максимумы. Частоты резонансов характеризуют различные заряды и диполи, их величину, массу и подвижность. На рис. 4 приведен пример частотных характеристик коэффициентов K_{Y1X} (первая гармоника) и K_{Y2X} (вторая гармоника) для образца № 6. Образец – известняк средней прочности, размер $200 \times 100 \times 50$ мм, пористость 11%, минерализация воды 1%. Вид характеристик типичен для образцов из известняка. Различие характеристик разных образцов состоит в том, что коэффициенты образцов, имеющих одинаковую пористость и разную минерализацию воды, увеличиваются при увеличении минерализации. Причем коэффициенты на первой гармонике для образцов, имеющих одинаковую минерализацию воды и разную пористость, увеличиваются при увеличении пористости. Для тех же образцов коэффициенты на второй гармонике уменьшаются при увеличении пористости. Различие в зависимости коэффициентов от пористости и от минерализации воды может служить хорошим диагностическим признаком.

Частотные характеристики коэффициентов преобразования образцов с разной литологией могут существенно различаться. Различия в частотах резонансов разных образцов могут быть использованы для диагностики литологии образцов.

Для того чтобы оценить вклад флюидов в частотные характеристики коэффициентов преобразования твердых образцов были получены частотные характеристики воды с разной минерализацией и керосина. Характеристики получены в ванне размером $200 \times 100 \times 50$ мм.

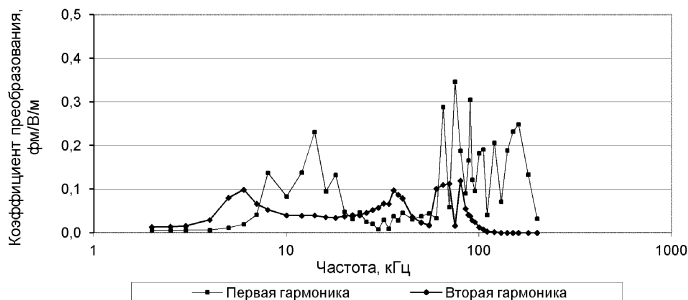


Рис. 4. Частотные характеристики коэффициентов K_{Y1X} и K_{Y2X} образца из известняка

Рис. 5. Частотные характеристики коэффициентов K_{Y1X} и K_{Y2X} в воде



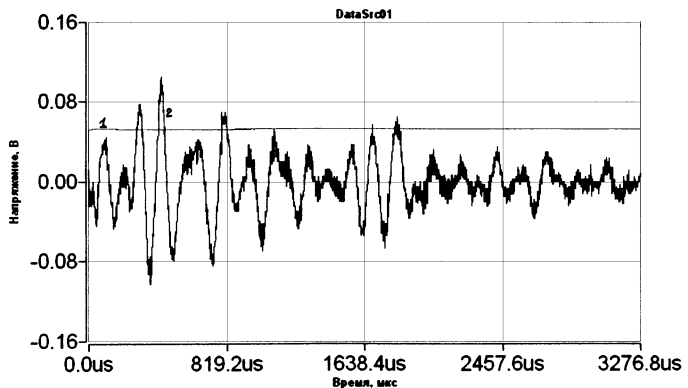
На рис. 5 приведены характеристики коэффициентов K_{Y1X} и K_{Y2X} воды с минерализацией 0,1%. Характеристика K_{Y1X} имеет два выраженных резонанса на частотах типичных для воды. Такие резонансы могут достаточно уверенно проявляться в характеристиках твердых образцов. Характеристика K_{Y2X} воды на три порядка меньше характеристики K_{Y1X} . Это означает, что в твердых образцах вторые гармоники акустического поля создаются в основном полярными молекулами минерального скелета. Этим объясняется тот факт, что в твердых образцах вторые гармоники уменьшаются при увеличении пористости образцов.

Характеристики коэффициентов преобразования керосина имеют несколько выраженных резонансов, типичных для керосина. Однако малые значения этих коэффициентов не позволяют выделять их в характеристиках твердых образцов.

На ряде образцов были поставлены эксперименты с использованием электрического поля в виде меандра. Такое электрическое поле позволяет получить переходные характеристики коэффициентов преобразования полей. На рис. 6 приведена осциллограмма переходного процесса компоненты A_x акустического поля. Индексами на осциллограмме обозначены: 1 – сигнал на выходе делителя ДР (шкала ± 5 В), 2 – сигнал на выходе УА компоненты A_x (шкала $\pm 0,16$ В). Видно, что полезный сигнал осложнен помехами и шумами измерительного канала. Обусловлено это тем, что измерения ведутся в широкой полосе частот, и для ослабления помех используется только накопление сигнала. Провести анализ переходных процессов при недостаточной помехоустойчивости измерений практически не удастся.

Эксперименты с переходными процессами позволили обнаружить одиночные сигналы в акустическом поле, которые на порядок превышают сигналы переход-

Рис. 6. Осциллограмма переходного процесса в акустическом поле



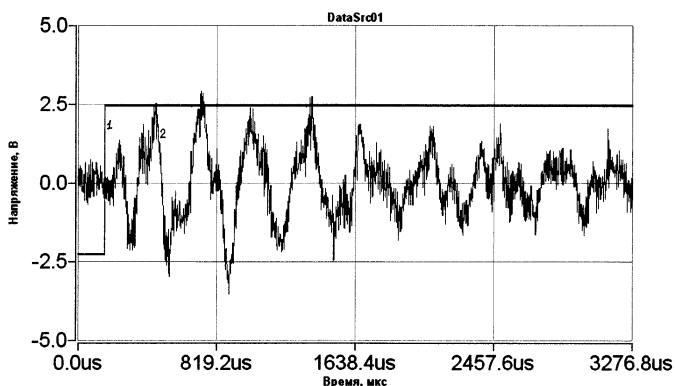


Рис. 7. Осциллограмма одиночного сигнала акустического поля

ных процессов. На рис. 7 приведена осциллограмма такого сигнала. Индексами на осциллограмме обозначены: 1 – сигнал на выходе делителя ДР (шкала ± 5 В), 2 – сигнал на выходе УА компоненты A_x (шкала $\pm 0,5$ В). Следует отметить, что одиночные сигналы действуют только в нагруженных образцах, причем нагрузка должна составлять примерно 0,8–0,9 от нагрузки разрушения. Сигналы всегда действует с некоторой задержкой во времени после фронта электрического поля. Задержка может быть различной, но не превышает времени распространения акустического поля в образце. Сигналы начинают действовать только после начала электрического воздействия на образец, причем они действуют не после каждого фронта электрического поля. Постепенно частота появления сигналов уменьшается и их становится не видно на фоне шумов и помех. Форма сигналов во времени и их спектры характерны для сигналов, возбуждаемых при образовании трещин в образце. Возможно, образование трещин вызвано непосредственным воздействием электрического поля на неоднородности в образце. Возможно так же, что трещины образуются под воздействием слабого вторичного акустического поля. В этом случае можно говорить о некотором триггерном эффекте, когда слабое воздействие вызывает сильную реакцию.

Выводы

1. Электросейсмический эффект второго рода во всех испытанных образцах превышает порог чувствительности. Частотные характеристики коэффициентов преобразования полей имеют выраженные резонансные максимумы, отражающие свойства ионов и полярных молекул, содержащихся в минеральном скелете и флюиде образца. Коэффициенты преобразования полей имеют разную зависимость от пористости образца и минерализации флюида, что может служить диагностическим признаком.

2. Электрическое воздействие на образец вызывает одиночные не периодические сигналы акустического поля, которые, возможно, связаны с образованием трещин в образце.

Литература

Светов Б.С. Основы геоэлектрики. М.: Издательство ЛКИ, 2008. С. 473–503.

Серебренников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. М.: Наука, 1965. С. 25–49.

Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. М., Наука, 1964. С. 346–353, 407–409.

УДК: 550.37

ИНИЦИИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМИ ИМПУЛЬСАМИ: ЛАБОРАТОРНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

В.А. Новиков, В.И. Окунев, В.Н. Ключкин

Объединенный институт высоких температур РАН, Москва

Несмотря на достаточно большое количество опубликованных результатов полевых и лабораторных экспериментов по изучению триггерного воздействия электрического тока на горные породы в критическом напряженно-деформированном состоянии вопрос о возможности инициирования землетрясений электрическими импульсами на глубине расположения их очагов (5–10 км), где расчетная плотность тока в земной коре, создаваемая искусственным источником, составляет 10^7 – 10^8 А/м², остается дискуссионным. В настоящей работе в условиях пружинно-блочной модели, имитирующей сейсмогенный разлом, впервые подтверждена возможность инициирования макрособытия (лабораторного «землетрясения») – резкой подвижки борта имитатора разлома) импульсом электрического тока, протекающего вдоль модельной разломной зоны. Экспериментально показано, что такая инициация электрическим воздействием возможна только в области субкритического состояния системы, когда накопленные сдвиговые напряжения составляют 0,98–0,99 от критического значения, при котором происходит резкая подвижка блока. Минимальная плотность тока, инициирующего сейсмическое событие в модельных условиях, находится на уровне 20 А/м², что примерно на 7–8 порядков превышает расчетную плотность тока для полевых экспериментов, полученную для Бишкекского геодинамического полигона при анализе отклика сейсмичности на импульсы МГД-генератора. В связи с этим наблюдаемый в натуральных условиях эффект отклика сейсмичности на электрические импульсы может объясняться либо контракцией тока в узких проводящих зонах разломов и резким повышением его плотности, либо наличием вторичных триггерных механизмов, таких как электромагнитная стимуляция миграции флюида в разломную зону, вызывающая снижение прочностных свойств разлома.

Введение

В середине 90-х годов в России было обнаружено статистически значимое влияние электрических импульсов постоянного тока, подаваемых через диполь в зем-

ную кору, на слабую сейсмичность Памира [Тарасов, 1997] и Северного Тянь-Шаня [Тарасов и др., 1999]. В заземленный электрический диполь длиной ~4 км подавались одиночные импульсы электрического тока 1,5–2,5 кА с напряжением ~1 кВ и длительностью 2,5–10 с от геофизического МГД-генератора, который использовался для глубинного электромагнитного зондирования земной коры с целью мониторинга ее состояния и поиска электромагнитных предвестников землетрясений. Статистически, методом наложения эпох, с использованием данных региональных сейсмических каталогов и графиков пусков МГД-генератора было установлено, что после подачи электрического импульса в земную кору количество слабых землетрясений ($M_b < 3$) в регионе возрастает в несколько раз с задержкой 1–2 суток, а затем в течение 5–7 дней возвращается к прежнему фоновому значению. Была высказана гипотеза о триггерном воздействии электрических импульсов, которое инициирует возникновение сейсмических событий [Зейгарник и др., 1999]. Проведенные к настоящему времени лабораторные эксперименты на различном прессовом оборудовании и образцах геоматериалов в напряженно-деформированном состоянии продемонстрировали модуляцию акустической эмиссии импульсами электрического тока, пропускаемого через образец [Соболев, Пономарев, 2003; Bogomolov и др., 2004; Avagimov и др., 2006]. Было показано, что отклик акустической эмиссии на электрическое воздействие, характеризующий трещинообразование в образце, возрастает по мере нагружения образца и максимально проявляется при уровне напряжений 0,95–0,99 от напряжения разрушения материала [Соболев, Пономарев, 2003]. Эффект модуляции геоакустической эмиссии внешними воздействиями на среду хорошо известен, например, под воздействием лунно-солнечных приливов [Гордеев и др., 1995]. Тем не менее, появление отклика акустической эмиссии на внешнее воздействие не означает, что оно может однозначно привести к инициации макрособытия (землетрясения или разрушения испытываемого образца) [Beeler и Lockner, 2003]. Целью настоящей работы является экспериментальное определение условий инициации лабораторного «землетрясения» импульсом электрического тока и триггерного потенциала такого электрического воздействия.

Методика эксперимента

В отличие от предыдущих экспериментов, проведенных на прессовом оборудовании [Соболев, Пономарев, 2003; Bogomolov и др., 2004; Avagimov и др., 2006], когда при электрическом воздействии на испытываемый образец исследовался отклик акустической эмиссии, в настоящей работе использовалась пружинно-блочная установка (рис. 1), основанная на модели землетрясения как неустойчивого скольжения с трением на контакте блоков горных пород [Grace и Byerlee, 1966], и позволяющая изучать не только поведение акустической эмиссии, но и возможность инициации макрособытий (резких подвижек блока (1), имитирующих землетрясения). Данная пружинно-блочная трибологическая установка прерывистого скольжения, в которой подвижный и неподвижный блоки моделируют борта разлома, имитирует сейсмический цикл (накопление и сброс напряжений в сейсмогенном разломе). Контактная зона между неподвижным и подвижным блоками, где накапливаются сдвиговые напряжения, заполняется гранулированным материалом с контролируемой дисперсностью, имитирующим обломочные горные породы, возникающие при разрушении бортов разлома. Вертикальная нагрузка создает нормальное давление образца на неподвижный блок. Электромеханический привод обеспечивает

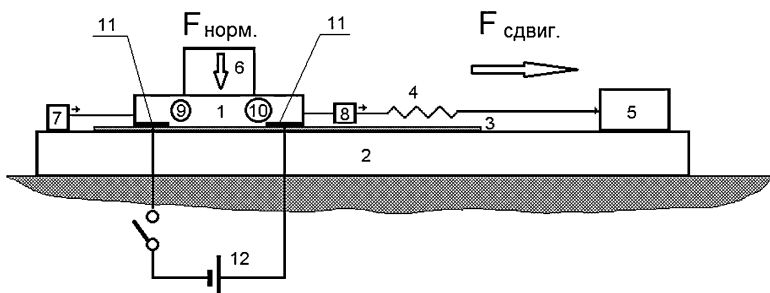


Рис. 1. Функциональная схема установки прерывистого скольжения с системой подачи электрических импульсов в межблоковую контактную зону.

1 – подвижный блок, 2 – неподвижный блок, 3 – наполнитель контактной зоны (гранулированный материал), 4 – пружина, 5 – электромеханический привод, 6 – нормальная нагрузка контактной зоны, 7 – датчик перемещения подвижного блока, 8 – датчик усилия сдвига подвижного блока, 9 – высокочастотный датчик акустической эмиссии, 10 – низкочастотный датчик акустической эмиссии, 11 – электроды, встроенные в нижнюю поверхность подвижного блока, 12 – источник постоянного тока

медленное линейное нагружение подвижного блока с минимальной скоростью до 0,13 мкм/с и рост сдвиговых напряжений в контактной зоне, что позволяет определять с высокой точностью критические напряжения сдвига, при которых внешнее триггерное физическое воздействие проявляется наиболее эффективно. Подробное описание устройства установки и диагностического оборудования представлено в работе [Кочарян, Новиков, 2015]. В данной установке впервые для устройств такого класса предусмотрена система электрического воздействия на разломную зону, позволяющая имитировать протекание электрического тока через разлом и исследовать его возможное триггерное влияние на сейсмический процесс.

В данных экспериментах использовался бетонный подвижный блок с размерами 227×112×53 мм, толщина заполнения контактной зоны гранулированным материалом (строительным песком с размерами частиц 0,2–0,5 мм). Нормальная нагрузка на контактную зону составляла 113,76 кг, что обеспечивало нормальное напряжение в гранулированном наполнителе 0,45 кгс/см². Жесткость калиброванной пружины – 1,7 кгс/мм. На первом этапе экспериментов были определены условия, при которых осуществляется равномерный сейсмический цикл (медленное накопление и резкий сброс сдвигового напряжения в контактной зоне). Для данных условий определено среднее (воспроизводимое) значение критического напряжения сдвига $F_{\max} = 31,5$ кгс. На втором этапе экспериментов при помощи электромеханического привода пружинно-блочная система доводилась до критического состояния, когда сдвиговое усилие достигало 0,95–0,98 F_{\max} . После этого привод пружинно-блочной системы выключался и в течение нескольких секунд производилась выдержка, при которой состояние системы контролировалось по интенсивности акустической эмиссии. Затем осуществлялось воздействие прямоугольными электрическими импульсами от генератора импульсов АНР-1120 с частотой 200 Гц. Амплитуда импульсов электрического тока варьировалась в диапазоне 1–5 мА. В эксперименте измерялись следующие параметры: усилие на пружине датчиком силы UMMA-K100; перемещение подвижного блока датчиком СТЕ-3000; высокочастотная акустическая эмиссия (АЭ) датчиком ПАЭ ПГ20-200 (АЭ ВЧ, в диапазоне 20–200 кГц); низкочастотная акустическая эмиссия датчиком АР57 (АЭ НЧ, в диапазоне 1 Гц–2 кГц); электрический ток через контактную зону измерителем тока, встроенным в уси-

литель мощности. Аналоговые данные с датчиков поступали на АЦП USB-3000, цифровые данные с которого регистрировались и обрабатывались на персональном компьютере с помощью пакета прикладных программ PowerGraph©.

Экспериментальные результаты

Типичная подвижка в эксперименте без электрического воздействия на контактную зону представлена на рис. 2. Усилие пружины F непрерывно возрастает непосредственно до подвижки блока при $F_{\max} = 31,93$ кгс. При смещении блока усилие на пружине падает на $\Delta F = 3,1$ кгс, при этом блок сместился на $\Delta S = 4,14$ мм. За время $\Delta t = 2,86$ с до подвижки амплитуда и интенсивность акустической эмиссии (АЭ) начали резко увеличиваться (датчик АЭ ВЧ), датчик перемещения зафиксировал микросмещение блока, система перешла в неустойчивое состояние. АЭ возрастает до максимальных величин при F_{\max} , после срыва и остановки подвижного блока уровень АЭ вернулся к фоновым значениям. Время подвижки 0,35 с; при этом в системе выделилась энергия $(\Delta F \cdot \Delta S)/2 = 62,9 \cdot 10^{-3}$ Дж.

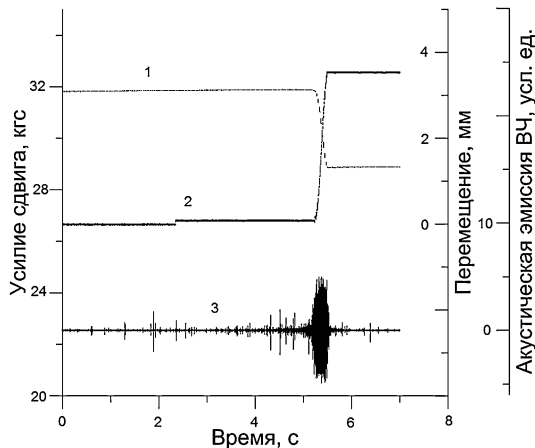
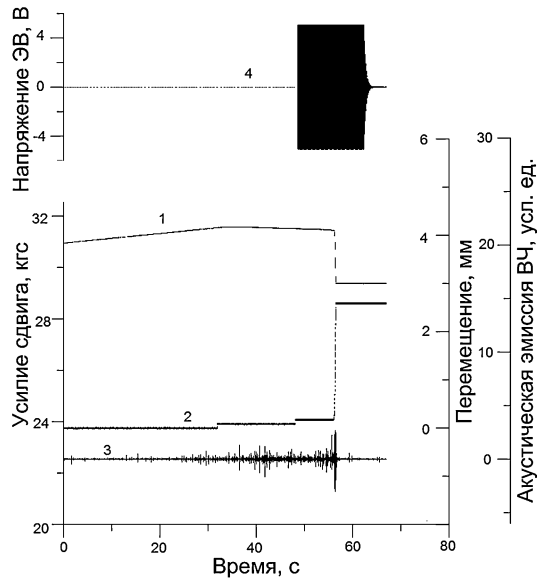


Рис. 2. Изменение параметров пружинно-блочной установки во время подготовки и возникновения резкой подвижки блока по неподвижному блоку (лабораторного «землетрясения») без электрического воздействия на контактную зону. 1 – усилие сдвига подвижного блока, 2 – перемещение подвижного блока, 3 – высокочастотная акустическая эмиссия

Пример инициирования подвижки блока электрическим воздействием представлен на рис. 3. Подача электрических импульсов началась за 7,57 с до подвижки. Эксперименты (2 опыта) с электрическим воздействием производились в 4 этапа. На первом этапе осуществлялся рост F до значения 0,987 от ожидаемой величины F_{\max} (31,52; 31,30 кгс соответственно). Второй этап представлял собой паузу в нагружении пружинно-блочной системы (15,4 и 12,1 с), когда привод выключался. На третьем этапе при выключенном приводе производилось электрическое воздействие на контактную зону (пропускание электрического тока через электроды и влажный песок-заполнитель контактной зоны) в течение нескольких секунд (7,57 и 7,10 с). На четвертом этапе возникала подвижка, инициированная электрическим воздействием, с длительностью 0,39 и 0,55 с для опыта 1 и 2 соответственно. Следует отметить, что после начала электрического воздействия наблюдался рост акустической эмиссии и падение усилия сдвига F от 31,52 кгс до 31,46 кгс до возникновения подвижки и от 31,30 до 31,19 кгс в опытах 1 и 2 соответственно. При этом выделилась энергия $29,5 \cdot 10^{-3}$ и $22,1 \cdot 10^{-3}$ Дж, что почти в 3 раза меньше, чем в подвижке без электрического воздействия. Таким образом, при подаче электрического

Рис. 3. Изменение параметров пружинно-блочной установки во время подготовки и инициирования резкой подвижки блока электрическим воздействием (лабораторного «землетрясения»).

1 – усилие сдвига подвижного блока, 2 – перемещение подвижного блока, 3 – высокочастотная акустическая эмиссия, 4 – напряжение электрического воздействия (ЭВ)



го тока при росте АЭ происходит незначительная медленная релаксация сдвиговых напряжений, которая затем при лавинообразном увеличении АЭ переходит в резкую подвижку (лабораторное «землетрясение»). В других экспериментах, при аналогичном электрическом воздействии при значениях F менее 0,98 от ожидаемой величины F_{\max} , подвижка не инициируется, АЭ постепенно уменьшается и выходит на фоновый уровень. При этом увеличение времени воздействия даже до 55 с не приводит к инициации подвижки. Следует отметить, что подвижка блока также не инициируется при значениях тока, меньших 5 мА. В описанных экспериментах ток в зоне контакта был 5,13 мА, что с учетом растекания тока через подвижный и неподвижный блоки, а также зоны заполнителя межблокового контакта перед подвижным блоком и за ним, соответствует плотности тока в контактной зоне $\sim 20 \text{ А/м}^2$, которая может рассматриваться как пороговое значение.

Обсуждение результатов

В описанных выше лабораторных экспериментах подтверждена возможность прямого инициирования сейсмического события импульсом электрического тока, протекающего вдоль разломной зоны. При этом получено, что инициация подвижки бортов имитатора разлома электрическим воздействием возможна только в области субкритического состояния системы, когда накопленные сдвиговые напряжения составляют 0,98–0,99 от критического значения, при котором происходит резкая подвижка. В этом случае можно говорить о триггерном электрическом воздействии на процесс накопления и сброса сдвиговых напряжений. Следует отметить, что пороговая плотность тока, инициирующая сейсмическое событие в модельных условиях, находится на уровне 20 А/м^2 , что примерно на 7–8 порядков превышает расчетную плотность тока для полевых экспериментов, полученную для Бишкекского геодинамического полигона при анализе отклика сейсмичности на импульсы МГД-генератора. Механизм такого воздействия неясен. Как для полевых, так и для лабораторных экспериментов при временах воздействия порядка 10 с джоулей

нагрев среды даже при плотности тока 20 А/м^2 пренебрежимо мал и не может рассматриваться как причина снижения эффективной прочности горных пород в разломе вследствие повышения внутривещного давления флюида за счет нагрева.

При рассмотрении других механизмов, например, генерации двойных электрических слоев в среде как результат внешнего электрического воздействия, которые могут создать дополнительные напряжения в массиве горных пород [Зейгарник и др., 1999] необходимо иметь в виду следующее. Анализ полевых наблюдений инициирования землетрясений [Gomberg и др., 1998] показывает, что триггерный потенциал динамического воздействия находится на уровне $\sim 0,1\%$ от уровня литостатического давления в очаге землетрясения. Следовательно, дополнительное усилие, создаваемое внешним воздействием, должно выполнить работу на сжатие 1 м^3 горных пород, которую можно оценить следующим образом:

$$A_{\text{мех}} = \Delta F \cdot \Delta \delta = \Delta F \cdot \Delta P / E = 2 \cdot 10^5 \text{ Н} \cdot 0,2 \text{ МПа} / 5 \cdot 10^4 \text{ МПа} \sim 1 \text{ Дж},$$

где ΔF – дополнительное усилие, обусловленное изменением литостатического давления на $0,1\%$, действующее на поверхность блока площадью 1 м^2 равно $0,2 \text{ МПа} \cdot 1 \text{ м}^2 = 2 \cdot 10^5 \text{ Н}$; $\Delta P / E$ – относительная деформация блока при $\Delta P = 0,2 \text{ МПа}$ (изменение нормального напряжения на глубине $10 \text{ км} \sim 200 \text{ МПа}$ на $0,1\%$), $E = 5 \cdot 10^4 \text{ МПа}$ – модуль упругости гранита.

Работа, производимая электрическим током в течение 10 с (максимальная длительность импульса в полевых экспериментах) при протекании его через проводник с удельным сопротивлением $5 \cdot 10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (усредненная величина для Бишкекского геодинамического полигона) площадью 1 м^2 и длиной 1 м будет равна $A_{\text{эл}} = I^2 \cdot R \cdot t = (1 \cdot 10^{-8}) \text{ А}^2 \cdot 5 \cdot 10^3 \text{ Ом} \cdot \text{м} \cdot 1 \text{ м} / 1 \text{ м}^2 \cdot 10 \text{ с} = 5 \cdot 10^{-14} \text{ А}^2 \cdot \text{Ом} \cdot \text{с} = 5 \cdot 10^{-14} \text{ Дж}$, что значительно меньше работы, требуемой для инициации землетрясения механическим воздействием (1 Дж).

Таким образом, даже если вся работа, производимая электрическим током, будет преобразована в механическую энергию по сжатию горной породы, то ее будет недостаточно для обеспечения требуемого изменения нормального напряжения в разломе на $0,1\%$, которое инициирует землетрясение. На основании приведенных оценок можно сделать вывод, что для полевых экспериментов с МГД-генератором даже при 100% преобразовании электрической энергии в механическую в очаге землетрясения (хотя на самом деле большая часть электрической энергии переходит в тепло), генерация требуемых дополнительных напряжений $0,05\text{--}0,2 \text{ МПа}$, которые могут инициировать землетрясение, невозможна, и требуются другие гипотезы для объяснения наблюдаемых в полевых экспериментах электрических триггерных явлений. Для достижения требуемой величины повышения удельной энергии горной породы (1 Дж/м^3) плотность тока должна быть порядка $0,2 \cdot 10^{-2} \text{ А/м}^2$, а с учетом потерь на тепло – еще выше, что в принципе согласуется с полученными экспериментальными результатами. Таким образом, наблюдаемый в природных условиях эффект отклика сейсмичности на электрические импульсы может объясняться либо контракцией тока в узких проводящих зонах разломов и повышением его плотности, либо наличием вторичных триггерных механизмов, таких как электромагнитная стимуляция миграции флюида в разломную зону, приводящая к снижению прочностных свойств разлома [Novikov, Novikova, 2014], что требует проведения специальных экспериментальных исследований поведения флюида в разломе и связанных с ним изменений электрических и механических свойств контактной зоны.

Заключение

Таким образом, в лабораторных экспериментах подтверждена возможность прямого инициирования сейсмического события импульсом электрического тока, протекающего вдоль разломной зоны. При этом инициация подвижки бортов разлома электрическим воздействием возможна только в области субкритического состояния системы, когда накопленные сдвиговые напряжения составляют 0,98–0,99 от критического значения, при котором происходит резкая подвижка. Экспериментально установленная пороговая плотность тока, инициирующая сейсмическое событие в модельных условиях, находится на уровне 20 А/м², что примерно на 8 порядков превышает расчетную плотность тока для полевых экспериментов, полученную для Бишкекского геодинамического полигона при анализе отклика сейсмичности на импульсы МГД-генератора. Наблюдаемый в натуральных условиях эффект отклика сейсмичности на электрическое воздействие может объясняться либо контракцией тока в узких проводящих зонах разломов и повышением его плотности, либо наличием вторичных триггерных механизмов, таких как электромагнитная стимуляция миграции флюида в разломную зону и снижение прочностных свойств разлома.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 14-05-00756).

Литература

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

Зейгарник В.А., Авагимов А.А., Тарасов Н.Т. Можно ли управлять землетрясениями? // Наука в России. 1999, № 2. С. 16–22.

Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94–104.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники / Отв. ред. В.Н. Страхов. М.: Наука. 2003. 270 с.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 542–545.

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

Avagimov A.A., Zeigarnik V.A. and V.N. Klyuchkin. On the Structure of Acoustic Emission of Model Samples in Response to an External Energy Action // Physics of the Solid Earth. Vol. 42, No. 10. 2006. P. 824–829.

Beeler, N.M., and D.A. Lockner. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence, J. Geophys. Res., 108(B8). 2391, doi:10.1029/2001JB001518, 2003.

Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Novikov V.A., Okunev V.I., Sychev V.N., and Zakupin A.S. Acoustic emissions response of rocks to electric power action as seismic – electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V. 47. No 1. P. 65–72.

Brace W.F. and Byerlee J.D. Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes. Science, New Series. Vol. 153, No. 3739. 1966. P. 990–992.

Gomberg J., Beeler N.M., and Blanpied M.L. Earthquake triggering by static and dynamic deformations // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 24411–24426.

Novikov V., Novikova E. Electromagnetic stimulation of fluid migration into fault area and earthquake triggering phenomena // Geophys. Res. Abstr. V. 16, EGU201-14-12790. 2014.

УДК 550.370

ОЦЕНКА ЭЛЕКТРОКИНЕТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД В ЭКСПЕРИМЕНТАХ ПО ОДНОФАЗНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

В.Л. Барбанов

Институт проблем нефти и газа, ИПНГ РАН, Москва

Эксперименты по оценке электрокинетических параметров поверхности порового пространства проводились с образцами песчаника пористостью 0,15 и проницаемостью 10–30 мД в режиме стационарной фильтрации водного раствора с минерализацией 7,5 г/л. Градиенты порового давления определялись на двух базах 205 и 68 мм. Внутри первой базы находилась 6-ти-электродная схема электрического зондирования на постоянном токе 43, 125 и 375 мкА. После каждого замера полярность тока менялась на обратную. За время эксперимента накапливались суммарные величины градиентов порового давления, соответствующие разной полярности тока питания, затем вычислялись их средние величины. По разности градиентов давления и по измеренной электрической проводимости рассчитывались электрокинетический коэффициент \tilde{L} и ζ – потенциал двойного электрического слоя. На базах 1–2 и 3–4 получены, соответственно, следующие оценки: $\tilde{L}_{1-2} = (0,46 \pm 0,04) \cdot 10^{-8} \text{ A} \cdot \text{c}^2/\text{кг}$ и $\tilde{L}_{3-4} = (1,23 \pm 0,12) \cdot 10^{-8} \text{ A} \cdot \text{c}^2/\text{кг}$; $\zeta_{1-2} = 43 \pm 4 \text{ мВ}$ и $\zeta_{3-4} = 114 \pm 11 \text{ мВ}$.

Граница минеральный скелет-жидкость в пористых средах, в частности, в горных породах – коллекторах нефти и газа, является поверхностью контакта двух фаз разного химического состава и агрегатного состояния. Вследствие различия подвижности ионов в жидкой фазе и адсорбционной способности минерального скелета, на этой поверхности возникает поперечная разность электрического потенциала и формируется двойной электрический слой.

В упрощенном изложении физика формирования двойного электрического слоя состоит в следующем [Френкель, 1975; Нюссик, Комов, 1981]. Если молекулы жидкости представить в виде точечных силовых центров, обладающих дипольным или квадрупольным моментом, то на поверхности жидкости эти молекулы должны выстраиваться со строго определенной, преимущественно единой ориентацией, нарушаемой малыми тепловыми флуктуациями. Благодаря этому поверхность жидкости оказывается покрытой «жестким» слоем (слоем Гельмгольца), толщи-

на которого равна размеру одной молекулы. Если жидкость находится в контакте с твердой фазой, обладающей адсорбционным потенциалом, избирательным к ионам определенного заряда, то вне неподвижного слоя Гельмгольца формируется размытый диффузионный слой, плотность зарядов в котором убывает с увеличением расстояния от поверхности раздела фаз. Знак и величина заряда на поверхности твердой фазы зависит от ряда факторов и, прежде всего, – от условий ее образования и дальнейшей эволюции. К числу этих факторов относятся температура, давление, pH насыщающей поры жидкости, равновесной (или неравновесной) с минеральной фазой. Плотность заряда в неподвижной части двойного слоя пропорциональна концентрации электролита. В диффузной части двойного слоя плотность заряда пропорциональна корню квадратному из концентрации электролита. Структура и характеристики двойного электрического слоя отражают степень смачиваемости поверхности порового пространства по отношению к заполняющим поры жидкостям.

В настоящее время получила широкое распространение так называемая трехслойная модель двойного электрического слоя [Devis et al., 1978; Lorne et al., 1999]. Рассмотрим ее основные свойства для конкретных условий наших экспериментов, то есть проницаемого пористого кварцевого песчаника, насыщенного раствором NaCl с концентрацией $\sim 0,1$ моль/л.

В случае кварца взаимодействие минеральной поверхности с водным раствором электролита заключается в захвате протона кремнеземной группой [Glover et al., 1994]

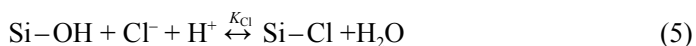
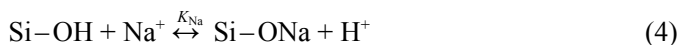


где K_+ и K_- – константы равновесия. За счет этих реакций на поверхности минеральной фазы формируется поверхностная плотность зарядов Q_1 . Эта плотность зарядов зависит от концентрации ионов H^+ . Не принимая во внимание адсорбцию других ионов, эта плотность может быть описана как функция pH при нулевом заряде (pzc), то есть при котором $Q_1 = 0$. Эта концентрация связана с константами равновесия следующим образом [Glover et al., 1994]:

$$pzc = -\frac{1}{2} \log \frac{K_+}{K_-} = \frac{pK_- - pK_+}{2} \approx 3 \quad (3)$$

При $pH > pzc$ на поверхности будут доминировать группы Si-O^- , то есть заряд поверхности будет иметь отрицательный знак.

Модель усложняется тем обстоятельством, что и другие ионы из электролита также могут адсорбироваться на поверхности пор. В нашем случае можно рассмотреть следующие химические реакции соли NaCl:



Из-за конечного размера адсорбированных ионов Na^+ и ионов Cl^- возникнет плотность зарядов Q_2 , которая будет располагаться на некотором расстоянии от плоскости с плотностью зарядов Q_1 . Эта плоскость зарядов Q_2 обычно обозначает-

ся как внешняя плоскость зарядов, а плоскость зарядов Q_1 – внутренняя плоскость зарядов. Такая структура и называется трехслойной моделью.

Если на границе раздела между подвижной и неподвижной фазами имеется двойной электрический слой, то внешнее электрическое поле может вызвать движение первой фазы относительно второй и, наоборот, если вызвать такое движение, то возникнет разность потенциалов.

В соответствии с термодинамикой неравновесных процессов электрокинетические явления можно представить в линейном приближении следующей системой уравнений [Мигунов, 1978; Николаевский, 1996]:

$$\mathbf{j} = L_{11}\mathbf{E} + L_{12}\nabla p, \quad (6)$$

$$\mathbf{v} = -L_{21}\mathbf{E} - L_{22}\nabla p, \quad (7)$$

где \mathbf{j} – плотность электрического тока, А/м²; \mathbf{v} – скорость фильтрации жидкости, м/с; \mathbf{E} – напряженность электрического поля, В/м; ∇p – градиент давления, Па/м; L_{ij} – термодинамические постоянные, причем согласно принципу Онзагера, $L_{12} = L_{21}$. Размерности термодинамических постоянных следующие: $[L_{11}] = (\text{Ом} \cdot \text{м})^{-1} \equiv \text{А}^2 \cdot \text{с}^3 / (\text{кг} \cdot \text{м}^3)$, $[L_{22}] = \text{м}^2 / (\text{Па} \cdot \text{с}) \equiv \text{м}^3 \cdot \text{с} / \text{кг}$, $[L_{12}] = [L_{21}] = \text{А} / (\text{Па} \cdot \text{м}) \equiv \text{А} \cdot \text{с}^2 / \text{кг}$. Первый член в правой части уравнения (6) соответствует закону Ома, а второй член в правой части уравнения (7) – закону фильтрации Дарси. Другие члены уравнений (6) и (7) с коэффициентами L_{12} и L_{21} представляют электрокинетические явления – потенциал течения и электроосмос. Коэффициенты L_{ij} для насыщенной пористой среды определяются формулами:

$$L_{11} = m\sigma, L_{12} = L_{21} = \tilde{L} = \frac{m\varepsilon\varepsilon_0\zeta}{4\pi\mu}, L_{22} = \frac{k}{\mu}, \quad (8)$$

где ζ – электрокинетический потенциал, В; m – пористость, k – проницаемость, м²; μ – динамическая вязкость флюида, Па·с, ε – относительная диэлектрическая проницаемость, $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ Кл/(В·м) – электрическая постоянная; σ – удельная электропроводность $(\text{Ом} \cdot \text{м})^{-1}$.

В серии лабораторных экспериментов была проведена оценка электрокинетических коэффициентов \tilde{L} и ζ -потенциала поверхности пор песчаника. Модель пласта была собрана из пяти образцов керна, отобранных из нефтяного коллектора, представленного пористыми серыми массивными песчаниками. Общая длина модели – 500 мм, общий объем – ~330 см³, объем порового пространства – ~50 см³. В экспериментах по однофазной фильтрации измерялось поровое давление в четырех точках вдоль модели (то есть на двух базах внутри модели); внутри первой базы проводилось электрическое зондирование на постоянном токе. Сила тока питания составляла 43, 125 или 375 мкА, причем полярность тока после каждого измерения, дискретность которого составляла 1 мин, менялась на обратную. Общая схема экспериментов с указанием датчиков давления и внутренних электродов показана на рис. 1, А.

Пористость модели оказалась неоднородной. После предварительного вакуумирования и прокачки ~178 см³ воды с расходом 0,2 см³/мин поинтервальная пористость составила: между точками P1 и P2 – 0,103, P1 и P3 – 0,118, P1 и P4 – 0,116, P2 и P3 – 0,160, P2 и P4 – 0,149, P3 и P4 – 0,138. Отсюда очевидно, что пористость модели, в целом, возрастала от входа к выходу, при этом максимальная пористость характерна в интервале P2–P3, то есть на расстоянии 250–318 мм от входа модели.

Для определения проницаемости в модель закачивался водный раствор NaCl с минерализацией 7,4–7,6 г/л. После прокачки с расходами 0,2, 0,3 и 0,4 см³/мин (при этом суммарный объем прокаченной жидкости составил 17 поровых объемов модели) проницаемость модели пласта на базе 1–2 составляла 25,0 мД, на базе 3–4 – 12,1 мД.

В последующих циклах однофазной фильтрации проводилось определение электрокинетических коэффициентов насыщенного пористого песчаника. Сила тока общего питания составляла 125 или 375 мкА. Согласно расчетам по принципиальной электрической схеме модели пласта (см. рис. 1, Б) величина тока в интервале измерений порового давления 1–2 составляла, соответственно, 72,3 и 215,5 мкА, а в интервале измерений порового давления 3–4: –12,9 и –38,8 мкА соответственно. Знак «минус» означает, что направление тока в интервале 1–2 и 3–4 было противоположным. Соответственно и средние величины градиентов давления на этих базах имели разные знаки. Пример графиков накопления перепадов давления при смене полярности тока питания показан на рис. 2.

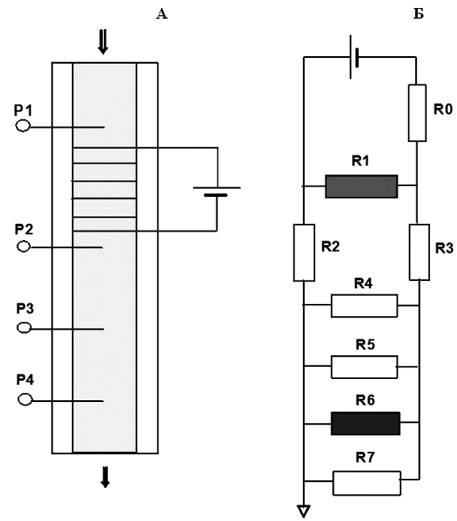
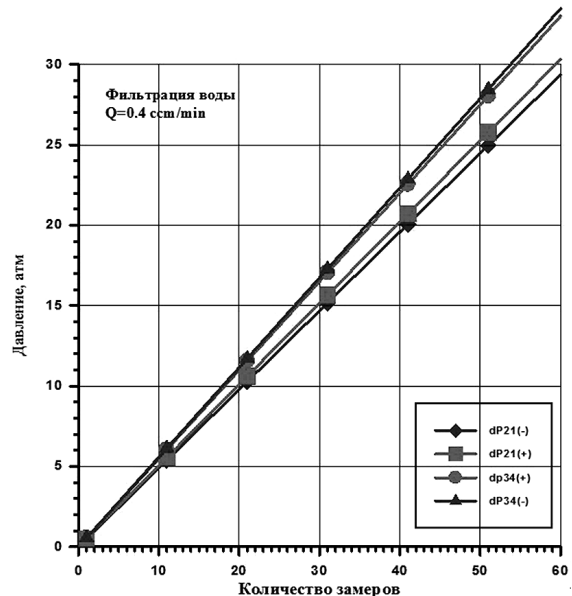


Рис. 1. А – схема модели пласта в экспериментах по оценке электрокинетических параметров поверхностей пор: P1–P4 – датчики для измерения порового давления; на базе 1–2 смонтирована 6-ти электродная схема для электрического зондирования пористой среды на постоянном токе; крайние электроды – питающие, внутренние – измерительные. Б – принципиальная электрическая схема модели пласта: сопротивление R1 соответствует базе измерений порового давления 1–2, сопротивление R6 – базе измерений порового давления 3–4

Рис. 2. Пример накопления градиентов порового давления на базах 1–2 и 3–4. Показаны величины накопленных градиентов давления при противоположных направлениях электрического тока



Из уравнений (6)–(7) несложно получить следующую формулу для определения электрокинетического коэффициента \tilde{L} :

$$\tilde{L} = \frac{1}{2} \frac{k}{\mu} \frac{\sigma}{j_e} (\nabla p^+ - \nabla p^-), \quad (9)$$

где j_e – плотность тока между точками 1-2 или 3-4, а верхние индексы градиентов давления означают полярность общего тока питания.

Удельная электрическая проводимость σ в момент времени j с учетом последовательной переполюсовки тока питания определялась по электрическому сопротивлению R на базе измерений

$$R_j = \frac{U_{j-1} - 2U_j + U_{j+1}}{I_{j-1} - 2I_j + I_{j+1}} \quad (10)$$

Величина поперечного сечения модели составляла $7,07 \text{ см}^2$ или $7,07 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2$, пористость модели предполагалась равной 0,15. Величина удельной электрической проводимости определялась только на базе P1–P2 и составляла приблизительно $0,09 \text{ (Ом} \cdot \text{м)}^{-1}$. Предполагалось, что на базе P3–P4 удельная электрическая проводимость имеет такую же величину.

Результаты расчетов электрокинетических коэффициентов представлены в Таблице.

Таблица

Расчеты электрокинетических коэффициентов

I_0 , мкА	I_{1-2} , мкА	I_{3-4} , мкА	$(\nabla p^+ - \nabla p^-)_{1-2}$, Па/м	$(\nabla p^+ - \nabla p^-)_{3-4}$, Па/м	\tilde{L}_{1-2} , $\text{А} \cdot \text{с}^2/\text{кг}$	\tilde{L}_{3-4} , $\text{А} \cdot \text{с}^2/\text{кг}$
125	72,3	-12,9	$3,43 \cdot 10^3$	$-6,21 \cdot 10^3$	$0,50 \cdot 10^{-8}$	$1,39 \cdot 10^{-8}$
375	215,5	-38,8	$8,60 \cdot 10^3$	$-1,44 \cdot 10^4$	$0,42 \cdot 10^{-8}$	$1,07 \cdot 10^{-8}$

Для дальнейших оценок можно использовать следующие приближенные величины: $\tilde{L}_{1-2} = (0,46 \pm 0,04) \cdot 10^{-8} \text{ А} \cdot \text{с}^2/\text{кг}$ и $\tilde{L}_{3-4} = (1,23 \pm 0,12) \cdot 10^{-8} \text{ А} \cdot \text{с}^2/\text{кг}$.

Величина ζ -потенциала рассчитывалась по формуле:

$$\zeta = \tilde{L} \frac{\mu}{m \epsilon \epsilon_0} \quad (11)$$

Величина диэлектрической проницаемости водного раствора предполагалась равной $\epsilon = 81$. В результате получены следующие оценки: $\zeta_{1-2} = 43 \pm 4 \text{ мВ}$, $\zeta_{3-4} = 114 \pm 11 \text{ мВ}$.

Полученные оценки ζ -потенциалов, очевидно, не сильно расходятся с известными величинами для осадочных горных пород, полученными независимыми методами [Нюссик, Комов, 1981; Кузнецов, Симкин, 1990; Шелухин, Амира, 2008]. Более того, получилось, что чем ниже проницаемость, тем больше величина ζ -потенциала, поскольку проницаемость на базе P1–P2 составляла 25,0 мД, а на базе P3–P4 – 12,1 мД, хотя формально (см. формулу (5)), ζ -потенциал не зависит от проницаемости. Между тем, такая зависимость была экспериментально обнаружена и ранее

[Lorne et al., 1999]. Полученные оценки ζ -потенциалов необходимо рассматривать как «оценки сверху», что связано, вероятно, со следующими причинами.

При проведении оценки электрокинетических коэффициентов обязательно необходимо учитывать сложный характер электрической проводимости насыщенной пористой среды. В первом приближении общая электрическая проводимость складывается из следующих четырех составляющих. 1) Электрическая проводимость твердой кристаллической матрицы. Как правило, эта составляющая, по природе своей, преимущественно является электронной проводимостью. 2) Электрическая проводимость водного раствора, заполняющего связные поры и поровые каналы. Как правило, эта составляющая, по природе своей, является ионной проводимостью. Свободные ионы в растворе движутся в направлении к питающим электродам в зависимости от знака заряда, то есть, очевидно, навстречу друг другу. Если предположить, что элементарный объем разнозаряженных ионов приблизительно одинаков, то вклад этого типа проводимости в массоперенос нулевой. 3) Электрическая проводимость подвижной части двойного электрического слоя. Эта подвижная часть двойного слоя, по определению, состоит из ионов одного знака заряда, поэтому именно этот тип проводимости преобладающе влияет на коэффициент массопереноса. 4) Электрическая проводимость неподвижной части двойного электрического слоя. Эта часть слоя также состоит из ионов одного знака заряда, и проводимость определяется трансляционным движением этих ионов относительно друг друга.

По полученным оценкам можно рассчитать также коэффициент потенциала течения

$$K_S = \frac{\mathbf{E}}{\nabla P} = \frac{L_{12}}{\sigma_0} \quad (12)$$

и коэффициент электроосмоса [Jiang et al., 1998]

$$K_E = \frac{\nabla P}{\mathbf{E}} = \frac{L_{21}\mu}{k_0} \quad (13)$$

Соответственно, для интервала 1-2 получим $K_S = 5,1 \cdot 10^{-8} \text{ м}^3/\text{А}\cdot\text{с}$ (или В/Па), $K_E = 184 \text{ А}\cdot\text{с}/\text{м}^3$ (или Па/В). Интересно, что величина коэффициента K_S почти точно совпадает с оценкой этого коэффициента, полученной в динамических электрокинетических испытаниях песчаника, насыщенным 0,1 М водным раствором [Jiang et al., 1998], а величина K_E получилась на порядок выше. Отметим, что проницаемость песчаника, с которым проводились динамические электрокинетические эксперименты в указанной выше работе, составляла приблизительно 1 Д, что намного выше, чем проницаемость использованной нами модели пласта.

Приведем в заключение два примера эффектов «избирательности» отклика насыщенной пористой среды на электрическое и механическое воздействие, краткое обсуждение которых было проведено ранее [Барабанов, 2013].

На рисунках 3 и 4 показаны примеры динамического отклика модели пласта, соответственно, на электрическое воздействие (увеличение силы тока электрического зондирования от 125 до 375 мкА) и на механическое воздействие (возбуждение изгибных колебаний модели с частотой 16 Гц и амплитудой порядка 0,1 мм). Очевидно, динамический отклик на двух интервалах внутри модели – 1–2 и 3–4 – различный как по знаку, так и по амплитуде. Вероятно, здесь мы сталкиваемся со случаем избирательности динамического отклика флюидонасыщенной среды на внешнее воздействие [Барабанов, 2013].

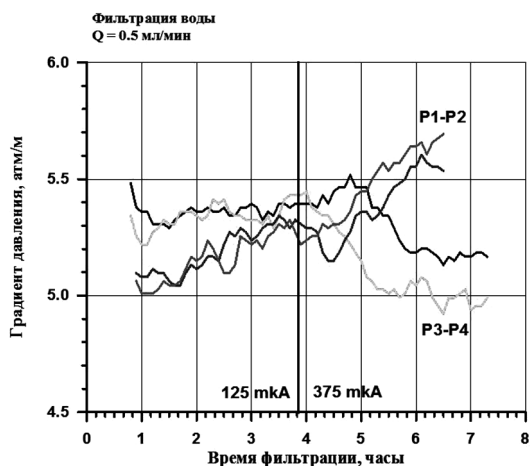


Рис. 3. Пример избирательности отклика фильтрационных параметров модели пласта на изменение величины тока питания при электрическом зондировании от 125 до 375 мкА

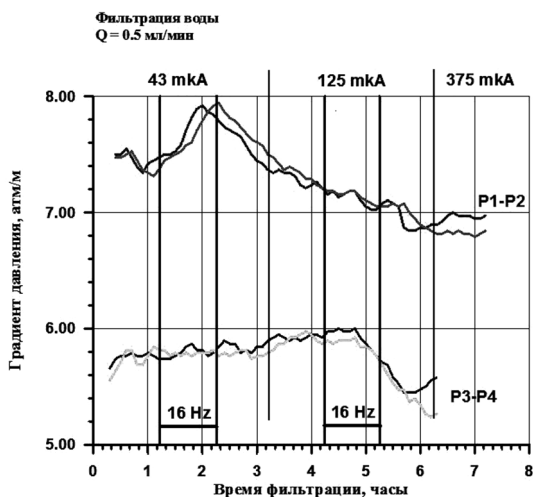


Рис. 4. Пример избирательности отклика фильтрационных параметров модели пласта на сейсмическое воздействие с частотой 16 Гц

пористых сред. Не миновала она и автора этих строк.

Литература

Барбанов В.Л. Об избирательности динамического отклика пористых сред на сейсмическое воздействие // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы второго Всероссийского семинара-совещания, 18–21 июня 2013 г., Ин-т динамики геосфер РАН, Москва / под ред. В.В. Адушкина и Г.Г. Кочаряна. М.: ГЕОС. 2013. С. 94–101.

Избирательности к чему? Интуитивно представляется, что – избирательностью к трем группам факторов. Во-первых, избирательностью к параметрам возбуждения, а именно, к амплитуде возмущающего сигнала, его частотному составу и длительности. Во-вторых, избирательностью к текущим внутренним физико-механическим параметрам модели: плотности, пористости, насыщенности, смачиваемости, сжимаемости и т.д. И в третьих, к предыстории эволюции модели в данное состояние. Например, при разгрузке или, наоборот, при нагрузке; при пропуске n -го количества фильтрующейся жидкости; от нагрева и остывания и т.д.

Очевидно, даже малую долю из всех возможных факторов 2-й и 3-й групп в экспериментах с абсолютной достоверностью учесть нельзя. Отсюда вытекают всевозможные «эффекты», которые можно трактовать с неопределенной степенью произвольности по отношению к «ожидаемым результатам». Отсюда же вытекает частая неудовлетворенность выполненной экспериментальной работой и – по необходимости публикации результатов – откладывание их в долгий ящик и постепенное забвение. Сия печальная история, к сожалению, не миновала многих экспериментаторов, занимавшихся чертовски трудными аспектами динамики флюидонасыщенных проницаемых

- Кузнецов О.Л., Симкин Э.М.* Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. М.: Недра. 1990. 260 с.
- Мигунов Н.И.* Влияние электрокинетических свойств горных пород на скорость распространения сейсмoeлектрических сигналов // Физика Земли. 1978. № 5. С. 52–56.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 448 с.
- Нюссик Я.М., Комов И.Л.* Электрохимия в геологии. Л.: Наука. 1981. 240 с.
- Френкель Я.И.* Кинетическая теория жидкостей. Л.: Наука. 1975. 592 с.
- Шелухин В.В., Амира Ю.В.* О течении электролитов в пористой среде // Прикладная механика и теоретическая физика. 2008. Т. 49, № 4. С. 162–173.
- Davis J., James R., Leckie J.* Surface ionization and complexation at the oxide/water interface // J. Colloid. Interface Sci. 1978. V. 63. P. 480–499.
- Glover P., Meredith P., Sammonds P., Murell S.* Ionic surface conductivity in sandstone // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 21635–21650.
- Jiang Y., Shan F., Jin H., Zhou L.* A method for measuring electrokinetic coefficients of porous media and its potential application in hydrocarbon exploration // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25, № 10. P. 1581–1584.
- Lorne B., Frederic P., Avouac J.-Ph.* Streaming potential measurements. 1. Properties of the electrical double layer from crushed rock samples // Jour. Geophys. Res. 1999. V. 104, № B8. P. 17857–17877.
- Lorne B., Frederic P., Avouac J.-Ph.* Streaming potential measurements. 2. Relationship between electric and hydraulic flow patterns from rock samples during deformation // Jour. Geophys. Res. 1999. V. 104, № B8. P. 17879–17896.

УДК 537.226.86; 537.868

ФЛЮИДЫ КАК УПРАВЛЯЮЩИЙ ПАРАМЕТР МЕХАНОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

А.Н. Камшилин, П.А. Казначеев

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
kamshilin@ifz.ru, p_a_k@mail.ru

В лабораторных условиях исследовалось влияние малых доз различных флюидов на фазовые характеристики механоэлектрических колебаний, возникающих в процессе сейсмoeлектрических преобразований в образцах песчаника. Обсуждаются возможные последствия влияния флюидного режима на сейсмoeлектрические явления в натуральных условиях.

Введение

Влияние флюидов на процессы сейсмoeлектрических преобразований – этой проблеме посвящено большое количество работ: [Агеева и др., 1990], [Пархомен-

ко, 1964], [Светов, 2008], [Симонян, 1987], [Черняк, 1987] и др. Накоплено значительное количество данных о зависимостях сейсмоэлектрических эффектов от физических свойств образцов горных пород и флюидов. Представленная работа – продолжение изучения влияния малых доз флюидов на процессы сейсмоэлектрических преобразований.

Ранее было показано [Камшилин и др., 2013], что амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) электрических откликов (вторичных электрических сигналов) при воздействии на образец акустическим свип-сигналом имеют участки с ярко выраженными резонансными свойствами. На частотах, принадлежащих этим участкам, наблюдались самые большие амплитудно-частотные изменения вторичных электрических сигналов после введения в образцы малых доз различных флюидов. В то же время, в пределах этих частотных областей возбуждались автоколебания, что становилось возможным, когда образец охватывался положительной обратной связью. Изменения АЧХ вторичных электрических сигналов под действием флюидов сопровождалось изменением параметров автоколебаний (частот, амплитуд, добротности). Частоты автоколебаний скачком изменялись на сотни, тысячи Гц. Это означает, что в резонансных областях АЧХ флюиды вызывали существенное изменение набега фазы по замкнутому контуру и условия для образования ПОС возникали на иной частоте.

На основании перечисленных фактов мы пришли к выводу о необходимости исследования влияния флюидов на фазовые соотношения между вторичными акустическим и электрическим сигналами в пределах резонансных участков АЧХ вторичных электрических сигналов.

Эксперименты в режимах вынужденных (ВК) и автоколебаний (АК)

Как и прежде, опыты проводились на образцах высокопористого песчаника Berea Grey (США) размером $L = 60$, $\varnothing 30$ мм, заключенных в термоусадочную трубку. В среднем пористость образцов составляла $20 \pm 1\%$. Флюиды вводились при помощи шприцов через проколы в трубке. Лабораторная установка (рис. 1) позволяла проводить эксперименты в двух режимах – вынужденных колебаний (переключатель в положении ВК) или автоколебаний (переключатель в положении АК).

В качестве флюидов использовались пресная вода, керосин и растворы NaCl различной концентрации, количество флюидов не превышало 0,5 мл. Вынужденные колебания возбуждались пьезопреобразователем 1, на вход которого поступал свип-сигнал от генератора 7 в диапазоне 1000–10000 Гц. С помощью АЦП USB 3000 производилась регистрация трех сигналов: электрического сигнала на входе

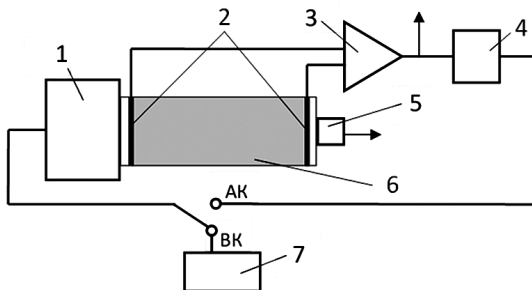


Рис. 1. Экспериментальная установка: 1 – акустический пьезопреобразователь (вибратор), 2 – электроды, 3 – усилитель, 4 – фазовращатель, 5 – акустический приемник, 6 – образец, 7 – генератор свип-сигналов. Стрелки – выходы для регистрации акустических и электрических сигналов. АК и ВК – положение переключателя в режимах автоколебаний и вынужденных колебаний соответственно

вибратора, акустического и электрического вторичных сигналов с образцов. Первая запись делалась на сухих образцах, вторая – спустя несколько часов после введения флюидов. Затем из обеих записей делались выборки на одинаковых частотах, примыкающих к резонансным областям электрического сигнала.

На рис. 2 показаны результаты опыта с использованием пресной воды. Рис. 2, а – сухой образец, рис. 2, б – влажный образец. Частота колебаний в обоих случаях 4167 Гц. Добавление 0,5 мл воды изменило фазовый сдвиг между акустическим и электрическим откликами на 58° . Эти изменения произошли только за счет электрического сигнала, в чем можно убедиться, сравнивая фазы обоих вторичных сигналов с сигналом на входе вибратора, который выбран в качестве опорного. Аналогичная ситуация сохраняется во всех опытах, поэтому далее, чтобы не загромождать рисунки, опорный сигнал не показан.

На рис. 3. показаны фазовые изменения после введения 0,5 мл керосина. Частота колебаний 4545 Гц, фазовый сдвиг между вторичными акустическим и электрическим сигналами изменился на 150° .

На рис. 4 представлены фазовые изменения после введения 0,5 мл раствора NaCl концентрации 0,05 моль/литр. Частота колебаний 3125 Гц, изменение фазового сдвига между вторичными сигналами составило 19° .

Рис. 2. Результат введения воды: а – сухой образец, б – влажный образец. Е – электрический сигнал, S – акустический сигнал, внизу сигнал на входе вибратора

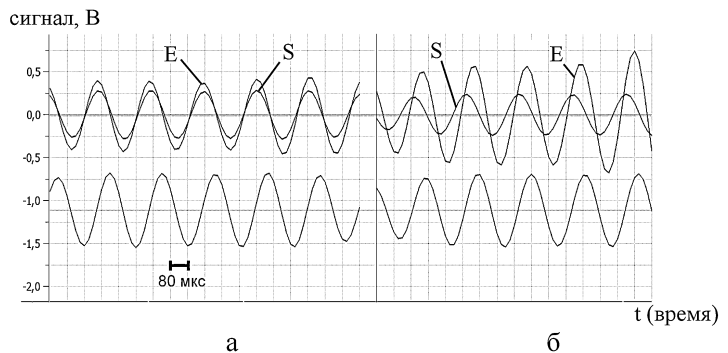


Рис. 3. Результат введения керосина: а – сухой образец, б – влажный образец. Е – электрический сигнал, S – акустический сигнал

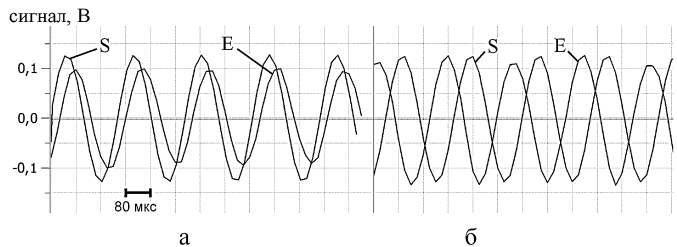
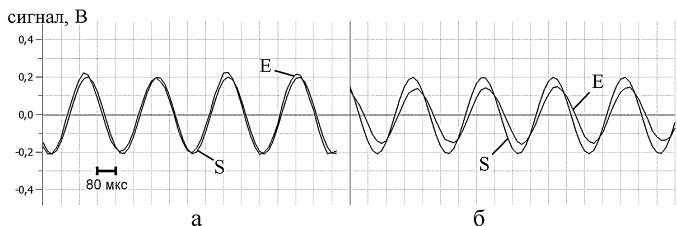


Рис. 4. Результат введения раствора NaCl концентрации 0,05 моль/литр: а – сухой образец, б – влажный образец. Е – электрический сигнал, S – акустический сигнал



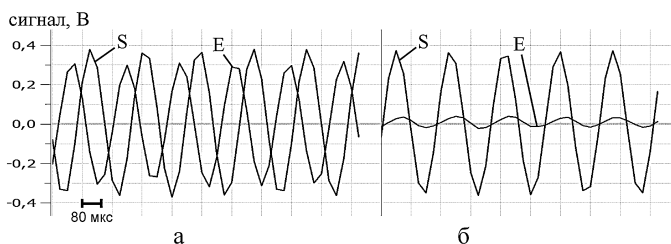


Рис. 5. Результат введения раствора NaCl концентрации 0,5 моль/литр: а – сухой образец, б – влажный образец. Е – электрический сигнал, S – акустический сигнал

На рис. 5 показаны фазовые изменения после введения 0,5 мл раствора NaCl концентрации 0,5 моль/литр. Частота колебаний 7031 Гц, изменение фазового сдвига равно 120° . На этом опыты с флюидами в режиме вынужденных сейсмоэлектрических колебаний были закончены.

Рассмотрим некоторые вопросы, имеющие отношение к сейсмоэлектрическим колебаниям, возникающим в замкнутых контурах, где происходят процессы преобразования и передачи энергии. Экспериментальная установка (рис. 1) переведена в режим АК. Для возбуждения автоколебаний необходимо и достаточно, чтобы коэффициент усиления по замкнутому контуру был не менее 1 (баланс амплитуд) и обратная связь была положительной (баланс фаз). На рис. 6, а представлена си-

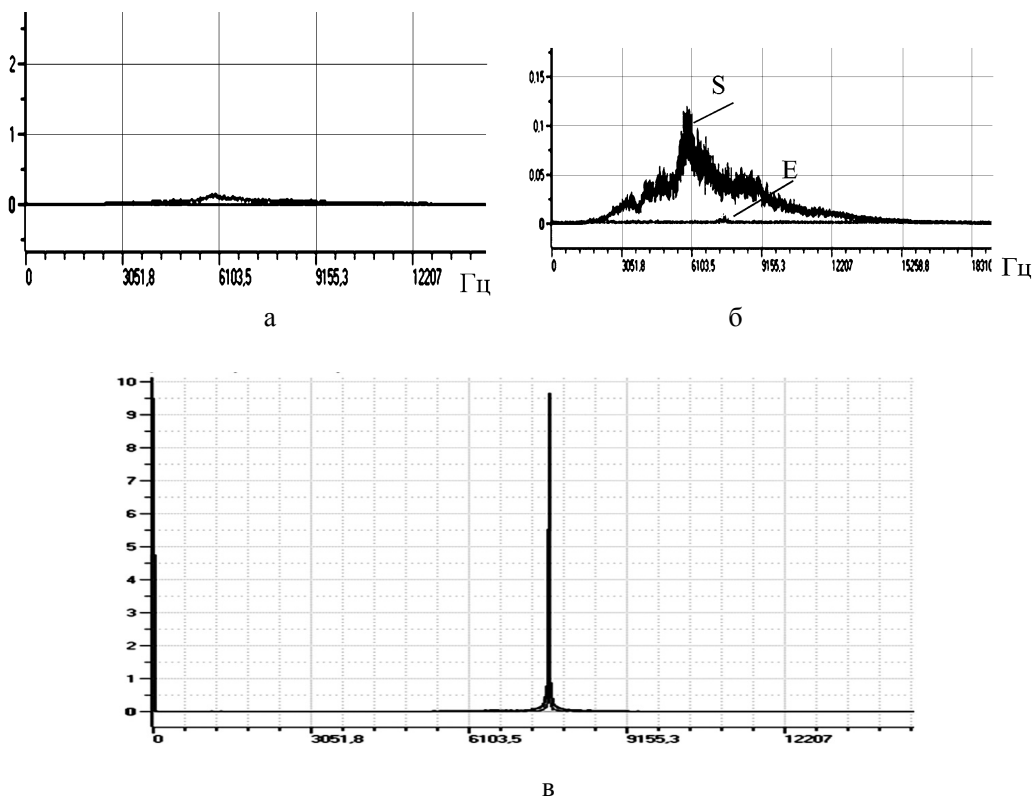


Рис. 6. Спектры акустических S и электрических E шумов (а, б): установка включена по варианту АК, контур замкнут, но обратная связь не положительна. Спектр автоколебательного процесса, который возник после изменения фазовращателем 4 (рис. 1) фазы электрического сигнала (в)

туация, когда выполняется только первое условие. В увеличенном масштабе по вертикальной оси тот же график показан на рис. 6, б. Это спектры Фурье электрических и акустических шумов, когда обратная связь существует, но не является положительной, поэтому нет автоколебаний. Установление ПОС происходит в результате регулировки фазовращателем набега фазы по контуру, в результате возникают автоколебания (рис. 6, в). Широкополосные шумы трансформируются в узкополосные сигналы высокой амплитуды. В данном случае акустический сигнал превзошел уровень акустического шума практически на два порядка, электрический сигнал в несколько сотен раз выше электрического шума. Подчеркнем, что эти явления произошли только за счет подстройки фазы, остальные условия эксперимента не изменялись.

Выводы

Несмотря на существенные отличия по физическим свойствам, все флюиды, которые использовались в наших опытах, изменяли фазу вторичного электрического сигнала в резонансной области на десятки градусов. Менялись и амплитуды электрических сигналов. При этом фазовые и амплитудные характеристики акустических откликов оставались практически неизменными. Количество вводимой жидкости не превышало 6% от порового пространства образцов.

Пока имеющегося экспериментального материала недостаточно для глубокого анализа фазовых изменений под влиянием флюидов. Тем не менее, очевидно, что они, даже в небольших количествах, оказывают большое влияние на результаты сейсмoeлектрических преобразований. К чему это может привести, видно из последних опытов (рис. 6). Мы изменили фазу электрического сигнала и энергия шумов преобразовалась в энергию автоколебаний. Но изменение фазы может произойти, как мы убедились, и под влиянием флюидов. Значит, если в природных условиях образовался замкнутый контур преобразования и передачи энергии, то при участии флюидодинамических процессов может быть реализована положительная обратная связь и, как следствие, могут возникнуть мощные автоколебательные процессы, пусть и кратковременные. Источниками энергии для их поддержания могут служить сторонние электрические поля, удары молний, тектонические напряжения [Воробьев, 1975], результаты техногенных воздействий.

Литература

Агеева О.А., Светов Б.С., Шерман Г.Х., Шипулин С.В. Сейсмoeлектрический эффект второго рода в горных породах (по данным лабораторных исследований) // Геология и геофизика. 1990. Т. 40. № 8. С. 1251–1257.

Воробьев А.А. Физические условия залегания и свойства глубинного вещества. Изво Томского университета, 1975, 298 с.

Камшилин А.Н., Насимов Р.М., Волкова Е.Н. Механoeлектрические преобразования в горных породах и триггерные эффекты: материалы II Всероссийского семинара-совещания «Триггерные эффекты в геосистемах» (Москва, 18–21 июня 2013 г.). – М.: ГЕОС, 2013. С. 228–236.

Пархоменко Э.И., Чжао Цзе-Сань. Исследование влияния влажности на величину сейсмoeлектрического эффекта осадочных пород лабораторным методом. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 2, с. 206–212.

Светов Б.С. Основы геоэлектрики. Москва: 2008, ЛКИ. с. 656.

Симонян С.С. Зависимость сейсмoeлектрического эффекта от одноосного давления при насыщении образцов растворами NaCl // Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1987, т. 40, № 3, с. 56–59.

Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: «Недра», Москва, 1987. С. 214.

УДК 550.372

ЭЛЕКТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНЫХ ЗОН

В.Ю. Рикман

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

Введение

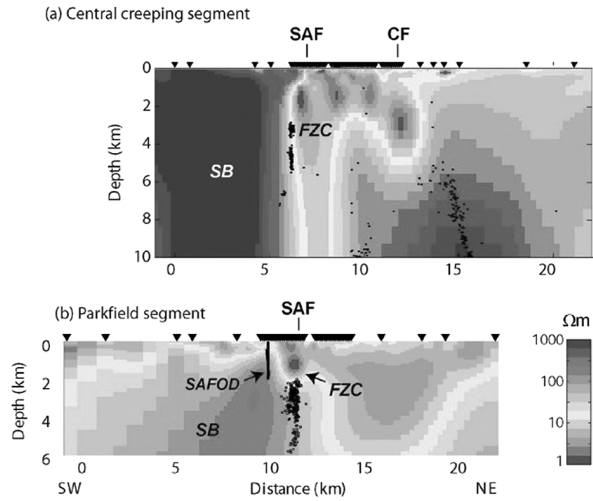
В работах [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 2011] был обнаружен прирост слабой сейсмичности на территории Гармского и Бишкекского геофизических полигонов после электромагнитных зондирований земной коры с применением геофизических МГД-генераторов. Дискуссии о механизмах этого явления продолжаются до настоящего времени. Для ответа на вопрос о возможных механизмах необходимо иметь представление о величинах токов в земной коре, возбуждаемых диполем, питающимся от МГД генератора. Расчет данных токов невозможен без знания электрофизических свойств земной коры и особенно разломных зон. Поэтому был проведен сравнительный анализ электрофизических свойств различных разломных зон.

Результаты анализа

Проанализированы полученные по данным магнитотеллурических зондирований геоэлектрические разрезы 27 разломов. Из анализа следует, что их можно разделить на разломы с проводящими и резистивными разломными зонами.

Проводящие зоны имеют следующие разломы: San Andreas в районе Parkfield (Калифорния) [Park и Fitterman, 1990], Minou на острове Kyushu (Япония) [Spichak et al., 2002], Chalkodonio (Греция) [Tzanis и Drosopoulou, 2007], Tapti, Barwani-Sukta и Narmada south в вулканической провинции Deccan (Индия) [Narinarayana et al., 2007], Pecenega-Camena (Румыния) [Stănică и др., 1999], West (Чили) [Hoffman-Rothe, 2002], Araba/Aravia [Bedrosian et al., 2000], Lia Chvu – Diên Bìkн (Китай) [Minh et al., 2008], Chelungpu в районе Taichung (Тайвань) [Cheng et al., 2006], Линия Николаева и бортовые разломы на севере Таримского бассейна (Тянь-Шань, Киргизия) [Файнберг и др., 2004; Андреева и др., 1997; Бердичевский и др., 2010], Главный Уральский, Зюраткульский, Западно-Уралтауский, Карталинский и Фрон-

Рис. 1. Разлом San Andreas.
 (а) – Hollister: разлом находится в состоянии крипа, (б) – Parkfield: разлом переходит от запертого состояния до крипа



тальный (Урал) [Куликов и др., Куликов и Яковлев, 2008], Муяканской рифтовой впадины [Башкуев и др., 2010].

Большинство этих разломов сейсмоактивны в настоящее время. В литературе было предложено несколько причин проводимости внутри разломных зон [Wu et al., 2002]. Это включения глин и других минералов, связанных с процессами в разломах, осаждение графита из жидкостей внутри разломов и, в случае активных разломов, присутствие жидкостей в разломной зоне.

Характеристики проводящей зоны в перечисленных выше разломах варьируются в следующих пределах: глубина по верхней границе от 0 до 10 км и по нижней границе от 0,7 до 50 км; ширина от 0,2 до 70 км; удельное сопротивление от десятых долей до 50 ом·м.

В качестве примера можно привести геоэлектрический разрез разлома San Andreas (рис. 1). Видно, что проводящие зоны начинаются от поверхности и идут до глубин от 2 до более 10 км. Внутри проводящих зон на глубине 1–2 км проходят проводящие зоны с более высокой проводимостью около 1 ом·м (FZC).

Резистивные зоны имеют следующие разломы: Great Slave Lake shear zone (Британская Колумбия, Канада) [Wu et al., 2002], Южно-Тукурингрский, Северно-Тукурингрский Джелтулакский и Гилнойский (Сибирь) [Горошко и др., 2010], Tintina в Северных Канадских Кордильерах [Wu et al., 2002; Ledo et al., 2002].

Характеристики резистивной зоны в перечисленных выше разломах варьируются в следующих пределах: глубина по верхней границе от 0 до 10 км и по нижней границе от >5 до 120 км; ширина от 10 до 50 км; удельное сопротивление от 250 до >3000 ом·м.

В качестве примера можно привести геоэлектрический разрез Южно- и Северно-Тукурингрских и Джелтулакского разломов (рис. 2).

Отдельное место занимает Таласо-Ферганский разлом (Тянь-Шань, Киргизия) [Рыбин и др., 2002]. Этот разлом (рис. 3) представляет собой высокоомное тело с удельной проводимостью 3000 ом·м, ограниченное с боков субвертикальными проводящими слоями с удельной проводимостью 20–30 ом·м. Глубина этой сложной структуры по верхней границе составляет 1 км, по нижней 30–40 км до уровня проводящего корового слоя. Ширина высокоомного тела по верхнему краю 9–20 км, на уровне корового проводника 30–40 км.

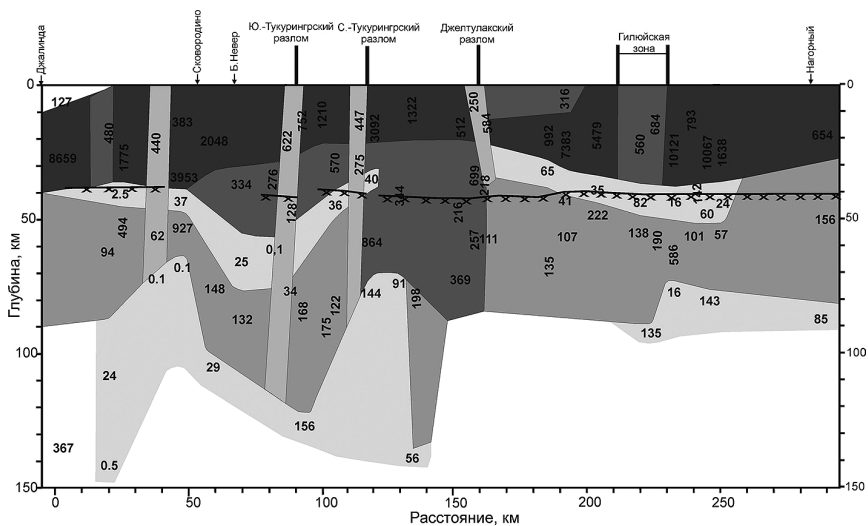


Рис. 2. Джелтулакский и Туурингрский разломы.

Цифрами указаны сопротивления в Ом·м, линия с крестиками соответствует подошве земной коры

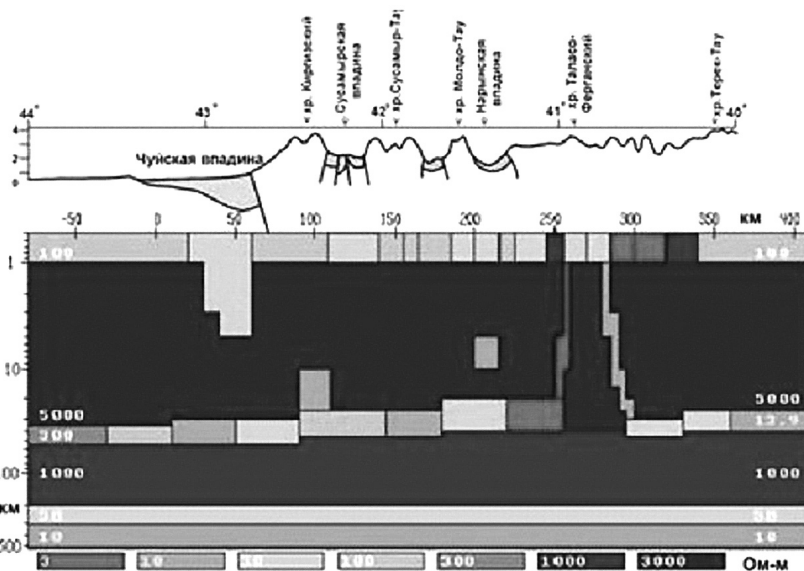


Рис. 3. Таласо-Ферганский разлом

Выводы

1. Показано что разломы можно разделить на разломы с проводящими и резистивными разломными зонами.
2. Интервалы изменения геоэлектрических свойств разломных зон представлены в Таблице.

Геоэлектрические свойства разломных зон

Типы зон	Глубина верхней границы, км	Глубина нижней границы, км	Ширина, км	Удельное сопротивление, Ом*м
проводящие	0–10	0,7–50	0,2–70	десятыи доли – 50
резистивные	0–10	5–120	10–50	250–10000

Литература

Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнетотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли, 1997, № 1, с. 3–20.

Баикуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Нагулаева И.Б., Буянова Д.Г., Адвокатов В.Р., Дембелов М.Г. Радиофизическая диагностика зон тектонических нарушений: материалы Российской научной конференции «Зондирование земных покровов радарными с синтезированной апертурой», 06.09–10.09. 2010 г. Улан-Удэ, с. 405–421.

Бердичевский М.Н., Голубцова Н.С., Варенцов И.М., Пушкарев П.Ю., Рыбин А.К., Соколова Е.Ю. Геоэлектрический разрез центрального Тянь-Шаня: последовательная инверсия магнитовариационных и магнетотеллурических данных вдоль профиля Нарын // Физика Земли, 2010, № 8, с. 54–61.

Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Джелтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения // Литосфера, 2010, № 6, с. 38–54.

Куликов В.А., Яковлев А.Г., Морозова А.Г., Свистова Е.Л., Комков А.А. Построение глубинного геоэлектрического разреза по профилю «УРАЛСЕЙС». http://www.nw-geo.ru/bibl/uploaded_files/Fed-Uralseis.pdf.

Куликов В.А., Яковлев А.Г. Глубинная геоэлектрическая модель полярного Урала. ООО Северо-Запад: Электронное научное издание «ГЕОразрез». Дубна, 2008, Вып. № 2, с. 1–20.

Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Баталева И.В., Сафронов И.В., Черненко Д.Е. Таласо-Ферганский разлом – глубинное строение и геодинамика (на основе данных геоэлектрики): Сб. материалов 2 международного симпозиума Геодинамика и Геоэлектрические проблемы высокогорных регионов. Москва Бишкек, 2002, с. 164–179.

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. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 10, с. 1641–1649.

Файнберг Э.Б., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Васильева Т.А. Генерация тепловых потоков в недрах Земли мировыми геомагнитными бурями // Физика Земли. 2004, № 4, с. 54–62.

Bedrosian P.A., Maercklin N., Weckmann U., Bartov Y., Ryberg T., Ritter O. Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models // Geophys. J. Int. (2000) 142, 000–000.

Cheng Ping-Hu, Tien-Shun Lin Andrew, Ger Yueh-Iuan, and Chen Kuan-Hung Resistivity Structures of the Chelungpu Fault in the Taichung Area. Taiwan // Terr. Atmos. Ocean. Sci., Vol. 17, No. 3, 547–561, September 2006.

Harinarayana T., Patro B.P.K., Veeraswamy K., Manoj C., Naganjaneyulu K., Murthy D.N., Virupakshi G., Regional geoelectric structure beneath Deccan Volcanic Province of the Indian subcontinent using magnetotellurics // *Tectonophysics* 445 (2007), 66–80.

Hoffman–Rothe Arne Combined Structural and magneto telluric investigation across the West Fault zone in Northern Chile. Doctor Dissertation, Potsdam, 2002.

Ledo J., Jones A.G., Ferguson I.J. Electromagnetic images of a strike-slip fault: the Tintina Fault-northern Canadian Cordillera // *Geophys. Res. Lett.* (2002).

Huy Minh, Phạm Văn Ngọc, Daniule Boyer, Nguyễn Ngọc Thủy, Lê Trường Thanh, Ngô Văn Quên, G. Marquis Investigation on the deep geoelectric structure of the Lai Chau – Điện Biên fault zone by magnetotelluric sounding. Summary, Ngày nhận bài: 15/9/2008.

Park S.V., Fitterman D.V. Sensitivity of the Telluric Monitoring Array in Parkfield, California, to Changes of Resistivity // *Journal Of Geophysical Research*, vol. 95, no. b10, pages 15,557-15,571, September 10, 1990.

Spichak V., Fukuoka K., Kobayashi T., Mogi T., Popova I., Shima H. ANN reconstruction of geoelectrical parameters of the Minou fault zone by scalar CSAMT data // *Journal of Applied Geophysics* 49 (2002), 75–90.

Stănică Maria, Stănică Dumitru, and Marin-Furnică Cornelia The placement of the Trans-European Suture Zone on the Romanian territory by electromagnetic arguments. *Earth Planets Space*, 51, 1073–1078, 1999.

Tzanis A., Drosopoulou E. The Electric structure of the schizosphere in Se Thessaly, Greece, And its correlation with active tectonics. *Bulletin of the Geological Society of Greece* vol. XXXX, 2007, Proceedings of the 11th International Congress, Athens, May, 2007.

Wu Xianghong, Ferguson Ian J., Jones Alan G., Magnetotelluric response and geoelectric structure of the Great Slave Lake shear zone // *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002), 35–50.

**V. ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ
ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ
ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ**

О НЕКОТОРЫХ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В ГЕОСФЕРАХ ПРИ ПОДГОТОВКЕ И РАЗВИТИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Л.Е. Собисевич¹, А.Л. Собисевич¹, К.Х. Канониди^{1,2}

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, sobis@ifz.ru

² Институт земного магнетизма и распространения радиоволн им. Пушкова РАН, Москва, kkkh@izmiran.ru

Выполнен ретроспективный обзор научных результатов, отражающих структурные особенности аномальных возмущений в вариациях магнитного поля Земли перед сейсмическими событиями. Приведенные данные натурных наблюдений, которые получены, в основном, на базе Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и лаборатории ИЗМИРАН в Карпогорах (Архангельская область).

В последние годы расширилась область исследований, посвященная вопросам взаимодействия литосферы, атмосферы, ионосферы и магнитосферы. Активно изучаются воздействия на внешние геосферы со стороны весьма изменчивого во времени сверхзвукового потока солнечной плазмы. Установлено, что воздействие на внешние геосферы возможно и со стороны внутренних оболочек Земли. В первую очередь – со стороны литосферы и «техносферы», являющаяся продуктом человеческой цивилизации. Существует ряд ярких примеров, когда техносфера активно вмешивается в «жизнь» других геосфер [Гульельми и др., 1985, 2010, 2012, 2013; Гохберг и др., 2008; Гошджанов и др., 1991; Зотов, 2007; Зецер, 2011; Собисевич, 2010–2013 и др.].

В журнале «Физика Земли» опубликованы результаты научных работ ученых ИФЗ РАН [Гульельми, Зотов, 2013; Гульельми и др., 2014; Соболев, 2015], авторы которых приводят аргументы в пользу идеи о модуляции сейсмичности свободными колебаниями Земли. Получены уникальные данные, удивительным образом отражающие спектр линейных упругих колебаний Земли, – основной моды сфероидальных колебаний ${}_0S_2$. Установлено, что скрытая 54-минутная периодичность землетрясений присуща не только отдельным регионам, но и планете в целом [Гульельми, Зотов, 2013; Гульельми и др., 2014; Guglielmi, Zotov, 2014]. Характеризуя обнаруженное явление, авторы сосредоточили внимание на резонансных автоколебаниях, когда резонатором является Земля в целом, способная совершать колебания на одной из собственных частот, например, на фундаментальной частоте 0,309 мГц. Тем самым было установлено, что период 54 минуты совпадает с периодом фундаментальной моды ${}_0S_2$ собственных колебаний Земли. А это значит, что собственные

колебания Земли и другие геодинамические процессы (лунно-солнечные приливы, перестройки в разломно-блоковой среде литосферы, другие масштабные геофизические явления) могут являться причиной слабой, но обнаруживаемой в эксперименте, модуляции сейсмической активности и, как следствие, источниками появления возмущений в наведенных геофизических полях.

Твердая оболочка Земли (литосфера) постоянно находится в неравновесном напряженно-деформированном состоянии. Отдельные разломно-блоковые структуры этого образования способны возбуждаться грозовой деятельностью, взаимодействием атмосферных потоков с подстилающей поверхностью, выбросами энергии и массы как естественного, так и искусственного происхождения при землетрясениях, взрывах, извержениях вулканов, а также во время работы различного рода мощных технических устройств. Одно из проявлений воздействия техносферы на литосферу состоит в слабой, но строго периодической модуляции глобальной сейсмичности, синхронизированной по часам мирового времени и по дням недели [Гульельми, Зотов, 2012]. Открытый А.В. Гульельми и О.Д. Зотовым эффект «часовых меток» представляет собой один из замечательных примеров проявлений антропогенного воздействия на литосферу.

Касясь исторической стороны проблемы, отметим, что широкомасштабные поиски геомагнитных возмущений – предвестников, развернутые в семидесятых годах на территории СССР, привели российских ученых к выделению ряда характерных сигналов, которые наблюдались перед землетрясениями и другими сейсмическими событиями. Здесь, прежде всего, следует отметить работы наших ученых, выполненные в 70-е годы прошлого столетия. Они были связаны с исследованиями импульсного электромагнитного излучения, возникающего перед сильными сейсмическими событиями [Воробьев и др., 1970–1976]. Однако результаты поисков предвестников крупных геофизических катастроф в сейсмически активных регионах планеты до сих пор остаются сложными и неоднозначными. Характеризуя проблему, следует выделить масштабные полевые работы и теоретические исследования ученых Института физики Земли и других институтов АН СССР на полигонах Средней Азии и на Камчатке, которые к концу прошлого века привели к обнадеживающим результатам [Сидорин, 1992]. Были получены новые знания, позволяющие более глубоко проанализировать ряд определяющих свойств геологической среды. В их числе трансформация геологических образований дилатансного типа в очаговых зонах, участие флюидов в процессах протекания геохимических реакций и порождаемых ими электродинамических полях [Николаевский, 1982, 2010]. С пока непознанными до конца процессами в литосфере и других геосферах Земли ряд исследователей связывают генерацию аномальных магнитных возмущений, предвещающих разномасштабные сейсмические события на суше и в океане [Гохберг и др., 1988; Собисевич, др., 2008, 2009; Собисевич, 2010, 2013].

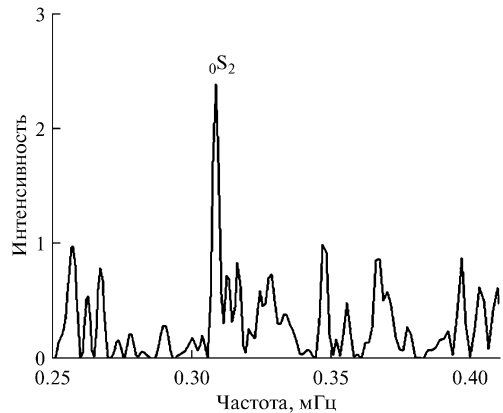


Рис. 1. Спектр активности афтершоков после землетрясения с $M = 5,9$ в Калифорнии 12.09.1994 [Guglielmi, Zotov, 2014]

Наблюдаемые взаимосвязи в системе «литосфера–атмосфера–ионосфера» являют яркий пример взаимодействия между различными геофизическими оболочками Земли. Оно проявляется при специфических условиях, когда можно говорить о квазистационарном, но неравновесном состоянии геологической среды в одной из геосфер. Здесь, малое внешнее воздействие высвобождает ранее накопленную энергию [Роров et al., 1989]. Подобные эффекты активно изучаются, однако их пока нельзя положить в основу практической системы прогноза землетрясений с жесткими требованиями к уровню пропусков цели и ложных тревог.

Наблюдаемые ионосферные аномалии, которые предшествуют сейсмическим событиям, связывают с генерацией электрического поля вблизи или на самой поверхности Земли на этапе подготовки сейсмического события. Существует гипотеза, что трансформацией УНЧ полей, генерируемых в процессах смещения и разрушения вдоль активных разломов перед землетрясением можно объяснить вариации наблюдаемых свечений. Согласно другой гипотезе, крупномасштабный ток, текущий вдоль будущего разлома в зоне готовящегося сейсмического события, индуцирует в ионосфере электромагнитные возмущения низкочастотного диапазона.

В последние годы проводятся масштабные экспериментальные исследования УНЧ магнитного поля Земли. Установлено, что перед сильными землетрясениями практически всегда удается выделить в результирующем магнитном поле Земли характерные УНЧ магнитные возмущения, интенсивность и квазипериодические волновые формы которых трансформируются по мере приближения главного удара [Собисевич и др., 2008, 2010, 2013]. Первые значимые результаты здесь были получены при анализе данных, зафиксированных в период подготовки и развития катастрофического Суматра-Андаманского цунамигенного землетрясения [Собисевич и др., 2009, 2010].

Ниже мы остановимся на некоторых отличительных особенностях аномальных УНЧ возмущений, наблюдаемых в структуре геофизических полей при развитии сейсмического процесса. В этой связи обратимся к одному из наиболее ярких цунамигенных землетрясений в районе островов Тонга. Событие произошло в районе Тонга – сейсмоактивной области Тихого океана. Район Тонга входит в островодужную систему Тонга – Кермадек, протягивающуюся в субмеридиональном направлении более чем на 3 тысячи километров от островов Самоа до Новой Зеландии. Здесь происходит около половины глубокофокусных землетрясений. По сейсмическим данным сейсмофокальная зона в регионе прослеживается до глубины 600–700 км. Именно поэтому эпицентры глубокофокусных землетрясений, связанных с этой зоной, расположены достаточно далеко к западу от островной дуги. Сама островная дуга осложнена поперечными разломами, расчленяющими её на более или менее независимые в своих движениях литосферные блоки. Большие глубины и давления способствуют обильному насыщению геологических образований флюидами. Верхняя часть литосферы в сейсмофокальной зоне до глубины 40 км находится под сложным воздействием движений, сочетающих растяжение от изгиба литосферы и сжатие от поддвига. Происходящие в этом районе разномасштабные сейсмические события позволяют получать геофизическую информацию о наведенных волновых возмущениях. Геомагнитное возмущение, зафиксированное приборами Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН на этапе подготовки и развития сейсмического события 19 марта 2009 г. в районе островов Тонга (рис. 2), отличается характерными квазигармоническими формами, что свидетельствует о наличии в развивающейся очаговой зоне флюидонасыщенных дилатансных структур резонансного типа [Собисевич, 2013]. Во время афтершоков здесь также отмечались магнитные

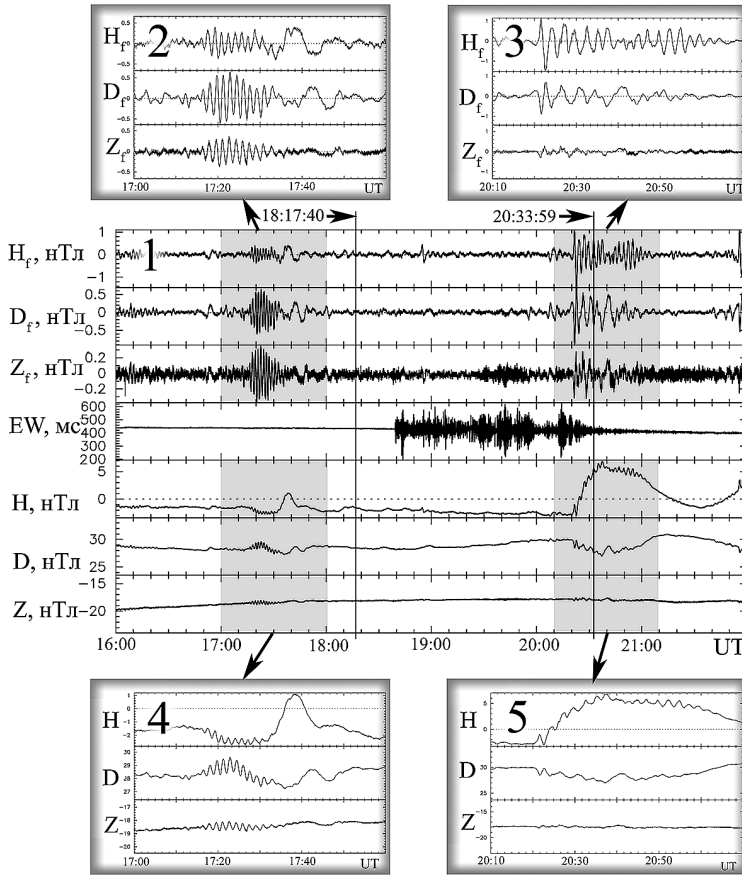


Рис. 2. УНЧ возмущения на этапе подготовки и развития цунамигенного землетрясения в районе островов Тонга 19.03.2009 г. (время в очаге: 18:17:38.8, $M = 7,6$, глубина – 33 км, широта – 23,2, долгота – 174,6), зарегистрированные магнитными вариометрами (H, D, Z) и наклономерами (E-W) Северокавказской геофизической обсерватории за один час до главного удара. На врезках показана тонкая структура зарегистрированных волновых форм магнитных вариаций до (врезки 2 и 3) и после (врезки 4 и 5) фильтрации в диапазоне периодов 20–300 с. Вставки: 1 – регистрограммы магнитовариационной станции (H, D, Z) и показания наклономеров запад-восток (EW). 2, 4 – волновые формы аномального ультранизкочастотного магнитного возмущения, проявившиеся за час до землетрясения. 3 и 5 – характерные волновые формы аномальных УНЧ квазигармонических магнитных возмущений, которые наблюдались на этапах подготовки и развития землетрясения. Принятые обозначения: H, D, Z – вариации магнитного поля Земли; EW – показания накломера (восток-запад); Hf, Df, Zf – вариации магнитного поля Земли, профильтрованные в диапазоне периодов 20–300 с.

Стрелкой и вертикальной линией здесь отмечены время в очаге для первого события и последовавшего афтершока

возмущения (рис. 2, вставки 3 и 5). Отметим, что наблюдаемое изменение частоты по мере приближения главного сейсмического удара – характерная особенность аномальных магнитных возмущений, наведенных в геосферах Земли.

Сопоставляя полученные экспериментальные результаты, отражающие структуру магнитных возмущений с данными о геологическом строении дна океана в регионе, можно заключить, что здесь мы встречаемся с мощными деформацион-

ными процессами, активизация которых неразрывно связана с флюидодинамическими особенностями структур дилатансного типа.

Теперь обратимся к серии землетрясений, которые произошли на суше. Они потрясли Непал, начиная с 25 апреля 2015 года. Первое землетрясение, магнитограмма которого приведена на рис. 3, оказалось сильнейшим. Магнитуда этого катастрофического события по разным оценкам составила величину 7,5–7,9. Удар стихии был зафиксирован в 11:24 по местному времени (07:05:17 по мировому), широта 27,82, долгота 86,21, глубина 15 км. За ним последовал афтершок с магнитудой 6,8. Эпицентр землетрясения располагался в 82 км к северо-западу от столицы Катманду. Отметим, что сейсмическая катастрофа произошла здесь через 81 год после приблизительно равного по мощности стихийного бедствия, которое случилось в 1934 году.

Анализируя результаты натурных наблюдений, следует обратить внимание на некоторые характерные особенности, проявившиеся в процессе развития изучаемого сейсмического процесса перед главным ударом. Так, если обратиться к данным, приведенным на рис. 3, то можно заметить, что магнитное возмущение длительностью около двух часов, величина которого составила 3,8 нТ, проявилось за 10 часов перед главным ударом. Развернутая структура характерных возмущений-предвестников в вариациях магнитного поля Земли представлена на рис. 4.

Наблюдения сейсмических событий в других регионах Земли указывают, что чаще магнитные возмущения появляются за 2–4 часа. Однако здесь непосредственно перед сейсмическим ударом магнитный фон в регионе начал монотонно возрастать за четыре часа до землетрясения.

Следующее сильное землетрясение произошло в Непале 05.12.2015г в 7.00 по мировому времени (широта 27,78, долгота 86,09, глубина 10 км, магнитуда 7,0). Оно

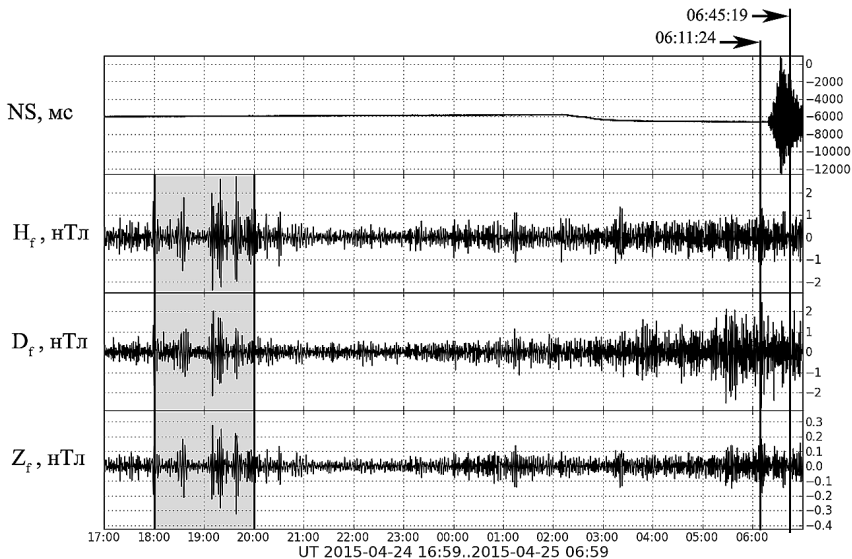


Рис. 3. УНЧ магнитные возмущения, наблюдаемые на этапе подготовки и развития землетрясения в Непале 25.04.2015 г. Сигналы зарегистрированы магнитными вариометрами (каналы Н и Z) в авроральной зоне (Архангельская область, с. Корпогоры). Данные профильтрованы в диапазоне периодов 20–300 с.

Стрелками и вертикальной линией отмечены время в очаге для первого события и последовавшего афтершока

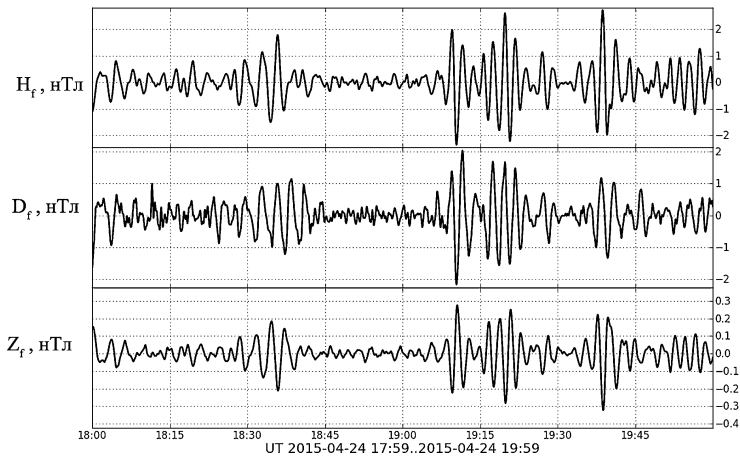


Рис. 4. Развернутая структура характерных возмущений-предвестников в вариациях магнитного поля Земли (H и Z-компоненты) по данным научного стационара «Карпогоры» в период подготовки и развития землетрясения в Непале 25.04.2015 г.

Данные магнитных вариометров профильтрованы в диапазоне периодов 20–300 с

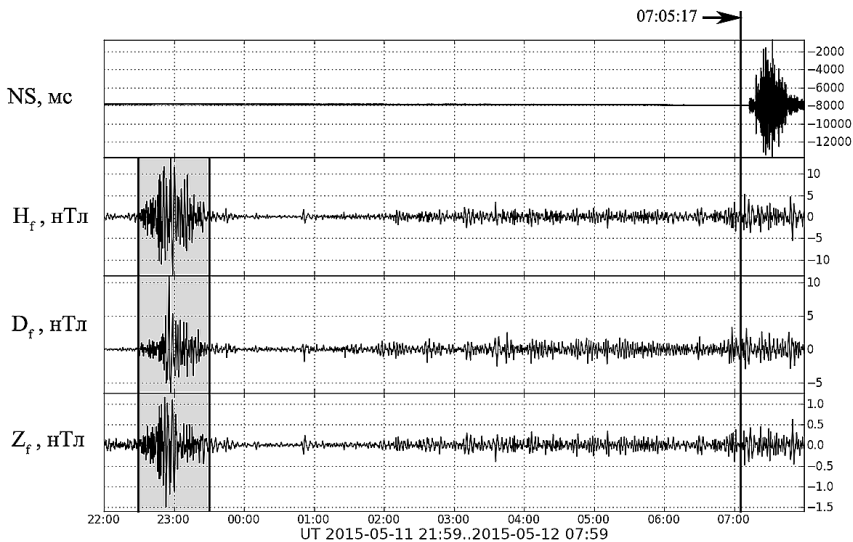


Рис. 5. Характерные УНЧ магнитные возмущения (выделено серым), перед землетрясением в Непале 05.12.2015 г. Сигналы зарегистрированы магнитными вариометрами (каналы H и Z) в Субавроральной зоне (Архангельская область, пос. Корпогоры).

Стрелкой и вертикальной линией отмечены время в очаге. Данные магнитных вариометров профильтрованы в диапазоне периодов 20–300 с

отличается (рис. 5) появлением четкого магнитного возмущения-предвестника за 07 часов до главного удара. На рисунке приведены показания магнитных вариометров, расположенных в субавроральной области (научный стационар ИЗМИРАН «Карпогоры»). Структура сигналов по отдельным каналам может быть охарактеризована как квазигармоническая (рис. 6).

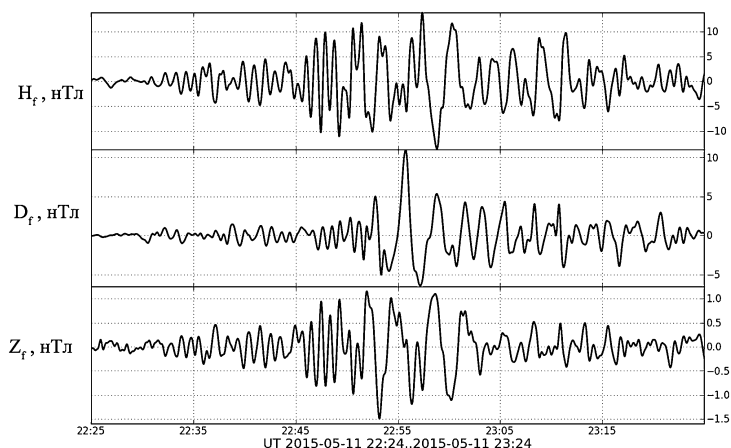


Рис. 6. Развернутая структура характерных магнитных возмущений-предвестников в вариациях магнитного поля Земли по двум компонентам (H и Z-компоненты). Данные научного стационара «Карпогоры», Субавроральная зона

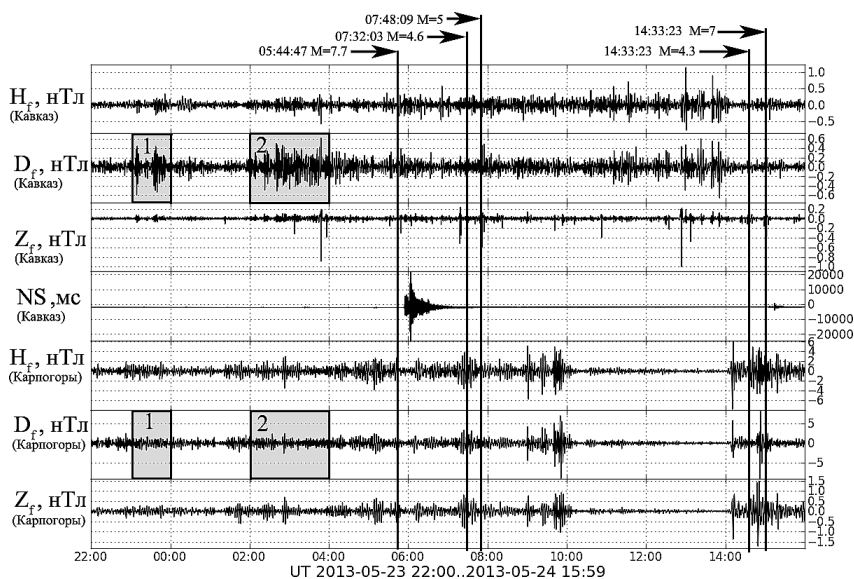


Рис. 7. Аномальные магнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли и наклоны земной поверхности по данным Северокавказской геофизической обсерватории и Научного стационара в пос. Карпогоры (Архангельская область) в период подготовки и развития Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г.

Изучение большого числа экспериментальных данных по мелкофокусным землетрясениям позволяет утверждать, что тонкая структура наблюдаемых аномальных геомагнитных возмущений определяется здесь, в первую очередь, геологическими особенностями среды в очаговой зоне и отражает характерные свойства наблюдаемых геолого-геофизических процессов, развивающегося сейсмического события. При этом фиксируемые магнитные сигналы явно зависят от геологиче-

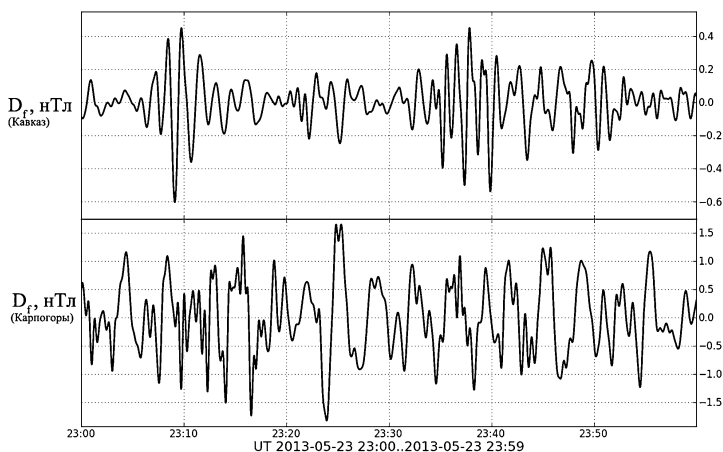


Рис. 8. Развернутая структура волновых форм аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли (область 1 на рис. 2) по данным Северокавказской геофизической обсерватории ($D_{f, \text{Кавказ}}$) и научного стационара в пос. Карпогоры ($D_{f, \text{Карпогоры}}$)

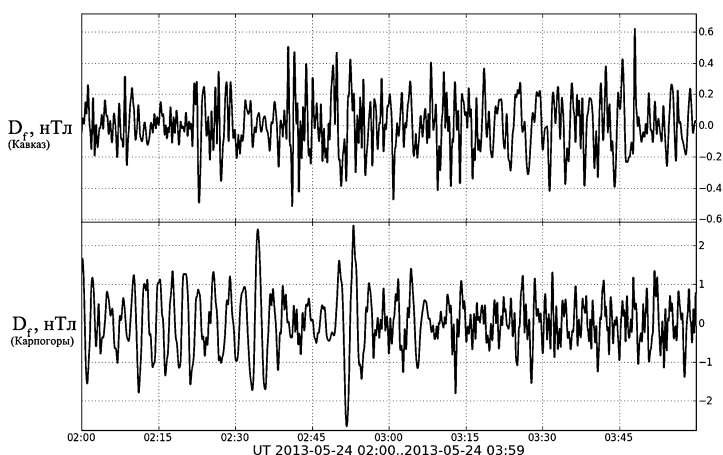


Рис. 9. Развернутая структура волновых форм аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли (область 2 на рис. 2) по данным Северокавказской геофизической обсерватории ($D_{f, \text{Кавказ}}$) и научного стационара в пос. Карпогоры ($D_{f, \text{Карпогоры}}$)

ских условий в очаге землетрясения, где отмечается наличие как зон дилатансии, так и компакции [Николаевский, 2012; Собисевич, 2014].

Для глубокофокусных землетрясений сведения о механизмах формирования и реализации очагов землетрясений в переходной зоне мантии (ПЗМ) практически отсутствуют. Пока не построены модели, позволяющие дать приемлемое научное описание определяющих геофизических процессов.

Оперативный анализ вариаций магнитного поля Земли, зафиксированный аппаратными комплексами Северокавказской геофизической обсерватории ИФЗ РАН и научного стационара «Карпогоры» ИЗМИРАН 24 мая 2013 г. (рисунки 7–9) в период подготовки и развития Охотоморского землетрясения (Камчатка), позво-

лил пока только проследить за изменением структуры аномальных возмущений по мере приближения главного удара [Собисевич и др., 2013; Собисевич, 2013].

Прежде всего, отметим, что наблюдаемые УНЧ возмущения, предшествующие сейсмическому событию, уникальны, принимая во внимание глубину подвижки. Они отличаются как по длительности, так и по амплитудно-частотным характеристикам от известных ионосферных возмущений. При этом, полученные данные не являются единственными. В этом можно убедиться, обращаясь к другим глубокофокусным сейсмическим событиям (рис. 10, вставки. а, b).

Во всех случаях тонкая структура аномальных УНЧ магнитных возмущений, наведенных в процессе развития всего сейсмического процесса, достаточно выразительна. Она отражает непрекращающиеся перестройки геологической среды (спонтанные трансформации локальных геофизических структур резонансного типа) в окрестности готовящегося глубокофокусного события. Подчеркнем, что отмеченные особенности являются общими для всех фиксируемых экспериментально аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли, которые имеют место на этапе подготовки и в процессе развития сейсмических событий.

Сопоставление и морфоструктурный анализ экспериментальных данных вариаций магнитного поля Земли в период развития и протекания сейсмических процессов убеждает, что выделяемые аномальные УНЧ магнитные возмущения отражают напряженно-деформированное состояние и другие особенности геологической среды в районе готовящегося сейсмического события [Собисевич, 2013].

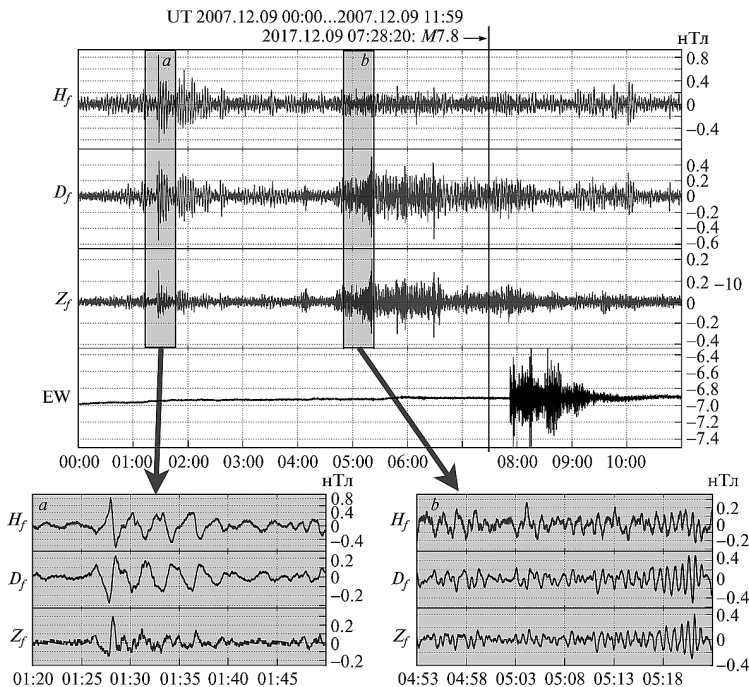


Рис. 10. Волновые формы аномальных магнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли и запись наклонов земной поверхности, зарегистрированные приборами Северокавказской геофизической обсерватории во время глубокофокусного землетрясения южнее острова Фиджи: M 7.8, 2007.12.09 07:28:24.0 UTC 25.82°S 177.52°W, глубина 190 км

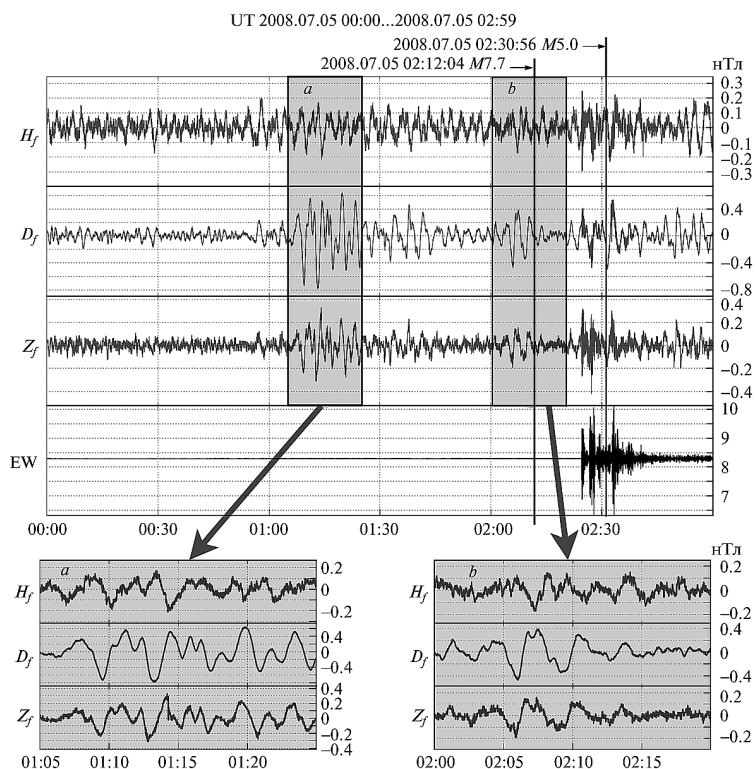


Рис. 11. Аномальные магнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли и запись наклонов земной поверхности в период развития глубокофокусных землетрясений в Охотском море: M7.7, 2008.07.05 02:12:04 UTC, 53.882°N 152.886°E, 632 км; M5.0, 2008.07.05 02:30:56 UTC, 54.083°N 153.986°E, 495 км

Анализируя магнитные возмущения в период развития Охотоморских землетрясений (рис. 11), подчеркнем, что отмеченные отличия в структуре аномальных УНЧ магнитных сигналов сопоставимы с динамическими процессами в районе Курило-Камчатской зоны субдукции, разделяющейся по простиранию на два сегмента: Курило-Южно-Камчатский и Северо-Камчатский. Исходя из расположения главного гипоцентра, облака афтершоков и структуры аномальных магнитных возмущений, наблюдаемых на этапе подготовки глубокофокусного Охотоморского землетрясения, можно утверждать, что «разрыв» в геологической среде был обусловлен всем комплексом геодинамических и геохимических процессов, которые имеют место в области обособленной субконтинентальной мантийной литосферы. Здесь к уже определенным геологическим процессам следует добавить ещё и те изменения в геофизической среде, которые происходят в результате активной водородной интервенции. Они обуславливаются потоками атомарного водорода, который, прокладывая себе путь к поверхности Земли, активно внедряется в окружающую геологическую среду промежуточной зоны мантии, заполняя локальные образования с повышенной проницаемостью [Собисевич и др., 2012]. Есть все основания полагать, что водородная интервенция является одной из причин, обуславливающих «мягкие» силовые подвижки объемных флюидопроницаемых локальных структур переходной зоны мантии. А «разрывы или сдвиги», образуются, по

нашему определению, в результате мягких имплозий, обусловленных выгоранием водородно-гелиевой смеси в трансформированных пластичных структурах формирующейся очаговой области [Собисевич, 2013].

Литература

Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли. Геология и геофизика. 1970. № 12. С. 3–13.

Воробьев А.А., Дмитриевский В.С., Заводская Е.К., Приезжей Б.Н., Сальников В.Н. Наблюдение излучения горных пород: Сб. Вопросы геологии Сибири. Томск. 1971. С. 17–21.

Воробьев А.А. Высокие электрические поля в земных недрах и возможная роль в геологических, геохимических процессах в горном деле // Изв. Томского политехнического института. 1976. Вып. 288. С. 15–18.

Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука. 2008. 295 с.

Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. Т. 177. № 12. 2007. С. 1250–1276.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой окологосударственной периодичности землетрясений // Физика Земли. 2013. № 1. С. 3–10.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. Связь электромагнитных волн Pcl с землетрясениями // Физика Земли. 2010. № 6. С. 28–34.

Гульельми А.В., Зотов О.Д. Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера–техносфера–литосфера // Физика Земли. 2012. № 5. С. 23–33.

Зотов О.Д. Эффект выходных дней в сейсмической активности // Физика Земли. 2007. № 12. С. 27–34.

Зотов О.Д., Гульельми А.В. Проблемы синхронизма электромагнитных и сейсмических событий в динамической системе «Магнитосфера–Техносфера–Литосфера» // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 19–25.

Сидорин А.Я. Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 168 с.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т. 1. М.: ИФЗ РАН. 2012. 512 с.

Собисевич А.Л. Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. Т.2. М.: ИФЗ РАН. 2013. 286 с.

Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Аномальные геомагнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли на этапах подготовки и развития глубоководных землетрясений // ДАН (Геофизика). 2013. Т. 453. № 3. С. 329–333.

Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений // ДАН (Геофизика). 2010. Т. 435. № 4. С. 548–553.

Соболев Г.А. Вызванные землетрясениями когерентные колебания Земли // Физика Земли. 2015. № 1. С. 18–27.

Pont G., Belbis O., Burger H., Bornas N. DECLIC Operations and Ground Segment an Effective Way to Operate a Payload in the ISS // 63rd International Astronautical Congress, Naples. Italy. 2012.

О ВЛИЯНИИ КОСМИЧЕСКИХ РИТМОВ НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Ю.К. Серафимова

Камчатский филиал Геофизической службы РАН,
Петропавловск-Камчатский
yulka@emsd.ru

В работе проводится обобщение результатов анализа связи между возникновением сильных землетрясений и определенными фиксированными интервалами фаз космических ритмов: 18,6-летних лунных циклов, 11-летних циклов солнечной активности, а также их долей и кратных. Выявление и оценка статистической значимости такой связи основывается на проверке гипотезы о равномерности распределения событий в пределах наложенных друг на друга циклов, что дает возможность использовать выявленные закономерности в решении задач прогноза времени сильных землетрясений.

Введение

Изучение геодинамических процессов, включая сейсмичность, невозможно без учета влияния космических факторов, в первую очередь, гравитационного поля в системе Солнце – Земля – Луна, а также солнечной активности. В последние десятилетия исследователями наибольшее внимание уделяется влиянию на сейсмичность 18,6-летних лунных циклов, 11-летних циклов солнечной активности, а также их долей и кратных. Не остается без внимания интерес и к более короткопериодным воздействиям в течение времени не более одного года.

Характерной особенностью исследуемых связей является статистически значимая приуроченность сильных землетрясений к фиксированным интервалам фаз указанных циклов. Выявление и оценка статистической значимости такой связи основывается на проверке гипотезы о равномерности распределения событий в пределах наложенных друг на друга циклов, что при наличии достаточно длительных рядов наблюдений дает возможность использовать выявленные закономерности в решении задач прогноза времени сильных землетрясений.

В настоящей работе проводится обобщение результатов анализа связи между возникновением сильных землетрясений, произошедших в Курило-Камчатском регионе и в мире, и определенными фазовыми интервалами в указанных выше природных ритмах.

Методика работы и полученные результаты

Принимая продолжительность природного цикла за единицу, значение фазы любого события рассчитывается как отношение разности времени между возник-

новением события и началом соответствующего цикла к продолжительности этого цикла:

$$\varphi_{\text{соб}} = (\tau_{\text{соб}} - \tau_{\text{нач. цикла}}) / T_{\text{цикла}}, \quad (1)$$

где $\varphi_{\text{соб}}$ – значение фазы события, $\tau_{\text{соб}}$ – дата события в долях года, $\tau_{\text{нач. цикла}}$ – дата начала цикла в долях года, $T_{\text{цикла}}$ – продолжительность цикла в годах. Такой подход может применяться как к циклам с постоянным периодом (например, 18,6-летний лунный цикл), так и к природным циклам, продолжительность которых варьирует (например, 11-летний цикл солнечной активности).

11-летний цикл солнечной активности (СА). В 1848 г. швейцарский астроном Р. Вольф в качестве меры солнечной активности ввел относительные числа солнечных пятен: W – числа Вольфа, определяемые как $W = k(10g + f)$, где g – число групп пятен на видимом диске Солнца в день наблюдения, f – число отдельных пятен, k – коэффициент, характеризующий наблюдательный прибор, обычно $k \approx 1$. Солнечная активность имеет циклические вариации со средним периодом 11,1 года. Продолжительности отдельных циклов СА варьируют от 8,2 до 15 лет.

Автором в [Серафимова, 2005] показана связь сильных ($M_w \geq 7,5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа за период 1737–2005 гг. Наличие связи между возникновением землетрясений и определенным фазовым интервалом 11-летнего цикла солнечной активности определяется параметром J с учетом различной продолжительности фаз:

$$J = N_{\phi} / (N_{\text{общ}} \cdot t/T), \quad (2)$$

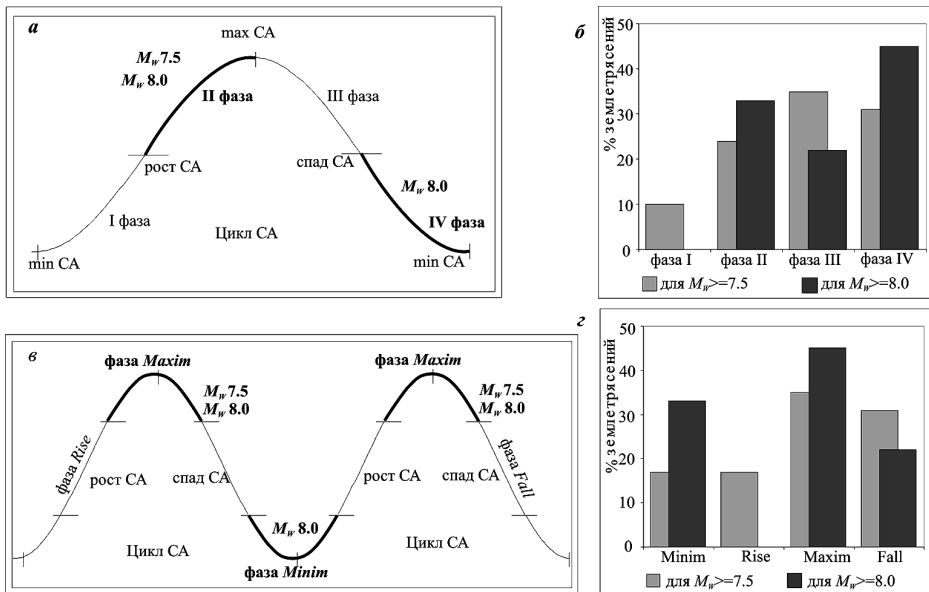


Рис. 1. Характеристика связи фаз 11-летних циклов солнечной активности с сильными ($M_w \geq 7,5$) камчатскими землетрясениями за период 1737–2005 гг. и их распределение при различных способах выделения фаз: *а, б* – при одном способе выделения фаз в циклах солнечной активности, *в, г* – при другом способе выделения фаз в циклах солнечной активности. На диаграммах *а* и *в* жирными линиями показаны фазы, для которых величина параметра $J > 1$. На диаграммах *б* и *г* показано распределение землетрясений с $M_w \geq 7,5$ и $\geq 8,0$ по выделенным фазам в % по отношению к общему числу землетрясений

где N_{ϕ} – количество землетрясений, произошедших в рассматриваемой фазе; $N_{\text{общ}}$ – общее количество землетрясений; t – суммарная длительность конкретной фазы цикла солнечной активности; T – суммарная длительность всех циклов солнечной активности.

Знаменатель дроби отражает среднее число землетрясений за время t в случае отсутствия связи между возникновением землетрясений и фазой цикла солнечной активности. При случайном совпадении землетрясений и фаз СА $J \leq 1$. При значениях $J > 1$ можно говорить о наличии связи между возникновением землетрясений и фазой цикла. Обнаружено, что наиболее значимо такая связь проявляется для фаз, соответствующих максимуму и минимуму 11-летнего цикла солнечной активности (рис. 1), что не противоречит результатам других авторов [Бузевич, Смирнов, 2001; Сытинский, 1989].

Анализ распределения наиболее сильных ($M_w \geq 8,0$, каталог NEIC) землетрясений мира за период 1973–2010 гг. по фазам 11-летнего цикла солнечной активности (окончание 20-го–23-й циклы) показал, что землетрясения северного полушария приурочены к фазе спада $\Phi_1 = 0,58–0,96$ 11-летних циклов (рис. 2, черные кружки). В этом диапазоне фаз оказались 13 событий из 13-ти. Выявленный эффект статистически значим с уровнем доверия 0,99.

Землетрясения южного полушария с $M_w \geq 8,1$ (рис. 2, светлые кружки) приурочены к фазе роста $\Phi_2 = 0,96–0,40$ 11-летнего цикла солнечной активности (граница разделения землетрясений выбрана по 10° южной широты). В этом диапазоне фаз произошли восемь из девяти событий, что статистически значимо с уровнем доверия 0,95.

Такое распределение во времени сильных землетрясений южного и северного полушарий Земли свидетельствует о наличии эффекта их фазового разделения (непересечения) [Широков, Серафимова, 2010]. Наличие такого эффекта косвенно подтверждается результатами работы [Серафимова, 2005] для сильных камчатских землетрясений (землетрясения северного полушария) и работы [Сытинский, 1989].

Хейловский цикл солнечной активности. Первые предположения о существовании 22-летнего цикла солнечных пятен были сделаны в конце XIX в. Вольфом. После открытия в 1913 г. Хейлом закона изменения полярности магнитных характеристик Солнца, реальность выделения этого цикла получила физическое обоснование [Витинский, 1973]. По данным измерений Хейла, при переходе от одного 11-летнего цикла к следующему полярность ведущих пятен групп в обоих полушариях Солнца меняет знак. В связи с этим Хейловский цикл чаще именуется магнитным. Длительность Хейловских циклов характеризуется большей устойчивостью, если за их начало брать минимумы четных 11-летних циклов. Отразить такую цикличность

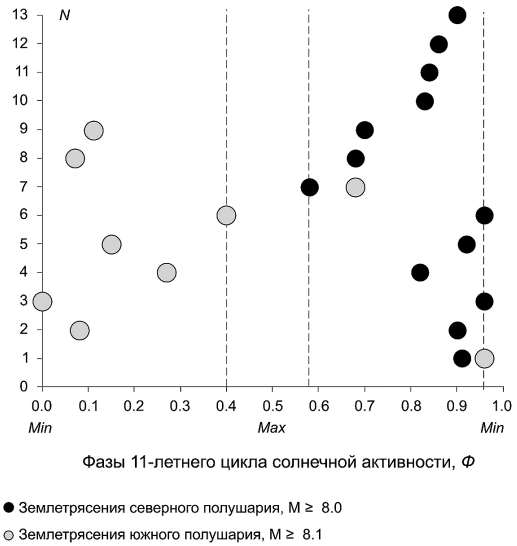


Рис. 2. Распределение землетрясений мира с $M \geq 8,0$ и глубиной очагов до 100 км за период 1973–2010 гг. по фазам 11-летних циклов солнечной активности

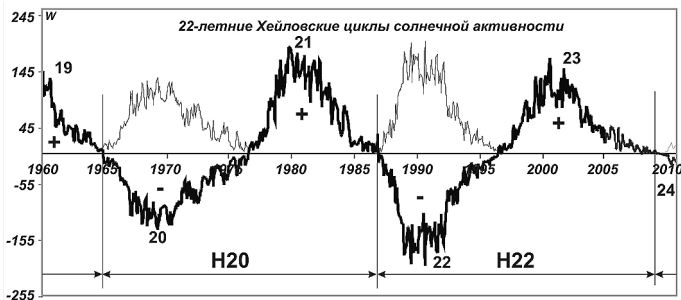


Рис. 3. Пример отражения Хейловских циклов солнечной активности H20 и H22 при помощи знакопеременного ряда чисел Вольфа (темная кривая). Светлая кривая показывает исходный ряд чисел Вольфа

можно с помощью ряда чисел Вольфа, заменив знак в четных циклах на противоположный (рис. 3). Каждому циклу приписывается номер, который обозначается в виде английской буквы Н (Hail, Хейл) и числа, соответствующего номеру чётного 11-летнего цикла в соответствии с общепринятой цюрихской классификацией.

Анализ распределения сильных ($M_w \geq 7,6$) землетрясений в четырех регионах северо-западной части Тихоокеанского пояса по фазам 22-летних Хейловских циклов солнечной активности показал, что в окрестности минимумов 22-летних Хейловских циклов в фазовом интервале $\Phi = 0,90-1,0-0,10$, симметричном относительно эпох минимумов, с уровнем доверия более 0,99 выделяется статистически значимый фазовый интервал $\Phi' = 0,97-0,01$ длительностью в среднем 13 мес. (рис. 4). В этом узком «опасном» интервале произошло 13 землетрясений с магнитудами $M_w \geq 7,6$ (для Японии с $M_w \geq 7,9$) из 16-ти таких событий. В этом случае гипотеза о равномерности распределения землетрясений отвергается с уровнем доверия более 0,99. Аналогичный эффект был выявлен для землетрясений Кавказа и Средней Азии с $M \geq 6,6$. То есть он также проявляется в регионах Альпийско-Гималайского пояса сейсмичности, что является подтверждением общепланетарной природы выявленного эффекта [Серафимова, Широков, 2012; Широков, Серафимова, 2006].

18,6-летний лунный цикл и его кратные. Лунный цикл с периодом $T_0 = 18,613 \approx 18,6$ года – это период вращения линии узлов орбиты Луны, то есть линии, по которой плоскость ее орбиты сечет эклиптику (плоскость орбиты Луны наклонена под углом $\sim 5^\circ$ к эклиптике). По этой причине, с периодичностью

18,6 года, происходят изменения амплитуды месячных изменений склонения Луны. В работах [Широков, 1977, 1978] рассматривался вопрос о связи сильных землетрясений Камчатки и Тихоокеанского пояса с 18,6-летним лунным циклом. Показано, что для сильных камчатских землетрясений XX века с $M_w \geq 7,6$ и с глубиной очагов до 100 км в пределах отдельных циклов выделяются два фазовых интервала, длительностью 1–3 года, к которым приурочены все такие события.

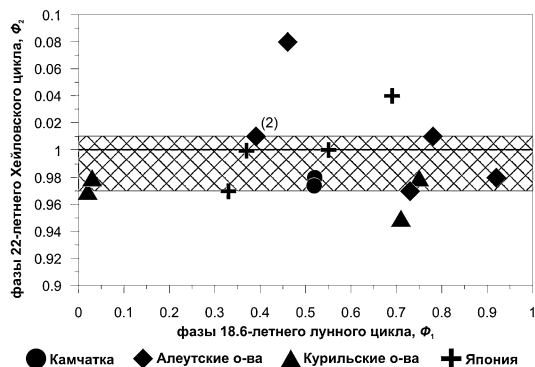


Рис. 4. Распределение землетрясений в окрестности эпох минимумов циклов Хейла. Двойной штриховкой выделен «опасный» фазовый интервал $\Phi_2' = 0,97-0,01$ [Серафимова, Широков, 2012]

В работе [Серафимова, Широков, 2011] анализировалось распре-

деление сильнейших ($M_w \sim 9$) землетрясений мира как отдельного класса событий, которому присущи закономерности планетарного масштаба, в том числе с точки зрения их связи с космическими ритмами. В частности, рассматривался 18,6-летний лунный прилив, его основные гармоники (4,75 г., 6,2 г., 9,3 г.) и кратные (37,2 г., 55,8 г.). Ранее в работах [Гусев, Петухин, 1997; Гусев, 2008] рассматривались периодичности с значениями периода $T = T_0/3, T_0/2, T_0, 3T_0/2$ и $3T_0$, где $T_0 = 18,6$ года для отдельных регионов мира.

Таблица

Основные характеристики сильнейших землетрясений мира с $M_w \geq 8,6$ за период 1900–2012 гг.

№	Дата	Время	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	Магнитуда, M_w	Регион
1	31.01.1906	15:36	1,00	-81,50	8,8	Колумбия-Эквадор
2	15.08.1950	14:09	28,50	96,50	8,6	Ассам-Тибет, Индия
3	04.11.1952	16:58	52,76	160,06	9,0	Камчатка, Россия
4	09.03.1957	14:22	51,56	-175,39	8,6	Андреяновские острова, Аляска
5	22.05.1960	19:11	-38,29	-73,05	9,5	Чили
6	28.03.1964	03:36	61,02	-147,65	9,2	Залив Принс-Уильям, Аляска
7	04.02.1965	05:01	51,21	178,50	8,7	Крысьи острова, Аляска
8	26.12.2004	00:58	3,30	95,78	9,1	Северная Суматра, Индонезия
9	28.03.2005	16:09	2,08	97,01	8,6	Северная Суматра, Индонезия
10	27.02.2010	06:34	-35,85	-72,70	8,8	Чили
11	11.03.2011	05:46	38,32	142,39	9,0	Остров Хонсю, Япония
12	11.04.2012	08:38	2,33	93,06	8,6	Северная Суматра, Индонезия

На основании проведенного анализа распределения мировых землетрясений с $M_w \geq 8,6$ за период 1900–2011 гг. выявлен значимый эффект группирования на периоде $3T_0 \approx 56$ лет (три лунных прилива с периодами $T_0 = 18,6$ г.). Все рассмотренные землетрясения (см. Таблицу) произошли в фазовом интервале $\Phi = 0,98-0,26$ (рис. 5).

Метод фазовых траекторий. Совместно с Широковым В.А. автором предложен новый методический подход для решения задачи долгосрочного прогноза сильных землетрясений, основанный на изучении связи таких событий совместно с лунным приливом 18,6 г. и 22-летним Хейловским циклом

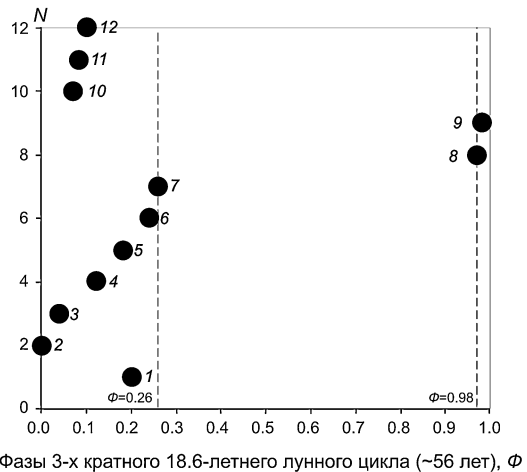


Рис. 5. Распределение сильнейших мировых землетрясений с $M_w \geq 8,6$ за период 1900–2011 гг. в зависимости от фаз 56-летнего ($3T_0$, где $T_0 = 18,6$ лет) лунного цикла

солнечной активности [Широков, Серафимова, 2006]. На основе предложенного метода фазовых траекторий (МФТ) проведен анализ совместного распределения по фазам указанных двух циклов землетрясений Камчатки, Японии, Курильских и Алеутских о-вов и обнаружены статистически значимые связи между группированием землетрясений и определенным соотношением их фаз. Это позволило дать прогнозы ожидаемых сильных землетрясений и оценить эффективность таких прогнозов по ретроспективным данным. Метод МФТ был также реализован для прогноза сильных землетрясений в других регионах мира, в том числе для Альпийско-Гималайской тектонической зоны [Серафимова, Широков, 2012]. На примере сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7,6$ показано, что все события с 1737 г. приурочены к определенным, достаточно компактным «опасным» окнам (рис. 6).

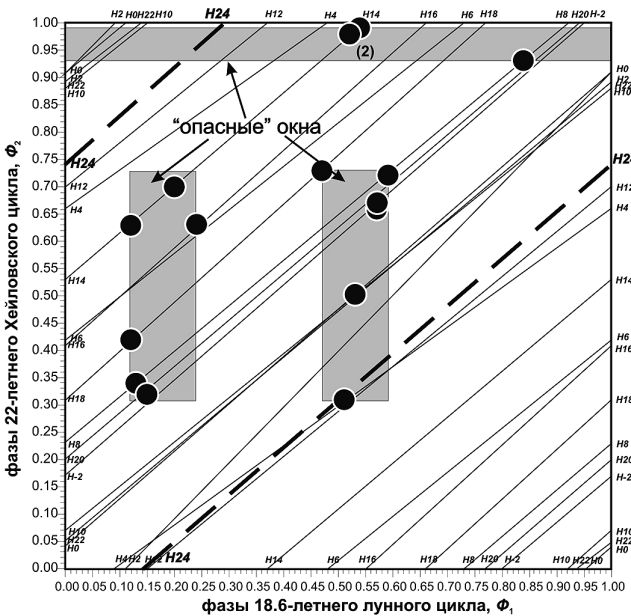


Рис. 6. Распределение сильных камчатских землетрясений с $M \geq 7,6$ в зависимости от фаз 18,6-летнего лунного и 22-летнего Хейловского циклов за период 1737–2011 гг. Наклонными линиями показаны фазовые траектории, номера которых соответствуют номерам Хейловских циклов. Жирной пунктирной линией показан текущий Хейловский цикл H24 после определения эпохи минимума, соответствующей январю 2009 г.

В соответствии с прогнозом, основанном на использовании метода МФТ, для Камчатки ближайший опасный период возникновения землетрясений с $M \geq 7,6$ приурочен к интервалу времени август 2015 – июль 2017 гг., для Курильских островов ($M \geq 7,5$) – сентябрь 2013 – февраль 2016 гг. При этом величина ретроспективной эффективности составляет 5,6 для Камчатки и 2,8 для Курильских островов [Серафимова, Широков, 2012].

Внутригодовое распределение землетрясений. На примере Курило-Камчатского региона рассмотрена связь между возникновением сильных ($M \geq 6,0$, энергетический класс $K_s \geq 12,6$ (по классификации Федотова С.А.)) землетрясений и сменой сезонов (времен года). Смена сезонов обуславливается годичным периодом обращения Земли вокруг Солнца и наклоном оси вращения планеты относительно орбитальной плоскости и рассматривается в качестве возможного триггерного воздействия на усиление сейсмической активности на различных энергетических уровнях [Серафимова, 2013].

Особенностью методического подхода к анализу такой связи является использование астрономических времен года, которые определяются датами солнцестоя-

ния и равноденствия, а не традиционно используемое распределение землетрясений по месяцам года. Показано, что зависимость между определенной фазой сезона и возникновением сильных землетрясений является статистически значимой для землетрясений с $K_s \geq 13,0$ для Камчатки и $M \geq 6,5$ для Курильских островов (рис. 7).

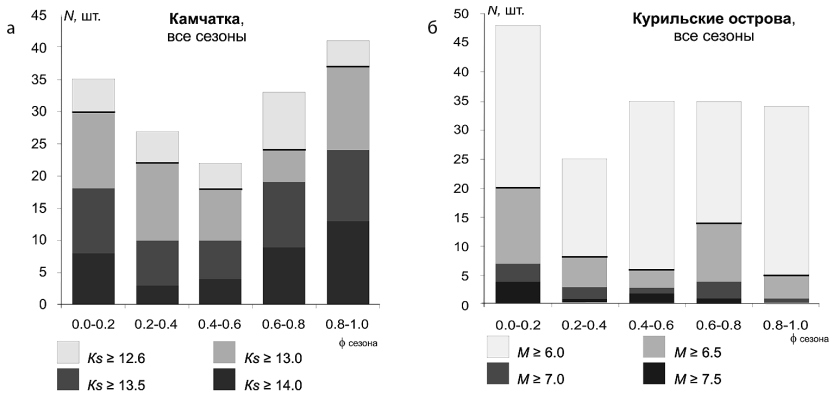


Рис. 7. Распределение камчатских (а) и курильских (б) землетрясений в зависимости от величин их энергетических классов и магнитуд (соответственно) и значений диапазонов фаз отдельных сезонов, полученное методом наложения эпох. Жирными горизонтальными линиями показаны статистически значимые энергетические уровни

Величина ретроспективной эффективности использования сейсмопрогностического признака «смена сезона» при переходе от осени к зиме составляет 2,6 при прогнозировании времени камчатских землетрясений с $K_s \geq 14,0$. Это позволяет использовать такой признак в практике работы специализированных советов по прогнозу землетрясений.

Выводы

1. Показана связь сильных ($M_w \geq 7,5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа за период 1737–2005 гг., которая наиболее значимо проявляется для фаз, соответствующих максимуму и минимуму 11-летнего цикла солнечной активности. Анализ распределения наиболее сильных ($M_w \geq 8,0$, каталог NEIC) землетрясений мира за период 1973–2010 гг. по фазам 11-летнего цикла солнечной активности выявил эффект фазового разделения (непересечения) сильных землетрясений южного и северного полушарий Земли.

2. В окрестности минимумов 22-летних Хейловских циклов солнечной активности с уровнем доверия более 0,99 выделен статистически значимый фазовый интервал длительностью в среднем 13 месяцев, имеющий планетарную природу.

3. Анализ распределения мировых землетрясений с $M_w \geq 8,6$ за период 1900–2011 гг. показал наличие значимого эффекта группирования на периоде $3T_0 \approx 56$ лет (три цикла лунного прилива с периодом $T_0 = 18,6$ г.).

4. Использование разработанного метода фазовых траекторий для анализа распределения сильных ($M_w \geq 7,6$) землетрясений по фазам двух долгопериодных ритмов позволило осуществить долгосрочное прогнозирование возникновения таких землетрясений с оценкой эффективности сделанных прогнозов.

5. На примере Курило-Камчатского региона показано, что связь между возникновением сильных землетрясений и определенными фазами сезонов (времен года) является статистически значимой для землетрясений с $K_s \geq 13,0$ (по классификации Федотова С.А.) для Камчатки и $M \geq 6,5$ для Курильских островов.

Литература

Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Метод прогноза камчатских землетрясений по вариациям геомагнитного и атмосферного электрического полей Земли на фоне гелиомагнитосферных процессов // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. I Российско-Японский семинар. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 179–186.

Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. Л.: 1973. 257 с.

Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008–2011 гг. согласно лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 55–65.

Гусев А.А., Петухин А.Г. О возможной синхронизации сильных землетрясений лунным 18.6-летним циклом, его долями и кратными // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 64–79.

Серафимова Ю.К. О связи сезонности и сильных ($M \geq 6,0$) землетрясений Курило-Камчатского региона // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Четвертой науч.-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 200–204.

Серафимова Ю.К. О связи сильных ($M_w \geq 7,5$) землетрясений Камчатки с вариациями чисел Вольфа // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. № 6. С. 116–122.

Серафимова Ю.К., Широков В.А. Особенности связи сильнейших землетрясений мира ($M_w \geq 8,7$) с циклами солнечной активности и 18.6-летним лунным приливом // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России: Тр. Третьей науч.-техн. конф. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 191–194.

Серафимова Ю.К., Широков В.А. Прогнозирование сильных землетрясений, вулканических извержений и цунами на основе изучения их связи с лунным приливом 18,6 г. и 22-летним Хейловским циклом солнечной активности // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке (К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений). Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания «Новая книга», 2012. С. 305–328.

Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–30.

Широков В.А. Влияние девятнадцатилетнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978. С. 164–170.

Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 103–115.

Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2006. № 2. Вып. № 8. С. 120–133.

Широков В.А., Серафимова Ю.К. Прогноз сильных мировых землетрясений, цунами и вулканических извержений до 2025 г. и перспективы повышения его эффектив-

УДК 550.3; 550.4

ВЛИЯНИЕ МЕГАПОЛИСА НА ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

***А.А. Спивак, С.Г. Волосов, А.В. Крашенинников, Д.Н. Локтев,
Ю.С. Рыбнов, С.А. Рябова, С.П. Соловьев, В.А. Харламов***

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Анализируются результаты синхронных наблюдений за физическими полями и метеопараметрами атмосферы, выполненных в Центре геофизического мониторинга г. Москвы и на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН, расположенной вне зоны влияния Москвы. Показано, что влияние мегаполиса проявляется в увеличении амплитуд физических полей, изменении их спектрального состава, нарушении естественных периодичностей. Важным фактором, характеризующим мегаполис, является наличие техногенной составляющей, которая оказывает значительное влияние на ход естественных физических процессов в приземной атмосфере.

Введение

Исследование геофизических полей в условиях мегаполиса представляет значительный интерес не только с точки зрения их влияния на работу прецизионной аппаратуры и технологические процессы, связанные с тонким нанотехнологиями, но, что, пожалуй, наиболее важно, с точки зрения формирования особой среды обитания человека и других биологических объектов [Адушкин, Спивак, 2014; Адушкин, Спивак, 1995; Москва..., 1997]. Действительно, мегаполис вызывает значительные изменения режимов физических полей как напрямую, так и опосредованно. Нарушение верхнего слоя грунта при крупномасштабном строительстве приводит не только к изменению ландшафта и режима подземных вод, но также вызывает повышенные потоки подземных флюидов, включая весьма опасные для организма человека – эманации природного радона. Негативные факторы мегаполиса, связанные с повышенными вибрациями грунта в результате работы транспорта, акустической нагрузкой при строительстве объектов инфраструктуры и транспортных коммуникаций и так далее дополняются еще одним негативным фактором, о котором до недавнего времени знали мало. Речь идет о вариациях физических полей (в первую очередь электрических и магнитных) наведенных в результате техногенной деятельности. В результате эволюции человек приспособился к естественному режиму физических полей. Поэтому любые, даже самые кратковременные изменения физических полей в окружающей среде, их отклонения от естественного уров-

ня могут существенно сказаться на здоровье человека, включая изменения психоэмоционального состояния [Беляев и др., 2003; Экология, 2008].

В настоящей работе оценивается влияние мегаполиса (в данном случае г. Москвы) на характер и режим микросейсмического, электрического и акустического полей в приземной атмосфере.

Используемые данные

В настоящей работе анализировались данные, полученные в результате непрерывной синхронной регистрации физических полей и метеопараметров в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН [Спивак и др., 2014]. Сейсмическая регистрация выполнялась с помощью высокочастотных сейсмоприемников СМ-3КВ (диапазон частот 0,5–40 Гц) и широкополосных STS-2 (диапазон частот 0,08–20 Гц), размещенными на постаменте в подвальном помещении ИДГ РАН. Регистрация вертикальной компоненты электрического поля выполняется с помощью флюксметра ИНЭП, размещенного на специальной площадке, оборудованной на крыше ИДГ РАН. Барические вариации в атмосфере фиксировались с использованием 3-х каналов регистрации, в которых в качестве первичных датчиков использовались: микробарометр абсолютного давления МАД-01 (регистрируемый диапазон частот 0–10 Гц), микробарометр К-304А вариаций абсолютного давления (регистрируемый диапазон частот 0,001–10 Гц), расположенные в подвальном помещении ИДГ РАН, и измерительный микрофон 4147 фирмы Брюль&Кьер (полоса регистрируемых частот 0,05–100 Гц, динамический диапазон 0,01–50 Па). Регистрация параметров атмосферы выполняется с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2.

С целью определения особенностей физических полей в мегаполисе, получаемые данные сравнивались с результатами регистрации, выполненными на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (ГФО МНУ), расположенной в 85 км южнее Москвы.

Результаты наблюдений

Сейсмический фон. Результаты сопоставительного анализа сейсмических записей свидетельствуют о наличии существенных отличий между сейсмическим фоном г. Москвы и вне зоны влияния города. В отличие от ГФО МНУ, где сейсмический фон хорошо структурирован во времени и лишь изредка наблюдаются нарушения естественных периодичностей, в условиях мегаполиса сейсмический фон характеризуется сложной структурой и не менее сложными временными вариациями. Среднеквадратическая амплитуда микросейсмических колебаний в г. Москве в диапазоне частот 0,5–40 Гц может достигать в отдельные периоды времени 12–15 мкм/с в то время как вне зоны влияния мегаполиса (ГФО МНУ) она не превышает 0,5 мкм/с. Также наблюдаются существенные отличия в спектральных характеристиках сейсмического фона.

Как это видно из рис. 1, амплитуды сейсмического фона в условиях мегаполиса и ГФО МНУ примерно совпадают в частотном диапазоне 0,1–1 Гц. По мере увеличения частоты наблюдается расхождение в спектральных амплитудах, которое в диапазоне частот 3–10 Гц достигает ~30 дБ при превышении амплитуды фона в г. Москве, а в диапазоне частот 60–100 Гц это отличие достигает ~50 дБ.

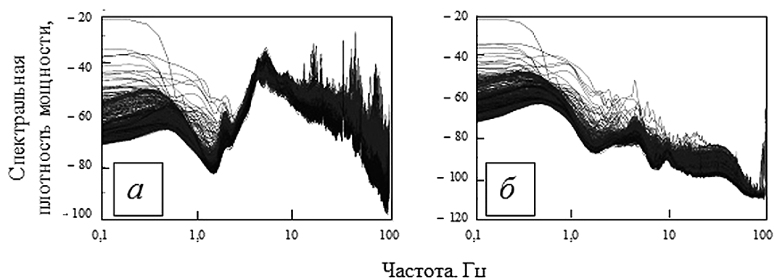


Рис. 1. Спектральная плотность мощности сейсмического фона в г. Москве (а) и на ГФО «Михнево» ИДГ РАН (б) за июль 2014 г.

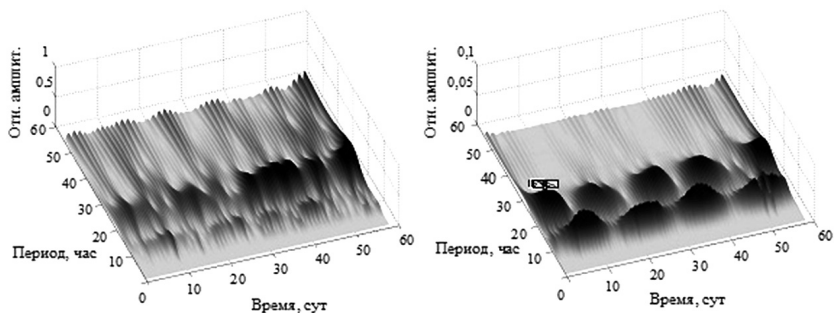


Рис. 2. Вейвлет-скалограммы вариаций амплитуды сейсмического фона в г. Москве (слева) и на ГФО «Михнево» (справа) за период сентябрь–октябрь 2014 г.

Значительные отличия наблюдаются в периодичностях, характерных для сейсмического фона в г. Москве и на ГФО МНВ. Представленные на рис. 2 вейвлет-скалограммы свидетельствуют об отсутствии выраженных суточных и полусуточных периодичностей в вариациях амплитуды сейсмического фона в г. Москве, которые хорошо проявляются на спектрах ГФО МНВ.

Электрическое поле. Характеристики электрического поля в г. Москве и в ее зоны ее влияния характеризуются сезонной изменчивостью. Так, например в летний период времени среднесуточные значения вертикальной компоненты напряженности электрического поля E в дни с хорошими погодными условиями (отсутствие

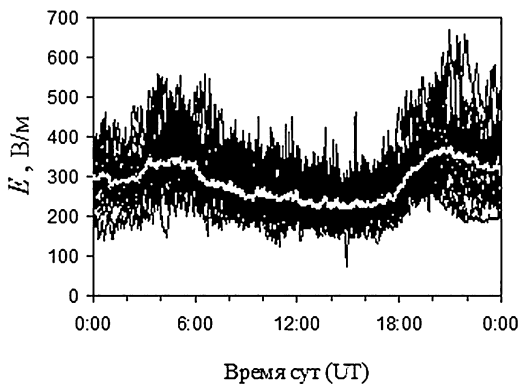


Рис. 3. Суточный ход вертикальной компоненты напряженности электрического поля в дни с хорошей погодой в г. Москве за период 24.05–0.09.2014 г. (белая линия – средние значения)

плотной облачности, осадков, резких порывов ветра и т.д.), величина E изменяется в интервале 150–650 В/м (рис. 3). В зимний период времени значения E при тех же погодных условиях не превышают 50–150 В/м. Однако в целом напряженность электрического поля в приземной атмосфере в условиях г. Москвы выше значений, наблюдаемых вне зоны влияния мегаполиса, а в ряде случаев превосходит его значительно (см. пример на рис. 4).

Величина возмущенной составляющей электрического поля (рис. 5) в летний период времени (прохождение холодных атмосферных фронтов с грозовыми проявлениями, формирование плотной облачности) может достигать 6–8 кВ/м. В зимний период времени эта величина не превышает 500–800 В/м.

При атмосферных осадках вариации электрического поля имеют бухтообразный вид. В случае прохождения мощного холодного фронта с продолжительными осадками можно наблюдать сходные вариации напряженности электрического поля в г. Москве и на ГФО МНУ. Пример таких вариаций представлен на рис. 6. Мощный холодный атмосферный фронт с непрекращающимися в течение несколь-

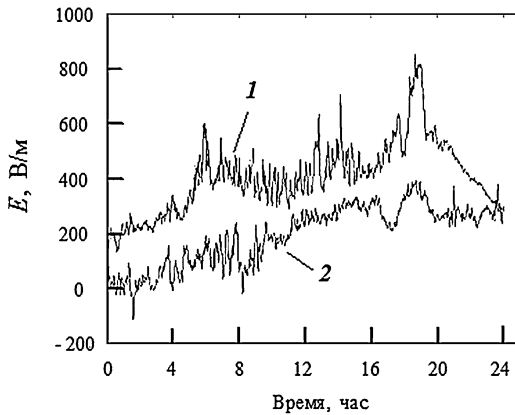


Рис. 4. Суточные вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере в г. Москве (1) и на ГФО «Михнево» (2) 15.09.2014 г.

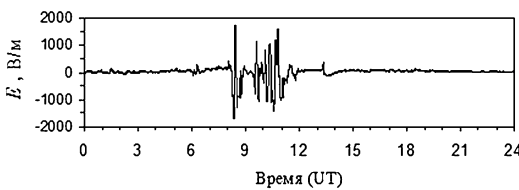


Рис. 5. Пример возмущенного электрического поля в г. Москве 15.10.2014 г. (холодный атмосферный фронт с грозовыми явлениями)

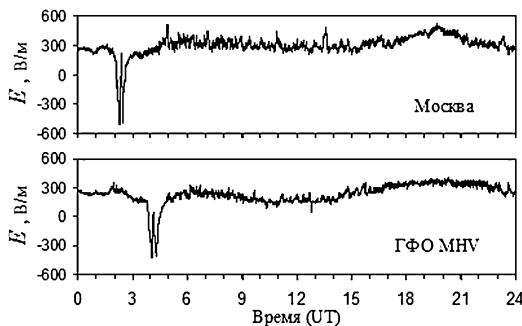


Рис. 6. Пример вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в г. Москве (верхняя панель) и на ГФО «Михнево» (нижняя панель) в период прохождения холодного атмосферного фронта, сопровождающегося мощными осадками в виде дождя (16.06.2014 г.)

ких часов осадками в виде дождя распространялся в направлении с северо-северо-востока на юго-юго-запад, захватывая своими крыльями сначала г. Москву, затем ГФО МНВ. Видно, что при сходной интенсивности осадков морфология вариаций E в г. Москве и с некоторой задержкой ($\sim 1,5$ часа) на ГФО МНВ практически одинакова. Это позволяет оценить скорость продвижения холодного фронта, которая в нашем случае составила около 50 км/час.

Акустические колебания. Основные вариации поля акустических колебаний проявляются, как правило, в дневное время. Их амплитуда в зависимости от параметров ветра достигает 5–10 Па. В периоды сильных возмущений атмосферы (холодные атмосферные фронты) амплитуда акустических колебаний увеличивается до 20–30 Па в зависимости от мощности атмосферного фронта (рис. 7), а в случае сильных грозных явлений может достигать значений 100–120 Па. Мощные возмущения техногенного происхождения, например, праздничные салюты, могут вызывать увеличение амплитуды акустических колебаний до 40–500 Па в зависимости от расстояния до источника (рис. 8).

Рис. 7. Пример вариаций амплитуды акустических колебаний A в диапазоне частот 0,001–10 Гц при прохождении холодного фронта через г. Москву и ГФО «Михнево» 11.08.2014 г. (P_0 – вариации атмосферного давления)

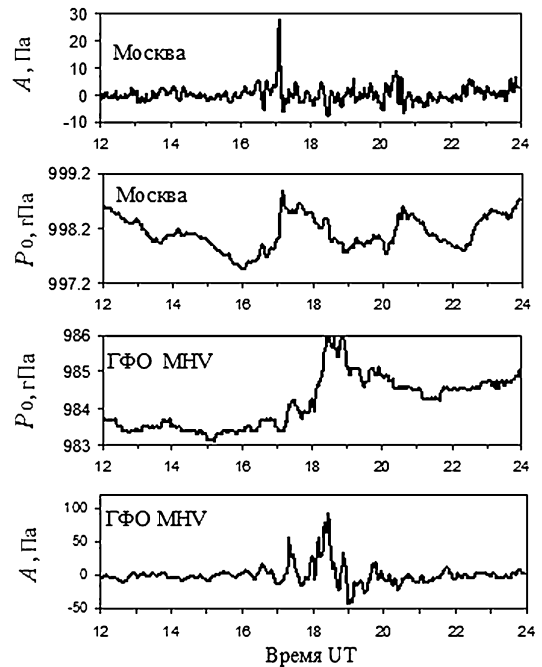
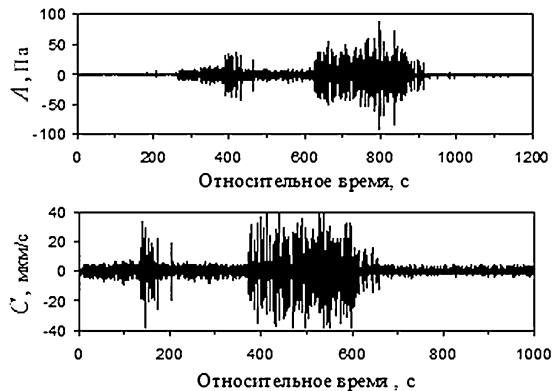


Рис. 8. Микробарические вариации (верхняя панель) и сейсмический сигнал (нижняя панель), вызванные праздничным салютом 23.02.2015 г. в г. Москве



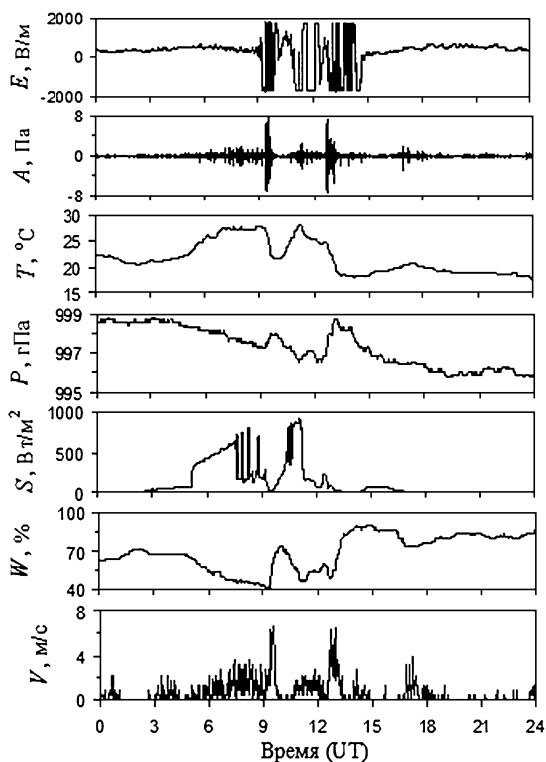


Рис. 9. Пример синхронных вариаций параметров атмосферы (температуры воздуха и атмосферного давления (T и P), мощности солнечной радиации S , влажности воздуха W , скорости ветра V) и физических полей (вертикальной компоненты напряженности электрического поля E , амплитуды акустических колебаний A) в г. Москве 07.08.2014 г.

Синхронизм физических полей и метеопараметров. Наблюдения свидетельствуют о синхронности вариаций физических полей и параметров, характеризующих возмущения в атмосфере. Пример такого рода синхронных вариаций всех измеряемых величин приведен на рис. 9, из которого видно, что прохождение мощных холодных атмосферных фронтов в периоды 9:10–10:10 UT и 13:10–14:20 UT, сопровождающиеся практически скачкообразным изменением температуры воздуха T и атмосферного давления P , а также повышением влажности воздуха W и бухтообразным уменьшением солнечной радиации S , вызывает вариации не только амплитуды микропульсаций атмосферного давления A , но также значимые вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля E .

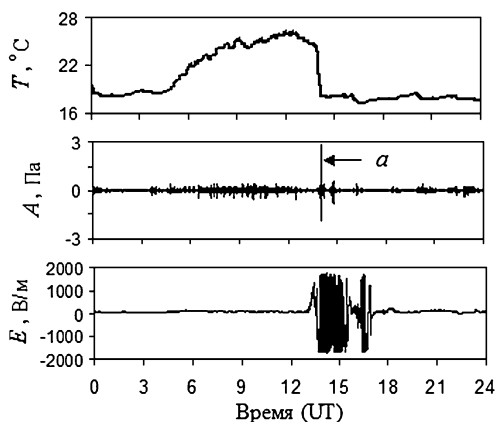
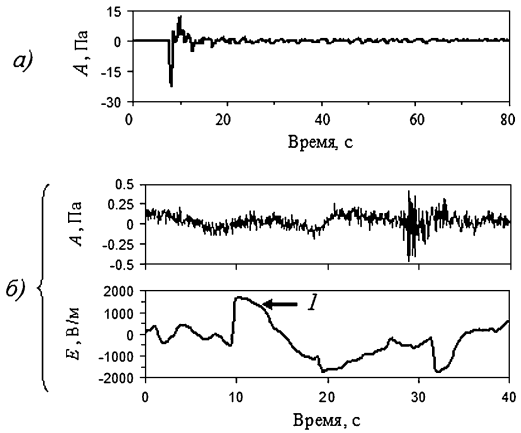


Рис. 10. Регистрация взрыва емкости микрофоном 4147 с газом (a – момент взрыва) при молниевом разряде в период грозовых явлений, сопровождающих мощный холодный фронт 22.05.1915 г.

Рис. 11. Акустический сигнал, вызванный взрывом емкости с газом (а) во время пожара 22.05.2015 г. в г. Москве. Нижняя панель (б) – акустический A и электрический E (I) сигналы от молниевозного разряда (время запаздывания акустического сигнала относительно электрического определяется расстоянием до источника (~5,5 км))



Техногенные возмущения. Отличительной особенностью мегаполиса является наличие мощных возмущений физических полей от техногенных источников. В частности, регистрируются значимые возмущения акустического и электрического полей при крупных пожарах, сопровождающихся обрушением сооружений или взрывом емкостей с газом. Пример такого события приведен на рис. 10 (разряд молнии вызвал пожар и взрыв резервуара большой емкости, в котором содержался газ). Интересно отметить, что амплитуда взрывного сигнала, зарегистрированного примерно в 10 км от очага, существенно превышает амплитуду акустического сигнала, сопровождающего разряд молнии, что хорошо видно из рис. 11.

Заключение

Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о значительном влиянии мегаполиса на физические поля в приземной атмосфере. Наличие техногенных источников непрерывного и импульсного действия вызывает существенное увеличение амплитуды физических полей, их спектральных характеристик, а также нарушение естественных, задаваемых природой периодичностей.

Исследования выполнены в соответствии с госзаданием 80.3 ФАНО «Создание в здании Института Центра геофизического мониторинга для систематических исследований негативных последствий на среду обитания и инфраструктуру Москвы природных и техногенных факторов».

Литература

- Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Мегалополис: проблема геофизических полей // Наука в России. 1995. № 5. С. 65–69.
- Беляев Г.Г., Чмырев В.М., Клейменова Н.Г., Козырева О.В. Электромагнитный ультранизкочастотный фон мегаполиса (г. Москва) // геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43. № 5. С. 697–701.

Москва: геология и город / Под ред. В.И. Осипова и О.П. Медведева. М.: Изд-во Московские учебники и картолитогрфия. 1997. 399 с.

Спивак А.А., С.Г. Волосов, Д.Н. Локтев и др. Организация и первые результаты наблюдений за физическими полями г. Москвы // Динамические процессы в геосферах. Вып. 6. М.: ГЕОС, 2014. С. 106–115.

Экология человека в изменяющемся мире / Колл. авторов. Изд.2-е, доп. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 570 с.

УДК 550.34+350.34

СИНХРОНИЗМ ВАРИАЦИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЕ ЗЕМЛИ

А.А. Спивак, Д.Н. Локтев, С.А. Рябова, В.А. Харламов

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Приводятся результаты анализа экспериментальных данных синхронных наблюдений за вариациями электрического и магнитного полей, а также акустических колебаний в приповерхностной зоне Земли в сопоставлении с вариациями метеорологических параметров. Показан синхронизм вариаций указанных полей и параметров атмосферы, впервые отмечены не только синхронные, но также опережающие проявления возмущений геомагнитного поля, введен в рассмотрение новый параметр – обратный магнитный типпер, вариации которого при возмущениях атмосферы проявляются более ярко по сравнению с вариациями магнитного типпера.

Введение

Изучение физических полей Земли и их вариаций имеет особое значение для установления причин и механизмов изменения окружающей среды и климата. Другой не менее важной задачей является мониторинг процессов, связанных с природными и антропогенными воздействиями на биосферу Земли, установлением отклика природной среды на эти воздействия, а также определение границ предельно допустимых техногенных нагрузок, как на среду обитания, так и на живую природу, включая организм человека [Экология, 2006].

Физические поля Земли играют важную роль в межгеосферных взаимодействиях. Благодаря преобразованию и взаимодействию физических полей осуществляются взаимные связи между процессами, протекающими в твердых оболочках Земли и ее верхних геосферах [Адушкин, Спивак, 2012]. Физические поля соединяют воедино все геосферы, формируя самосогласованную геофизическую систему. Функционирование такой системы, как и любой другой сложной многокомпонентной системы, описывается квазистационарной составляющей, сформированной в результате

длительных по времени взаимодействий отдельных компонент этой системы между собой, и возмущениями разного масштаба, которые вызываются внешними и внутренними источниками, и которые при определенных условиях способны вывести систему из состояния динамического равновесия.

Наибольший интерес вызывает изучение возмущенной составляющей, амплитуда которой может на несколько порядков превосходить фоновые значения. При этом предоставляется возможность исследования природы и механизмов массо- и энергообменных процессов, связанных, в частности, с преобразованием энергии между физическими полями разной природы. Здесь также следует отметить особую роль вариаций физических полей в формировании условий существования живых организмов (биосферы Земли) и, в частности, среды обитания человека [Экология, 2006].

В настоящем сообщении приводятся результаты анализа данных синхронных наблюдений за вариациями электрического и магнитного полей и микропульсаций атмосферного давления в приповерхностной зоне Земли в сопоставлении с вариациями метеорологических параметров приземной атмосферы. Показан синхронизм вариаций указанных полей и параметров атмосферы. Приведены количественные зависимости между амплитудами вариаций электрического поля, акустических колебаний, параметрами атмосферы, а также передаточной функции геомагнитных вариаций в виде магнитного типпера.

Используемые данные

В настоящей работе использовались результаты синхронных наблюдений за физическими полями, выполненными в период 2011–2014 гг. в условиях Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН [Адушкин, Спивак, 2014], характеризующихся отсутствием промышленных загрязнений и низким уровнем электромагнитных помех. Измерения вертикальной компоненты электрического и магнитного полей выполнялись соответственно с помощью флюксметра ИНЭП (частотный диапазон 0–20 Гц) и магнитометра LEMF-018. Микропульсации атмосферного давления регистрировались микробарометром МБ-03, оборудованном ветроподавляющим фильтром, в частотном диапазоне 0,001–10 Гц (описание измерительных средств и результаты регистрации представлены на сайте ИДГ РАН <http://idg-comp.chph.ras.ru/~mikhnevo/>). Метеорологические параметры атмосферы определялись с использованием метеостанции Davis Vantage Pro 2. Все измерения выполнялись в приземном слое атмосферы на высоте 3–5 м.

Синхронизм вариаций физических полей и метеопараметров атмосферы

Анализ данных показал, что основные ограниченные по времени локальные вариации электрического поля связаны с возмущением метеорологических параметров атмосферы (прохождением атмосферных, в частности, грозовых фронтов, формированием плотной облачности и т. д.). Пример такого рода синхронных вариаций всех измеряемых величин приведен на рис. 1.

Из рис. 1 видно, что прохождение мощного холодного атмосферного фронта в период 9:45–10:20 UT, сопровождающегося практически скачкообразным изменением температуры воздуха T и атмосферного давления P , а также повышением

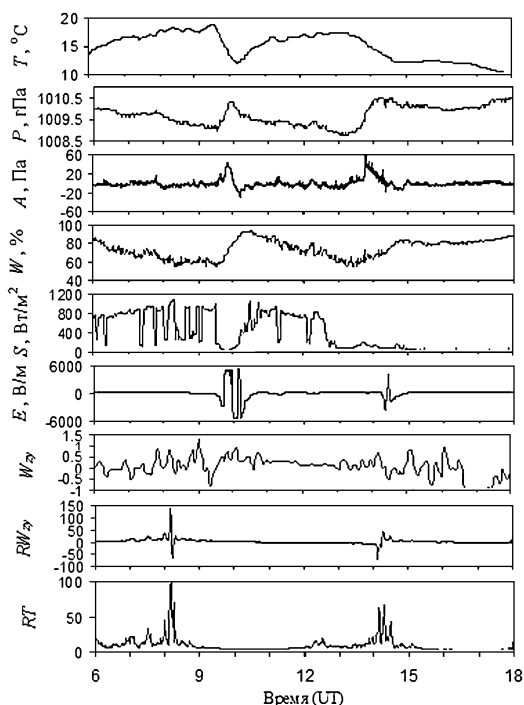


Рис. 1. Примеры синхронных вариаций геофизических полей и метеорологических параметров атмосферы на ГФО «Михнево» 25.06.2014 г. в период прохождения двух холодных атмосферных фронтов в $\sim 9:30$ и $\sim 13:30$ UT.

T и P – температура и атмосферное давление, A – пульсации давления, W – влажность воздуха, S – мощность солнечной радиации, E – вариация вертикальной компоненты напряженности электрического поля, W_z и RW_z – компоненты магнитного и обратного магнитного типпера, RT – модуль обратного магнитного типпера

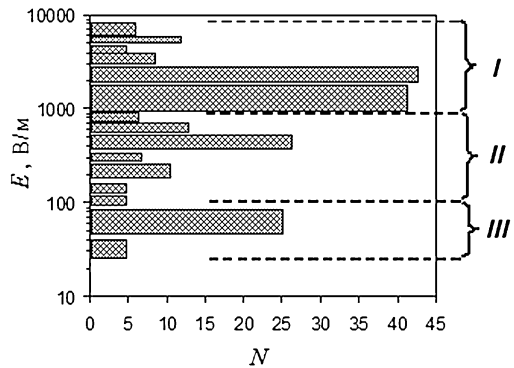
влажности воздуха W и бухтообразным уменьшением солнечной радиации S , вызывает вариации не только амплитуды микропульсаций атмосферного давления A , но также значимые вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля E . Более слабый холодный атмосферный фронт ($\sim 14:30$ UT), сопровождающийся формированием плотной кучевой облачности без грозových проявлений, также вызвал, хотя и менее выраженные, но практически синхронные вариации всех исследуемых величин.

Здесь следует отметить, что именно холодный фронт, формирующий течение воздушных масс вдоль земной поверхности и, как следствие, аэроэлектрические эффекты, связанные, в частности, с турбулентным переносом объемного электрического заряда, вызывает вариации электрического поля в приземной атмосфере (теплые атмосферные фронты, как правило, не сопровождаются значимыми вариациями электрического поля и барическими микропульсациями) [Анисимов, Мареев, 2000; Анисимов и др., 2011; Tuomi, 1981].

Эмпирическое распределение вариаций электрического поля E по амплитуде имеет мультимодальный характер (рис. 2). При этом выделяются три характерных области I–III, преимущественно аккумулирующие события с амплитудой вариаций соответственно в диапазонах 50–100, 300–600 и 1000–3000 В/м. Привлекая результаты метеонаблюдений, можно предполагать, что в области I концентрируются в основном события, связанные с возмущением полей при мощных атмосферных фронтах, характеризующихся наличием грозových проявлений (внутриоблачные, межоблачные и облако-земля разряды молний, сильные изменения освещенности и влажности воздуха), в области II – события, также связанные с прохождением холодных атмосферных фронтов, которым сопутствует плотная облачность, однако без грозových проявлений, и, наконец, в области III – события в периоды холод-

Рис. 2. Гистограмма распределения количества событий N по амплитуде вариаций E .

I – данные, полученные при грозовом фронте (преимущественно с грозовыми проявлениями); *II* – атмосферные фронты, сопровождающиеся формированием плотной облачности без грозовых проявлений; *III* – холодные атмосферные фронты без формирования плотной облачности



ных атмосферных фронтов с малой облачностью или ее отсутствием. К последней группе можно отнести также вариации E импульсного типа, которые предположительно могут быть связаны с техногенными источниками (в этом случае регистрируемые возмущения поля не сопровождаются вариациями атмосферного давления и температуры воздуха). Границы между указанными группами естественно следует считать условными, так как четких различий между событиями, отнесенных к соседним группам, сформулировать не удалось.

Анализ результатов инструментальных наблюдений показывает, что в подавляющем большинстве случаев (~75%) одновременно с вариациями электрического поля E отмечаются вариации барических микропульсаций A . Предполагая, что каждая из этих величин характеризуют интенсивность метеорологических возмущений в приземном слое атмосферы, можно ожидать наличие связи между E и A . Однако, как показывает анализ, такой связи не существует. Это хорошо видно из рис. 3, на котором приведены данные наблюдений в координатах E, A^1 . С учетом выполненных статистических оценок (рис. 2) можно выделить группы данных, относящихся к рассмотренным выше областям I–III. Внутри каждой из этих областей в широком диапазоне изменений амплитуд микробарических вариаций A амплитуда импульсных вариаций E остается практически постоянной.

Анализ результатов наблюдений свидетельствует о том, что в периоды прохождения атмосферных фронтов, сопровождающихся вариациями электрического поля, отмечаются возмущения на записях магнитного поля. Однако эти возмущения в большинстве своем слабо выражены, нестабильны во времени и характеризуются невысокой повторяемостью. Более детальный анализ свидетельствует о наличии хорошо выраженных вариаций передаточной функции магнитного поля в виде магнитного типпера W [Бердичевский и др., 2003; Vozoff, 1972] в периоды времени, близкие к вариациям E (рис. 1). При этом следует отметить, что вариации магнитного типпера наблюдались как синхронно с вариациями E , так и с опережением на 1–2 часа, что происходило, как правило, в случаях невозмущенной атмосферы перед грозовым фронтом (фронту предшествовали ясные погодные условия). Такой эффект связан с генерацией грозовой ячейкой акустико-гравитационных волн, которые могут регистрироваться в точке наблюдения задолго (за 1–6 часов) до подхо-

¹ С целью исключения влияния случайных выбросов амплитуды вариаций определялись по сглаженным импульсам [Гвишиани и др., 2008; Зелинский и др., 2014]. При определении E не учитывались события, амплитуда которых не попадала в динамический диапазон регистрирующего канала.

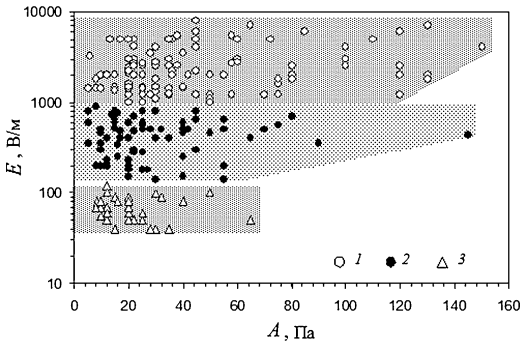


Рис. 3. Данные инструментальных наблюдений за амплитудами синхронных вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля E и амплитуды A барических микроразрядов на ГФО «Михнево» за период 2011–2014 гг.

1 – атмосферные фронты преимущественно с грозвыми проявлениями, 2 – холодные атмосферные фронты без грозвых проявлений, 3 – холодные фронты без формирования плотной облачности

да грозовой конвективной ячейки [Данилов, Свертилов, 1991; Balachandran, 1980; Соловьев, Рыбнов, 2008].

В качестве иллюстрации на рис. 1 представлены вариации горизонтальной компоненты восток-запад магнитного типпера W_{zy} (ось y соответствует направлению восток-запад). Характерно, что величина именно квазинормальной к силовым линиям магнитного поля Земли компоненты магнитного типпера W_{zy} в отличие от компоненты W_{zx} (ось x направлена на географический полюс Земли) изменяется согласовано с величиной E (рис. 4).

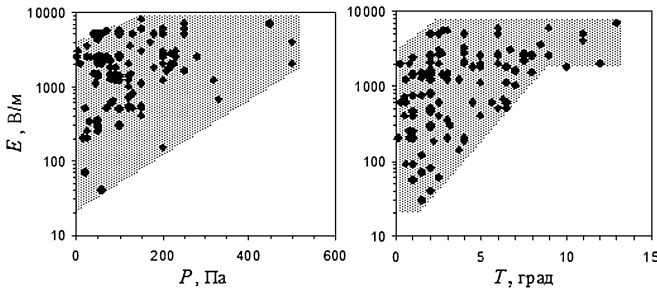


Рис. 4. Экспериментальные значения амплитуды вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы E в зависимости от прироста атмосферного давления (слева) и падения температуры воздуха (справа) в холодном атмосферном фронте

Компоненты магнитного типпера W_{zx} и W_{zy} вычислялись с использованием соотношения

$$B_z = W_{zx}B_x + W_{zy}B_y$$

в результате процедуры деления матрицы

$$B_V = (B_{z1}, B_{z2}, \dots, B_{zn})$$

на матрицу

$$B_H = \begin{pmatrix} B_{x1} & B_{y1} \\ B_{x2} & B_{y2} \\ \dots & \dots \\ B_{xn} & B_{yn} \end{pmatrix},$$

в скользящем окне, где B_x , B_y и B_z – компоненты магнитной индукции, представленные цифровыми рядами – результатами регистрации, n – количество отсчетов в выбранном окне цифровых рядов, выбираемое в соответствии с рекомендациями работы [Larsen, 1989].

Одновременно с магнитным типпером вычислялась матрица RW как результат обратного¹ деления матриц B_v и B_H [Ланкастер, 1973; Колупаев, Часов, 2012] (по аналогии с матрицей $W = B_v/B_H$ матрицу $RW = B_v \setminus B_H$ можно назвать «обратным магнитным типпером»²). Анализ данных показал, что вариации компонент обратного магнитного типпера RW_{zx} и RW_{zy} в периоды вариаций E проявляются более четко по сравнению с вариациями W_{zx} и W_{zy} . На рис. 1. в качестве примера приведены вариации компоненты RW_{zy} и модуля обратного типпера RT , вычисленного по формуле:

$$RT = \sqrt{RW_{zx}^2 + RW_{zy}^2}.$$

Из рис. 1 следует, что повышенные вариации магнитного типпера регистрируются примерно за 2 часа до подхода атмосферного фронта F_1 и за ~20 мин до более слабого фронта F_2 . Максимум вариации обратного магнитного типпера наблюдается за 1,5 часа до подхода атмосферного фронта F_1 и практически одновременно с максимумом вариаций E при прохождении атмосферного фронта F_2 .

Количественные соотношения

Определенный интерес вызывают соотношения между величинами, характеризующими интенсивность возмущающего воздействия на атмосферу. Можно считать, что при рассмотрении холодных атмосферных фронтов в качестве таких параметров выступают амплитуды изменения температуры и атмосферного давления, вариации напряженности электрического поля и, наконец, магнитный типпер – параметр, характеризующий вариации геомагнитного поля.

Анализ данных показывает, что между амплитудой вариаций электрического поля и возмущенными метеопараметрами атмосферы наблюдается вполне определенная связь. Приведенные на рис. 3 данные свидетельствуют о том, что по мере увеличения амплитуды изменения атмосферного давления и температуры воздуха в холодном атмосферном фронте значительно сужается интервал вариаций амплитуды напряженности электрического поля.

Если при малых вариациях температуры и атмосферного давления возможны как малые, так и значительные по величине вариации электрического поля, которые определяются не только тепловой (конвективной) турбулентностью воздушных потоков (турбулентным переносом электрических зарядов), но и наличием электрофицированных облаков, то мощные атмосферные фронты, сопровождаемые, как правило, грозовой активностью, вызывают только значительные по амплитуде вариации напряженности электрического поля.

¹ Процедура деления на матрицу-множимое (деление матриц «слева») (обратное деление) [Ланкастер, 1973].

² В отличие от используемого в сейсмологии параметра Накамуры [Nakamura, 1989; Stienen et al., 2003] введенный параметр имеет две компоненты

Заключение

Таким образом, приведенные результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о синхронизме вариаций электрического поля, магнитного типпера и барических микропульсаций в периоды метеорологических возмущений приземной атмосферы Земли. Показано, что введенная величина «обратный магнитный типпер» существенно более чувствителен к вариациям метеорологических параметров приземной атмосферы и электрического поля по сравнению с магнитным типпером.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073-а).

Литература

Адушкин В.В., Спивак А.А. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С. 3–21.

Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.

Анисимов С.В., Мареев Е.А. Аэроэлектрические структуры в атмосфере // Доклады академии наук. 2000. Т. 371. № 1. С. 101–104.

Анисимов С.В., Галиченко С.В., Дмитриев Э.М., Шихова Н.М., Афиногенов К.В. Электрическое поле приземной атмосферы // Динамика физических полей земли. М.: Светоч Плюс, 2011. С. 268–296.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С. и др. Магнитовариационное зондирование: новые возможности // Физика Земли. 2003. № 9. С. 3–30.

Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Определение аномалий на временных рядах методами нечеткого распознавания // Доклады академии наук. 2008. Т. 421. № 1. С. 101–105.

Данилов С.Д., Свертилов А.И. Внутренние гравитационные волны, генерируемые при прохождении гроз // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 3. С. 234–242.

Зелинский Н.Р., Клейменова Н.Г., Козырева О.В., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Соловьев А.А. Алгоритм распознавания геомагнитных пульсаций 3с3 на секундных данных экваториальных обсерваторий сети ИНТЕРМАГНЕТ // Физика Земли. 2014. № 2. С. 91–99.

Колупаев И.А., Часов К.В. Нестандартная методика деления (слева и справа) квадратных матриц одного размера // Успехи современного естествознания. 2012. № 5. С. 53–55.

Ланкастер П. Теория матриц. М.: Наука, 1973. 280 с.

Соловьев С.П., Рыбнов Ю.С. Возмущения электрического поля и генерация акустико-гравитационных волн, обусловленные приближением атмосферного фронта / Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 95–97.

Экология человека в изменяющемся мире / Колл. авторов. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 570 с.

Balachandran N.K. Gravity waves from thunderstorms // Monthly Weather Review. 1980. V. 108. No. 6. P. 804–816.

Larsen J.C. Transfer functions: smooth robust estimates by least-squares and remote reference methods // Geophys. J., 1989. Vol. 99, pp. 645–663.

Nakamura Y. A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using micro-tremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30. № 1. P. 25–33.

Steimen S., Fah D., Kind F., Schmid Ch., Giardini D. Identifying 2D resonance in micro-tremor wave fields // Bulletin of the Seismological Society of America. 2003. Vol. 93. No. 2. P. 583–599.

Tuomi T.J. Atmospheric electrode affect: approximate theory and wintertime observations // Pure and Applied Geophysics. 1981. Vol. 119. P. 31–45.

Vozoff K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins // Geophysics. No. 1, 1972. Vol. 37, pp. 98–141.

УДК 550.348

СИНХРОННЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОГО И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ, ВЫЗВАННЫЕ ИСТОЧНИКАМИ ПРИРОДНОГО И ТЕХНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЙ

С.П. Соловьев, Ю.С. Рыбнов, В.А. Харламов

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Приводятся данные натуральных наблюдений инфразвуковых колебаний давления и вариаций напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы. Анализ полученных данных показал, что при прохождении атмосферного фронта, солнечного терминатора и в некоторых других случаях возникают синхронные вариации инфразвуковых колебаний и напряженности электрического поля. Наблюдается приблизительная пропорциональность амплитуды возмущений электрического поля и амплитуды изменения давления инфразвука. Возможный механизм генерации возмущений электрического поля связан с изменениями плотности объемного электрического заряда при изменении давления в акустико-гравитационных волнах.

Введение

Акустико-гравитационные волны (АГВ) малой амплитуды в атмосфере Земли имеют целый ряд источников: извержения вулканов, землетрясения, ураганы, грозы, струйные течения, метеоры, солнечный терминатор, солнечные затмения, а также мощные взрывы и стартующие ракеты. Свойства АГВ для простейших моделей атмосферы (изотермическая атмосфера над плоской землей при наличии ветра или без него) исследованы достаточно подробно и служат для дальнейшего анализа особенностей распространения и возбуждения АГВ в условиях приближенных к реальным. Однако, несмотря на большой объем проведенных исследований,

остается немало нерешенных вопросов в описании генерации и распространения АГВ и их влияния на земную атмосферу. Так не полностью изученными являются вопросы устойчивости АГВ, отдельные механизмы генерации, например, в атмосферных фронтах, грозовых облаках и зонах конвекции.

В работах [Госсард и Хук, 1978; Светцов и Шувалов, 2005; Адушкин и Горелый, 1995] приведены данные о возмущениях в атмосфере, зарегистрированных после взрывов большой мощности: ядерные, вулканические, тунгусского метеорита, когда возмущенной оказывалась вся атмосфера. В этих случаях возникающие ударные волны на некотором удалении от источника превращаются в линейные акустико-гравитационные с дальностями распространения до десятков тысяч километров. Ряд вопросов, связанных с воздействием АГВ на ионосферную плазму и затрагивающих проблему взаимодействия внешних оболочек Земли, рассмотрен в [Гохберг и Шалимов, 2004]. Согласно традиционной схеме воздействия АГВ на ионосферную плазму, при прохождении акустической волны через нижнюю ионосферу заряженные компоненты плазмы увлекаются потоком нейтрального газа, что приводит к трансформации акустической волны в различные типы гидромагнитных возмущений.

Значительное влияние на процессы в атмосфере Земли (включая как верхние, так и нижние ее слои) оказывает эффект солнечного терминатора. В обзоре [Сомских, 2011] представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований возмущений земной атмосферы и генерации АГВ при прохождении солнечного терминатора (СТ). Отмечается, что основные механизмы генерации волн связаны с возникновением градиентов параметров атмосферы в области солнечного терминатора. При этом наиболее интенсивно возбуждаются те волны, масштабы которых соизмеримы с характерными масштабами неоднородностей параметров атмосферы в области СТ.

В данной работе рассматривается возникновение синхронных инфразвуковых колебаний давления и напряженности электрического поля от различных источников в атмосфере и на поверхности земли. Основное внимание уделено исследованию возмущений электрического и инфразвукового полей, вызванных приближением и прохождением атмосферных фронтов, прохождением солнечного терминатора, микробаромами, генерируемыми колебаниями водной поверхности оз. Байкал.

Аппаратура и методы

Наблюдения за инфразвуковыми вариациями давления и атмосферным электрическим полем проводились в стационарных пунктах на территории ИДГ РАН в г. Москве, на территории Геофизической обсерватории «Михнево» (ГФО «Михнево») ИДГ РАН. Наблюдения проводились в полевых условиях в летние месяцы 2009 и 2010 гг., когда были организованы комплексные геофизические экспедиции в район Тункинской рифтовой впадины, простирающейся на 200 км в субширотном направлении от юго-западного окончания оз. Байкала. Измерения инфразвукового и электрического полей, а также метеопараметров проводились в нескольких пунктах в районе геофизической станции ИСЗФ «Торы», расположенной на расстоянии 50 км от оз. Байкал. Регистрация вариаций давления осуществлялась инфразвуковой станцией, в состав которой входили микробарометры, позволяющие регистрировать изменения давления от 0,05 до 200 Па в полосе частот

0,001–20 Гц. Наблюдения за электрическим полем в приземном слое атмосферы проводились с помощью электростатических флюксометров, которые позволяли регистрировать вертикальную компоненту напряженности электрического поля, $E_z(t)$, в частотном диапазоне от 0 до 10 Гц с амплитудами от 1 до 5000 В/м. Наряду с флюксометрами использовались электрометры – пассивные электрические антенны с чувствительными электронными усилителями, которые обеспечивали измерение вариаций $E_z(t)$ в частотном диапазоне от 10^{-4} до 10 Гц и амплитудном диапазоне от 0,01 до 400 В/м.

Сбор данных выполнялся с помощью многоканальных модулей LCARD с 14-ти битными аналого-цифровыми преобразователями и ZET-220, который имеет 8 независимых каналов и преобразует аналоговое напряжение на выходе датчиков в цифровую форму с разрядностью 24 бит. В процессе измерений частота дискретизации обычно составляла 100 Гц. Синхронизация записей и привязка к точному времени осуществлялась от приемника GPS. Обработка и анализ информации выполнялся с помощью вычислительных средств программного пакета MATLAB. Одновременно с регистрацией инфразвуковых колебаний и напряженности электрического поля проводился контроль за метеопараметрами с использованием автоматической метеостанции DavisVantagePro. Минимальный интервал между опросом всех измеряемых параметров (давление, температура, влажность, направление и скорость ветра и т.д.) составлял 1 мин.

Анализ экспериментальных данных и обсуждение

В период прохождения атмосферных фронтов изменение метеорологических параметров (давление, температура и т.д.) и изменение атмосферного электрического поля тесно связаны между собой. В частности, прохождение атмосферного фронта сопровождается возникновением низкочастотных вариаций давления и вертикальной компоненты электрического поля. На рис. 1 приведен пример записей указанных параметров в двух пунктах, расположенных на расстоянии ≈ 80 км друг от друга. Возникновение возмущений в этих пунктах с малой временной задержкой обусловлено направлением движения атмосферного фронта. Характер изменения метеоданных позволяет предположить, что в данном случае это связано с мезомасштабной конвективной системой с горизонтальным масштабом от десятков до сотен километров. Наличие мощных конвективных и турбулентных потоков в грозовых облаках сопровождается эффективной электризацией облачных частиц и приводит к возникновению возмущений атмосферного электрического поля. При прохождении таких облаков с многослойной структурой распределения электрических зарядов над местом установки датчиков электрического поля регистрируются знакопеременные сигналы с амплитудой достигающей 2–6 кВ/м (рис. 1), а в некоторых случаях 10 кВ/м. Из рис. 1, а также многих других записей, видно, что по мере приближения и прохождения атмосферного фронта амплитуда инфразвуковых колебаний давления возрастает и достигает 20–40 Па. Подобные экспериментальные данные были получены и другими исследователями. Например, анализ данных, представленных в работе [Данилов, Свертилов, 1991], позволил выявить квазипериодические колебания вариаций давления по мере приближения конвективной ячейки к пунктам наблюдений, при этом амплитуда вариаций давления увеличивалась от значений 5–10 до 20–30 Па (период колебаний находился в диапазоне от 10–20 мин до 2–3 часов).

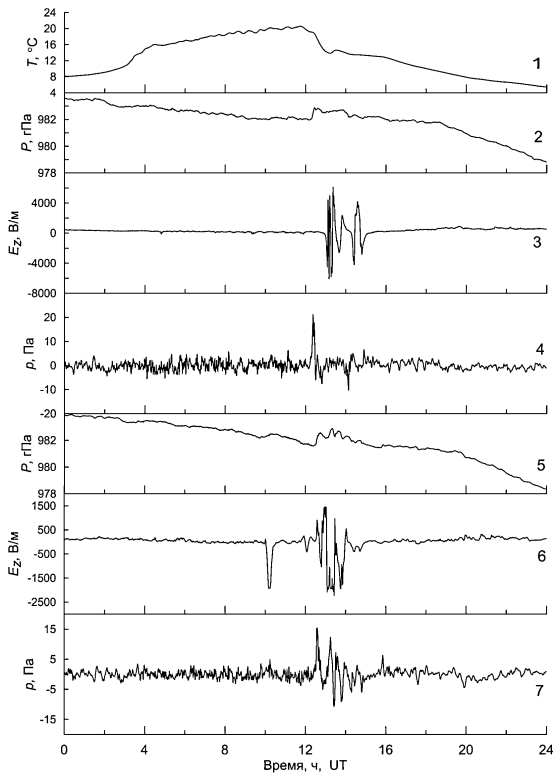
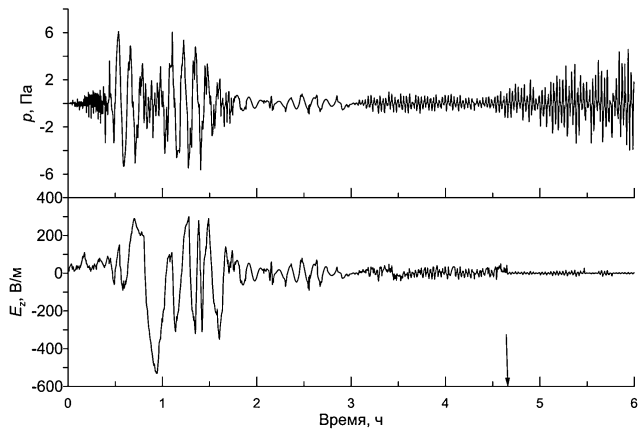


Рис. 1. Вариации атмосферного давления, температуры и напряженности электрического поля при прохождении атмосферного фронта.

1, 2, 3, 4 – изменение температуры, атмосферного давления, вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля и инфразвуковых вариаций давления (полоса частот от 0,001 до 0,1 Гц), соответственно, в ГФО «Михнево» 12 июня 2014 г.; 5, 6, 7 – изменение атмосферного давления, вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля и инфразвуковых вариаций давления (полоса частот от 0,001 до 0,1 Гц), соответственно, в ИДГ РАН, Москва, 12 июня 2014 г.

Выявление связи инфразвуковых колебаний давления с вариациями напряженности электрического поля при прохождении атмосферного фронта представляется весьма сложной задачей из-за наличия огромных по величине объемных электрических зарядов в облаках, которые и являются основным источником возмущений электрического поля, наблюдаемых в этом случае. Поэтому представляет интерес другая ситуация – генерация инфразвуковых колебаний давления и сопутствующих им возмущений напряженности электрического поля, которые регистрируются за относительно длительный период времени до момента прохождения атмосферного фронта над местом установки датчиков. Рассмотрим одну из записей, которая была получена на территории ИДГ РАН при приближении и прохождении атмосферного грозового фронта, и представлена на рис. 2 [Рыбнов, Соловьев, 2007; Соловьев, Рыбнов, 2008]. Из материалов регистрации видно, что приблизительно за 4,5 часа до начала грозы (на рис. 2 момент начала грозы обозначен стрелкой) в атмосфере возникли инфразвуковые колебания на частоте Брента-Вяйсяля ($\approx 0,003$ Гц). Амплитуда колебаний изменялась в пределах 4–6 Па, а общая продолжительность составила ≈ 80 минут. В период возникновения интенсивных инфразвуковых колебаний на частоте Брента-Вяйсяля, скорость ветра была менее 1 м/с и наблюдалось отсутствие облачности. Приблизительно за 1 час до начала грозы было зарегистрировано появление облаков. За 10–15 минут до начала грозы скорость ветра начала увеличиваться и в период прохождения грозы достигла 6 м/с. Температура окружающего воздуха уменьшалась с 24 (момент появления АГВ) до 16° С к началу грозы. С началом грозы изменился характер инфразвуковых колебаний. Появились более высокочастотные колебания, связанные с тур-

Рис. 2. Вариации давления и напряженности электрического поля при прохождении грозового фронта. А – момент начала грозы



булентностью приземного слоя и с характерным спектром, изменение спектральной плотности которого от частоты f описывается зависимостью вида $S_f(f) \sim f^{5/3}$.

Одновременно в момент появления АГВ были зарегистрированы интенсивные вариации напряженности электрического поля с амплитудой до 400–500 В/м (заметим, что датчик электрического поля был установлен на крыше здания, поэтому значения поля на земной поверхности будут ниже с учетом коэффициента редукации). Продолжительность этих возмущений соответствовала времени существования АГВ. Следует отметить, что в период времени, предшествующий приведенному на записи, метеоусловия соответствовали условиям «хорошей погоды». Амплитуда пульсаций напряженности электрического поля в этот период не превышала 30–50 В/м. Одновременное возникновение мощных акустических и электрических возмущений наводит на мысль о существовании единого источника зарегистрированных возмущений. Таким образом, полученные данные показывают, что развитая конвекция в атмосфере и связанная с ней грозовая активность сопровождаются генерацией АГВ и характерных возмущений атмосферного электрического поля. При этом за несколько часов до момента прохождения грозового очага над местом регистрации наблюдается наличие инфразвуковых и электрических волновых предвестников грозового явления.

Значительное влияние на процессы в атмосфере и ионосфере Земли оказывает эффект солнечного терминатора. Проявляется этот эффект и в изменениях напряженности атмосферного электрического поля в приземном слое атмосферы: величина E_z начинает возрастать после восхода Солнца, с некоторым запаздыванием достигает максимума и затем к полудню уменьшается. Так на записях $E_z(t)$, полученных в ГФО «Михнево» в условиях «хорошей погоды», эффект восхода Солнца проявляется достаточно отчетливо.

Рассмотрим отдельно несколько дней – 11, 12, 19 и 20 апреля 2014 года, когда зарегистрированные метеоданные соответствовали условиям «хорошей погоды». Время восхода Солнца в эти дни различалось меньше, чем на полчаса (11 апреля восход Солнца был в 2:35 ч UT, а 20 апреля – в 2:13 ч UT). На рис. 3 приведена усредненная кривая для этих дней. Можно видеть два пика – один, более выраженный, в районе 4–5 часов UT (7–8 часов по местному времени), второй – около 20 часов UT. Анализ записей $E_z(t)$, полученных в условиях «хорошей погоды» в 2014 году, показал, что эффект проявляется с небольшой задержкой в 1–2 часа после восхода Солнца, его длительность составляет 2–4 часа, причем в большинстве

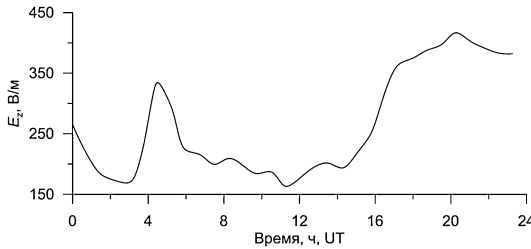


Рис. 3. Суточный ход атмосферного электрического поля в условиях «хорошей погоды», усредненная кривая по 4 дням – 11, 12, 19 и 20 апреля 2014 г., ГФО «Михнево»

случаев она составляет 4 часа. Максимальное значение во время действия эффекта превышает среднюю величину до начала эффекта в 1,5–2 раза.

Наряду с этим в отдельные дни в условиях «хорошей погоды» регистрируются и синхронные инфразвуковые колебания давления и напряженности электрического поля. Неоднократно отмечалось, что генерация акустико-гравитационных волн малой амплитуды в ионосфере и атмосфере на восходе происходит более эффективно, чем на закате. На рис. 4 представлен фрагмент записи колебаний давления и напряженности E_z электрического поля при прохождении терминатора в утренние часы. Регистрация указанных выше величин проводилась на территории ИДГ РАН. Увеличение амплитуды вариаций давления и E_z имеют хорошо выраженный колебательный характер с периодами близкими к частоте Брента-Вяйсяля, что возможно указывает на взаимосвязь протекающих процессов. Явление генерации синхронных инфразвуковых вариаций давления и вертикальной компоненты напряженности электрического поля наблюдается в процессе возникновения микробаром. Рассмотрим результаты регистрации вариаций электрического поля и атмосферного давления, вызванных колебаниями поверхности оз. Байкал. Измерения проводились в нескольких пунктах в районе геофизической станции ИСЗФ РАН «Торы». Большие водные акватории при наличии сильного ветра генерируют непрерывные звуковые волны, называемые микробаромами, которые имеют период от 2 до 10 секунд с амплитудой от долей до единиц Па. Механизм генерации микробаром достаточно хорошо изучен и связан с образованием стоячих волн на границе «водная поверхность – циклон». Такие колебания могут быть уподоблены поршню, совершающему возвратно-поступательные движения. Поднимаясь вверх, они образуют микробаромы, вниз – микросейсмы. Колебания, вызванные стоячими волнами, будут когерентны (синфазны).

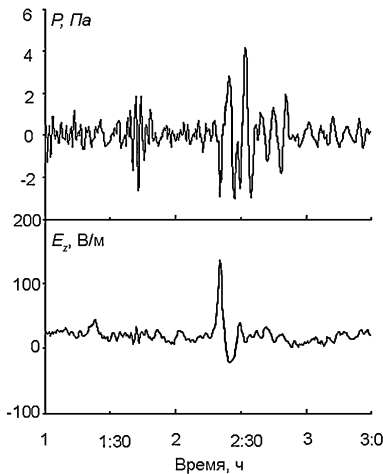


Рис. 4. Фрагмент записи колебаний давления и напряженности E_z электрического поля при прохождении терминатора в утренние часы

Анализ записей инфразвуковых колебаний давления и вариаций напряженности электрического поля, полученных в условиях «хорошей погоды», показал, что в этих случаях зависимость спектральной плотности от частоты для инфразвукового фона и вариаций напряженности электрического поля можно приблизительно описать зависимостью вида $S(f) \sim f^{1/3}$. Ситуация изменилась 5 августа 2009 г., когда над акваторией Байкала проходил циклон:

в спектрах мощности появились характерные пики на частотах соответствующих микробаромам. За все время прохождения циклона ветер дул со стороны озера Байкал. Продвижение циклона и усиление ветра смещало положение пиков в спектрах мощности как инфразвуковых колебаний давления, так и вариаций напряженности электрического поля в область более низких частот при одновременном увеличении их амплитуды. Приблизительно за 2 часа пики плавно сместились до частот $\approx 0,35-0,4$ Гц (см. рис. 5, б). Фрагменты записей инфразвуковых колебаний давления и вариаций напряженности электрического поля, вызванные микробаромами, приведены на рис. 5, а. В следующие 4 часа наблюдалось стабильное положение пиков на этих частотах. После чего на спектрограммах пики больше не наблюдались. Общее время существования микробаром составило приблизительно 6 часов. Весь процесс образования и развития микробаром можно условно разбить на два временных этапа. **Первый этап.** Анализ данных метеостанции Иркутска показал, что появление микробаром связано с усилением ветра над водной поверхностью до значений ≈ 3 м/с. Волны на Байкале, по-видимому, начали приобретать упорядоченный характер, а их амплитуда и период значительно увеличились. С этого момента волны могут излучать акустические колебания в атмосферу. В это же время в районе расположения измерительных пунктов ветер был слабый ($\approx 0,5-1$ м/с) и это позволило регистрировать микробаромы на фоне турбулентного шума. **Второй этап.** Приблизительно через 2 часа скорость ветра возросла до 4–5 м/с, что можно объяснить началом прохождения центральной части циклона над озером. Последующие 4 часа циклон пересекал оз. Байкал и ветер был устойчив. Амплитуда и частота микробаром за этот период были тоже устойчивы. После прохождения циклона ветер спал, что привело к быстрому затуханию колебаний водной поверхности и исчезновению микробаром.

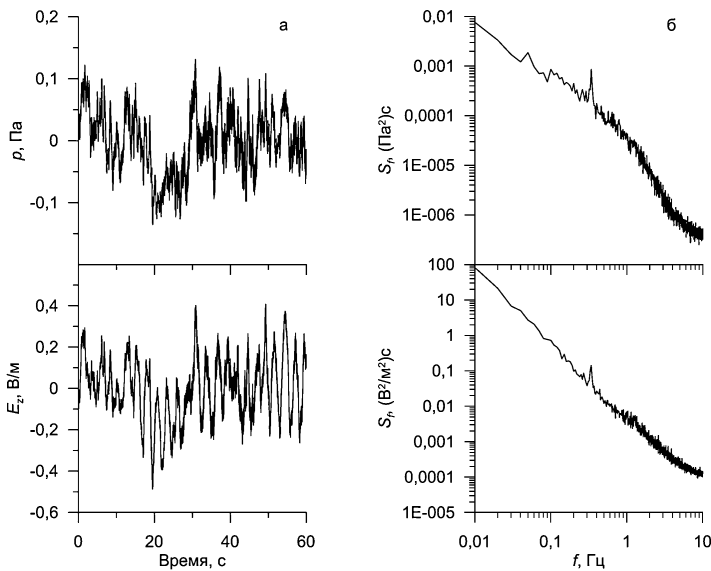


Рис. 5. а – фрагменты записей инфразвуковых колебаний давления и вариаций напряженности электрического поля, вызванные микробаромами; б – зависимость спектральной плотности от частоты для инфразвуковых колебаний давления и вариаций напряженности электрического поля

Как отмечалось выше, взрывы зарядов взрывчатых веществ (ВВ) являются одним из источников воздушных волн в атмосфере. Взрывы часто использовались для моделирования различных физических эффектов не только в лабораторных, но и в натуральных условиях. Исследователей привлекает тот факт, что взрывы зарядов ВВ могут быть проведены в инструментально контролируемых условиях: известен момент детонации заряда ВВ, известны физические свойства среды вблизи заряда ВВ и можно подобрать условия, удовлетворяющие требованиям проведения экспериментов. В работе [Соловьев, Сурков, 1994] экспериментально и теоретически исследовано низкочастотное электрическое поле, связанное с распространением воздушной волны взрыва в приземном слое атмосферы. В экспериментах регистрировались изменения давления с помощью измерительных микрофонов и вариации вертикальной составляющей E_z напряженности электрического поля в атмосфере при помощи электростатических флюксометров и пассивных электрических антенн, установленных на поверхности грунта. В процессе экспериментов было обнаружено, что резкое изменение электрического поля возникало в момент прихода воздушной волны к месту установки датчиков поля. Возмущения электрического поля распространялись со скоростью воздушной волны, затухая после ее прохождения. Наблюдалась приблизительная пропорциональность амплитуды возмущений электрического поля и параметров акустической волны. Анализ полученных данных показал, что источником электрических возмущений является локальная область изменения давления в воздушной волне. Увеличение плотности воздуха за фронтом воздушной волны и последующее ее уменьшение в фазе разряжения приводит к локальному изменению плотности объемного электрического заряда, которое проявляется в возмущениях электрического поля.

На основе рассмотрения уравнений движения заряженных частиц в воздушной волне, распространяющейся вдоль поверхности земли, и уравнений непрерывности и Пуассона для потенциала электрического поля была получена теоретическая оценка возмущений напряженности атмосферного электрического поля, обусловленных распространяющейся воздушной волной [Соловьев, Сурков, 1994]. Это выражение имеет вид

$$E_z = -\frac{\rho_0 l}{\epsilon_0 U} \left[(V_+ + V_-) F\left(\frac{\lambda_+ - \xi}{l}\right) + V_+ F\left(\frac{\xi}{l}\right) - V_- F\left(\frac{\lambda_- + \lambda_+ - \xi}{l}\right) \right], \quad (1)$$

$$F(y) = y \lg(1 + y^{-2}) + 2 \operatorname{arctg}(y), \quad \xi = x - Ut.$$

где ρ_0 – плотность объемного электрического заряда в приземном слое атмосферы, U – скорость распространения акустической волны, l – характерный масштаб толщины слоя, содержащего объемный электрический заряд, ϵ_0 – электрическая постоянная. Амплитуда скорости частиц среды (массовая скорость) V_+ , V_- и протяженность λ_+ , λ_- фазы сжатия и фазы разряжения волны связаны условием $V_+ \lambda_+ = V_- \lambda_-$. Анализ выражения (1) показывает, что электрические возмущения представляют собой два «размытых» импульса противоположных полярностей, соответствующих фазам сжатия и разрежения в воздушной волне. Выражение (1) может быть упрощено при выполнении условий $\lambda_+ \ll l$ и $\lambda_+ \gg l$, то есть характерный размер фазы сжатия воздушной волны много меньше или много больше характерного масштаба l толщины слоя объемного заряда. Масштаб l толщины слоя, содержащего объемный электрический заряд, определяется характером процесса турбулентного пере-

мешивания воздуха вблизи поверхности земли, для оценок примем значение $l \sim 10\text{--}100$ м. При условии $\lambda_+ \gg 1$ из (1) больше получаем:

$$E_m \approx \rho_0 l V_+ / (\epsilon_0 U). \quad (2)$$

Выражение (2) соответствует случаю протяженной воздушной волны и отвечает полю плоского конденсатора, образованного электрическими зарядами, уплотненными в приземном слое атмосферы, и зарядами противоположного знака, индуцированными в земле. В обратном пределе, когда $\lambda_+ \ll 1$, из (1) получаем следующую оценку амплитуды возмущений:

$$E_m \approx \rho_0 V_+ \lambda_+ \ln(1/\lambda_+) / (\epsilon_0 U). \quad (3)$$

Этот результат справедлив для короткой воздушной волны, физически соответствует полю заряженной тонкой поперечной полосы и ее электрического изображения в земле. Из выражений (1)–(3) видно, что возмущения электрического поля E_z пропорциональны как параметрам воздушной волны, так и плотности объемного электрического заряда ρ_0 . В работе [Соловьев, Сурков, 1994] по выражению (3) были вычислены оценки амплитуды возмущений атмосферного электрического поля, которые достаточно хорошо соответствовали экспериментальным данным, полученным при поведении взрывов в широком диапазоне изменения массы зарядов ВВ от единиц килограммов до сотен тонн.

Рассмотрим случай возникновения микробаром над акваторией оз. Байкал и зарегистрированных в Тункинской долине. Из рис. 5 видно, что на спектре инфразвуковых колебаний пик спектральной плотности находится в интервале $f_m \approx 0,3\text{--}0,4$ Гц. Найдем, чему соответствует длина волны таких колебаний $\lambda = U/f_m$, при $U = 330$ м/с, получаем $800\text{--}1100$ м. Для оценок возмущения электрического поля E_z воспользуемся выражением (2), так как условие $\lambda_+ \gg 1$ выполнено. Давление в инфразвуковой волне ΔP связано с массовой скоростью частиц соотношением $\Delta P = \rho_a V U$, где ρ_a – плотность воздуха. Тогда выражение (2) преобразуется к виду

$$E_m \approx \rho_0 l \Delta P / (\epsilon_0 \rho_a U^2). \quad (4)$$

Из выражения (4) при значениях $\rho_0 = 500$ пКл/м³, амплитуде $\Delta P = 1$ Па, получаем значение возмущений электрического поля $\Delta E = 50\text{--}500$ мВ/м, что соответствует величинам, зафиксированным при проведении наблюдений.

Заключение

Синхронные возмущения акустического и электрического полей наблюдаются для довольно широкого круга природных и техногенных явлений. Это связано, по-видимому, с тем, что источники генерации находятся в средах, содержащих электрически заряженные частицы с широким распределением по размерам и подвижностям. Возникновение неоднородностей в таких средах будет приводить не только к появлению условий для генерации АГВ, но и к протеканию электродинамических процессов, которые проявятся как возмущения атмосферного электрического поля. Изучение инфразвуковых колебаний давления, предшествующих грозам, может представлять интерес при изучении вопросов физики атмосферы, в частности, для определения скорости распространения волн в волноводных слоях, мощности этих слоев. Совместная обработка записей давления и электрического поля

позволяет повысить надежность идентификации общего источника генерации сигналов, получить информацию о его параметрах.

Для случая акустических колебаний (возникновение микробаром над акваторией озера и взрывы зарядов ВВ) было показано, что вариации поля давления приводят к изменениям объемного электрического заряда в приземном слое атмосферы, и как следствие, к изменению напряженности атмосферного электрического поля. Наблюдается приблизительная пропорциональность амплитуды возмущений электрического поля и амплитуды изменения давления инфразвука. Из уравнений движения заряженных частиц в воздушной волне, уравнений непрерывности и Пуассона для потенциала электрического поля были получены теоретические оценки возмущений напряженности атмосферного электрического поля, обусловленных распространяющейся воздушной волной. Результаты оценок соответствуют величинам, зафиксированным при проведении наблюдений.

Литература

Адушкин В.В., Горелый К.И. Ионосферные эффекты воздушных ядерных взрывов при разных уровнях геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 1995. Т. 35, № 2. С. 163.

Данилов С.Д., Свертилов А.И. Внутренние гравитационные волны, генерируемые при прохождении гроз // Изв. АН СССР. ФАО. 1991. Т. 27. № 3. С. 234–242.

Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. М.: Мир. 421 с. 1978.

Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: ИФЗ РАН. 2004. 224 с.

Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П. Исследование возмущений электрического и акустико-гравитационного полей при прохождении атмосферного фронта // Сборник трудов. VI Российская конференция по атмосферному электричеству. Нижний Новгород. 2007. С. 233–234.

Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Исследование возмущений электрического и инфразвукового полей, вызванных колебаниями водной поверхности оз. Байкал // Динамические процессы в геосферах. Сб. научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2010. С. 244–250.

Светцов В.В., Шувалов В.В. Сильные акустико-гравитационные волны от ударов крупных космических тел // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. Т. 41. № 5. 2005. С. 602–612.

Соловьев С.П., Сурков В.В. Электрические возмущения в приземном слое атмосферы, обусловленные воздушной ударной волной // Физика горения и взрыва. Т. 30. № 1. 1994. С. 117–121.

Сомсиков В.М. Солнечный терминатор и динамические явления в атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 6. 2011. С. 723–735.

**VI. ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
В СИСТЕМЕ
АТМОСФЕРА–ИОНОСФЕРА**

КЛЮЧЕВАЯ РОЛЬ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЖИМА КОЛЕБАНИЙ МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

А.В. Гульельми¹, А.С. Потанов², Б.В. Довбня³

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва,
guglielmi@mail.ru

² Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск,
potanov@iszf.irk.ru

³ Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок,
dovbnya@inbox.ru

Кратко изложена программа исследований, нацеленных на решение проблемы воздействия межпланетного магнитного поля (ММП) на режим ультранизкочастотных (УНЧ) электромагнитных колебаний магнитосферы. Подход к проблеме базируется на представлении о колебательных системах магнитосферы как о целостной совокупности структурированных объектов, взаимодействующих между собой и с окружающей средой. Ранее авторами были изучены однопараметрические зависимости отдельных свойств УНЧ колебаний от некоторых элементов ММП, например, зависимость несущей частоты дневных перманентных колебаний от модуля ММП. Новое предложение состоит в том, что три компонента ММП перед фронтом магнитосферы преобразуются в совокупность восьми управляющих параметров, имеющих простой физический или геометрический смысл. В результате исследования предполагается получить ответы на ряд принципиальных вопросов физики колебаний магнитосферы. Предельно широкий набор управляющих параметров, сформированных из компонент ММП, будет впервые использован для поиска ответов на вопросы такого рода.

Введение

Ультранизкочастотными (УНЧ) называют колебания магнитосферы, спектр которых определяется не только электронной, но и ионной компонентой магнитосферной плазмы [Гульельми, 1979]. Диапазон УНЧ простирается от миллигерц до нескольких герц. Виды и разновидности УНЧ колебаний принято относить к одному из двух классов – P_c (Pulsations continuous), и P_i (Pulsations irregular). Более подробно о систематике УНЧ колебаний, разработанной в середине 60-х годов прошлого

века под руководством проф. В.А. Троицкой, см., например, в обзорах [Troitskaya, Guglielmi, 1967; Троицкая, Гульельми, 1969].

Наземные и спутниковые наблюдения свидетельствуют о богатейшем разнообразии УНЧ колебаний магнитосферы. Известны колебания перманентные и спорадические, узкополосные и широкополосные. Колебания могут быть глобальными, региональными и локальными. Источники колебаний могут располагаться в земной коре, атмосфере, ионосфере, магнитосфере, а также за пределами магнитосферы – в солнечном ветре перед фронтом околоземной ударной волны [Нишида, 1980; Гульельми, 2007].

Вообще говоря, режим УНЧ колебаний определяется неповторимым сочетанием большого числа локальных и глобальных параметров магнитосферы и межпланетной среды. Кроме того, режим колебаний зависит не только от текущего состояния, но и от предшествующей эволюции магнитосферы. Однако среди многочисленных факторов, влияющих на колебательный режим, четко выделяется межпланетное магнитное поле (ММП). В данной статье мы излагаем программу исследований, нацеленных на решение проблемы воздействия ММП на режим УНЧ электромагнитных колебаний магнитосферы. Наш подход к проблеме базируется на представлении о колебательных системах магнитосферы как о целостной совокупности структурированных объектов, взаимодействующих между собой и с окружающей средой.

Ранее нами изучались однопараметрические зависимости отдельных свойств колебаний от некоторых элементов ММП, например, зависимость несущей частоты $Pc3$ от модуля ММП (см. монографии [Гульельми, Троицкая, 1973; Гульельми, 1979; Guglielmi, Pokhotelov, 1996] и указанную в них литературу). Новая идея состоит в том, что три компоненты ММП перед фронтом магнитосферы и их вполне определенные сочетания предлагается рассматривать как восьмимерное пространство управляющих параметров, от значений которых зависит несущая частота, амплитуда, поляризация, спектральный состав и пространственно-временное распределение УНЧ колебаний.

Управляющие параметры

Пусть B_x, B_y, B_z есть компоненты ММП перед фронтом магнитосферы. Вообще говоря, компоненты сами по себе смысла не имеют. Физический смысл имеет модуль вектора ММП $B = (B_x^2 + B_y^2 + B_z^2)^{1/2}$, поскольку модуль является инвариантом поля. Вполне определенный физический, а точнее космофизический смысл имеет также ориентация ММП относительно выделенных направлений и плоскостей, характеризующих конфигурацию взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой. Введем геоцентрическую солнечно-магнитосферную систему координат. Тогда ориентация ММП относительно скорости солнечного ветра будет описываться углом $\psi = \arccos(B_x/B)$. В дополнение к величинам B и ψ введем две дихотомические переменные $\text{sgn}(B_x B_y)$ и $\text{sgn}(B_x B_z)$, принимающие значения +1 или -1 в зависимости от ориентации силовых линий межпланетного поля относительно плоскости полуденного меридиана и плоскости геомагнитного экватора соответственно.

Теперь рассмотрим компоненты B_x, B_y и B_z , оставаясь по-прежнему в геоцентрической солнечно-магнитосферной системе координат. Известно, что смена знака B_x на границах между секторами ММП приводит к ряду обнаружимых геомаг-

нитных эффектов, а вариациями B_y можно объяснить известный в геомагнетизме эффект Мансурова-Свалгаарда [Мансуров, 1969; Svalgaard, 1974]. Ключевая роль компоненты B_z ММП и связанной с нею компоненты $E_y = UB_z/c$ межпланетного электрического поля в динамике магнитосферы также хорошо и давно известна [Данжи, 1961; Feldstein, Levitin, 1986]. (Здесь U – скорость солнечного ветра, c – скорость света.) Поэтому разумно включить B_x , B_y , B_z и E_y в многообразие управляющих параметров. Таким образом, довольно полный набор состоит из следующих восьми величин:

$$B, B_x, B_y, B_z, \text{sgn}(B_x B_y), \text{sgn}(B_x B_z), \psi, E_y. \quad (1)$$

Представление о многообразии управляющих параметров обогатит проблематику УНЧ колебаний магнитосферы, позволит сформулировать новые интересные гипотезы относительно свойств колебаний и укажет пути для экспериментальной проверки таких гипотез. В следующем разделе мы подкрепим это ожидание несколькими примерами.

Примеры

Рассмотрим управляющие параметры в действии и начнем с того, что изложим оригинальную гипотезу о зависимости колебаний Pc3 от величины $\text{sgn}(B_x B_y)$. Установлено, что Pc3 возбуждаются в так называемой области форшока в результате ионно-циклотронной неустойчивости протонов солнечного ветра, частично отражающихся от фронта околосолнечной ударной волны [Guglielmi, 1974; Потапов, 1974]. Колебания сносятся солнечным ветром вниз по течению, проникают в магнитосферу и наблюдаются практически непрерывно на обращенной к Солнцу стороне земного шара [Гульельми, 1979]. Максимум амплитуды Pc3 наблюдается, как правило, в дополуночные часы, лишь изредка смещаясь к полудню или, еще реже, к послеполуденным часам местного времени. Эту особенность мы предположительно объясняем асимметрией расположения области форшока, относительно плоскости полуденного меридиана. В теории солнечного ветра данная асимметрия естественным образом связана с вращением Солнца и вмороженностью магнитного поля в межпланетную плазму. Комбинация солнечного ветра и вращения Солнца придает силовым линиям ММП форму спиралей Архимеда [Паркер, 1965]. Нетрудно проверить, что при этом $\text{sgn}(B_x B_y) = -1$. Таким образом, регулярное поле Солнца простирается в межпланетное пространство, стабильно сохраняя значение $\text{sgn}(B_x B_y) = -1$. Но временами в межпланетное пространство вытягиваются длинные узкие петли силовых линий из активных областей на Солнце. Знак $\text{sgn}(B_x B_y)$ на короткое время изменяется на противоположный при переносе солнечным ветром наиболее крутого участка петли мимо Земли. Теоретически это не вызывает сомнения. Интересно было бы проверить на опыте смещение амплитудного максимума Pc3 с дополуночных часов к послеполуденным при изменении знака $\text{sgn}(B_x B_y)$, однако соответствующих наблюдений пока что не проводилось.

Напротив, перераспределение колебаний по земной поверхности при переключении знака $\text{sgn}(B_x B_z)$ было проверено на эксперименте в отношении так называемых дискретных сигналов (Discrete signals – DS), которые представляют собой одну из разновидностей колебаний Pi1. DS спорадически возникают в полярных

шапках в виде коротких широкополосных импульсов. Они наблюдаются при спокойных геомагнитных условиях по одному или небольшими группами с интервалом в 1–2 дня. Вопрос о происхождении DS проанализирован в работе [Гульельми, 1985]. Удалось установить, что, по крайней мере, заметная часть DS проникает в полярные шапки из области форшока. Для этого использовались наблюдения DS на станциях Туле (Гренландия) и Восток (Антарктида), расположенных на северном и южном геомагнитных полюсах. Подсчитывалось количество DS на каждой станции при том или ином значении параметра $\text{sgn}(B_x B_z)$. Оказалось, что в Туле сигналы наблюдаются чаще при $\text{sgn}(B_x B_z) = +1$, чем при $\text{sgn}(B_x B_z) = -1$, а на Востоке наоборот в соответствии с предположением о возбуждении по крайней мере некоторой части DS в области форшока.

Две указанные выше знаковые функции имеют простой геометрический смысл. В отличие от этого, знаком B_z определяется нетривиальная динамика. В частности, перемена знака B_z служит триггером, переключающим режим колебаний. Установлено, что перемена знака B_z с + на – приводит к возбуждению мощных импульсов Pi2 в ночной полусфере магнитосферы [Троицкая, Гульельми, 1969; Нишида, 1980]. Между моментом смены знака B_z перед фронтом магнитосферы и началом возбуждения Pi2 проходит 1–2 часа. Мы разработали сценарий, в рамках которого величина задержки возбуждения Pi2 зависит от частоты F колебаний Pc3. В свою очередь, F зависит от модуля ММП. Напомним, что эта зависимость имеет вид простой пропорциональности

$$F = gB, \quad (2)$$

где $g = 5,8 \pm 0,3$ мГц/нТ [Guglielmi, 1974; Потапов, 1974].) Таким образом, нами предполагается, что режим колебаний ночной полусферы определяется не одним, как считалось, а двумя параметрами, B_z и B . Экспериментальное изучение зависимости возбуждения Pi2 от B_z и B даст возможность проверить нашу гипотезу о существовании не известного ранее волнового механизма воздействия околосредного форшока на геомагнитный хвост. Идея состоит в том, что колебания Pc3, зарождающаяся перед фронтом магнитосферы, проникают в геомагнитный хвост, вызывают локальное понижение тока в нейтральном слое и при благоприятных условиях стимулируют разрывную неустойчивость. Это приводит к пересоединению магнитных силовых линий и взрывоподобному высвобождению магнитной энергии, запасенной в хвосте. В результате разыгрывается суббуря, существенным элементом которой являются спорадические колебания Pi2.

Еще один пример укажет на интересную перспективу обнаружить некоторую связь между физикой колебаний магнитосферы и гелиосейсмологией. В свое время мы обнаружили в полярных шапках перманентные колебания в диапазоне Pc1-2 с необычайно глубокой модуляцией несущей частоты и назвали их серпентинной эмиссией (SE), поскольку динамический спектр SE действительно напоминает ползущую змею [Гульельми, Довбня, 1973; Guglielmi, Dovbnya, 1974]. Чтобы объяснить частотную модуляцию SE, мы выдвинули гипотезу о том, что колебания проникают в полярные шапки из межпланетной среды, где они возбуждаются в результате циклотронной неустойчивости. Неустойчивость связана с перманентной анизотропией температуры ионов солнечного ветра. Вследствие сильного эффекта Доплера частота колебаний в системе отсчета, связанной с Землей, пропорциональна косинусу угла ψ между вектором ММП и вектором скорости солнечного ветра. Угол ψ весьма изменчив. Причиной вариаций ψ являются

волны Альвена большой амплитуды, которые испускает Солнце. Таким образом, глубокая модуляция частоты SE есть «кажущийся» эффект, за который ответственны вариации ψ в комбинации с сильным Доплер-эффектом и условием продольного распространения ионно-циклотронных волн. Следует сказать, что далеко не все разделяют наш взгляд на происхождение SE, хотя ряд известных космофизиков (К. Кол, Р. Моррис, А. Фрезер-Смит и другие) считают гипотезу о внемагнитосферном происхождении SE достаточно правдоподобной. Так или иначе, вопрос остается дискуссионным. Проектом предусмотрен поиск эмпирических подтверждений нашей гипотезы. Мы произвели пилотный анализ динамических спектров SE и обнаружили немало примеров 5-минутной модуляции несущей частоты SE [Guglielmi et al., 2015]. Но 5-минутные колебания хорошо известны в гелиосейсмологии [Ulrich, 1970; Mathioudakis et al., 2013]. Не является ли это простым совпадением? Однако интуиция и опыт подсказывают нам, что в данном направлении следует произвести активный поиск. В пользу нашей оценки сложившейся ситуации свидетельствуют недавние наблюдения ионно-циклотронных волн в солнечном ветре [Jian et al., 2014]. Ранее о существовании этих волн мы судили на основе физических соображений, связанных с интерпретацией колебаний SE.

Обсуждение

Приведенными примерами отнюдь не исчерпывается проблематика намеченного нами исследования. Оно будет иметь, в основном, экспериментальный характер. При этом, обнаружение новых эмпирических закономерностей мы будем рассматривать лишь как необходимый шаг к пониманию, то есть, в конечном счете, к построению физико-математических моделей колебательных процессов. Эта методическая установка относится также и к уточнению уже известных зависимостей колебаний магнитосферы от управляющих параметров. Типичным примером может служить установленная ранее зависимость (2) частоты дневных перманентных колебаний Pc3 от модуля ММП. С теоретической точки зрения можно ожидать определенную зависимость частоты и от ориентации ММП. Между тем, судя по измерениям на космических аппаратах в окрестностях других планет солнечной системы, обнаруженная на Земле закономерность выполняется в исключительно широком диапазоне изменения модуля ММП без явных признаков зависимости от ориентации силовых линий ММП. Можно сказать, что мы установили интересную и довольно общую эмпирическую закономерность (2), но с теоретической точки зрения положение неудовлетворительно. Таким образом, проблема, важная не только для геофизики, но и для планетологии, остается открытой. Это недостаток исследований, уже проведенных в данном направлении.

Актуальность выбранной нами темы определяется, прежде всего, исключительной важностью УНЧ волновых явлений в солнечно-земной физике. Информационное значение наблюдений УНЧ колебаний было осознано давно, однако силовым и энергетическим аспектам воздействия УНЧ колебаний на среду до сих пор не было уделено должного внимания. В этом свете результат изучения силового воздействия колебаний Pc3 на динамику нейтрального слоя геомагнитного хвоста будет определенным вкладом в физику магнитосферы. В данном исследовании будут использованы управляющие параметры, вычисленные по компонентам ММП в рамках известных моделей возбуждения и распространения Pc3 и Pi2. Поэтому

побочным результатом, более узким, но исключительно важным для физики УНЧ колебаний, будет критическая проверка указанных моделей.

Заключение

Цель данной статьи достигнута, если нам удалось убедить читателя, что компоненты ММП перед фронтом магнитосферы и их нетривиальные комбинации имеют ясный космофизический смысл и образуют совокупность восьми управляющих параметров, от которых зависит режим УНЧ электромагнитных колебаний магнитосферы. В определенном смысле предложенный набор параметров является предельно широким. Мы планируем использовать его в ходе дальнейшего исследования, чтобы получить ответы на ряд принципиальных вопросов физики колебаний магнитосферы.

В заключение приведем Таблицу, в первой колонке которой перечислены управляющие параметры, во второй – указан вид колебаний, а в третьей колонке описана зависимость режима колебаний от соответствующего параметра. Эффекты, указанные в третьей колонке, будут уточняться и детализироваться в ходе дальнейшего исследования.

Таблица

Влияние ММП на УНЧ колебания магнитосферы

Управляющий параметр	Вид колебаний	Эффект
B_x	Pc1, Pc3	Влияние секторной структуры ММП на активность колебаний Pc1. Исчезновение колебаний Pc3 при $B_x = 0$.
B_y	Pc5	Подавление колебаний при аномально высоких значениях B_y .
B_z	Pi2	Возбуждение колебаний после смены знака B_z .
B	Pc3	Зависимость несущей частоты колебаний от B .
$\text{sgn}(B_x B_y)$	Pc3	Асимметрия возбуждения колебаний относительно плоскости полуденного меридиана.
$\text{sgn}(B_x B_z)$	DS	Асимметрия возбуждения колебаний относительно плоскости экватора.
$\psi = \arccos(B_x/B)$	SE	Глубокая модуляция несущей частоты колебаний волнами Альвена солнечного происхождения.
$E_y = UB_z/c$	Iрдр	Рост частоты колебаний при усилении магнитосферной конвекции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00066 и 13-05-00529).

Литература

Гульельми А.В. МГД-волны в околоземной плазме. М.: Наука, 1979. 139 с.

- Гульельми А.В.* Происхождение дискретных МГД сигналов в полярных шапках // Геомагнетизм и аэрномия. 1985. Т. 25. Вып. 2. С. 337–338.
- Гульельми А.В.* Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. 2007. Т. 177. № 12. С. 1257–1276.
- Гульельми А.В., Довбня Б.В.* Гидромагнитное излучение межпланетной плазмы // Письма в ЖЭТФ. 1973. Т. 18. Вып. 10. С. 601–604.
- Гульельми А.В., В.А. Троицкая.* Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы. М.: Наука. 1973. 208 с.
- Данжи Дж.* Космическая электродинамика // М. Госатомиздат. 1961. 208 с.
- Мансуров С.М.* Новые доказательства связи между полями космического пространства и Земли // Геомагнетизм и Аэрномия. 1969. Т. 9. № 4. С. 768–770.
- Нишида А.* Геомагнитный диагноз магнитосферы. 1980. М.: Мир, 299 с.
- Паркер Е.* Динамические процессы в межпланетной среде // М.: Мир, 1965. 302 с.
- Потанов А.С.* Возбуждение геомагнитных пульсаций типа Pc3 перед фронтом околоземной ударной волны пучком отраженных протонов // Исследования по геомагнетизму, аэрномии и физике Солнца. 1974. Вып. 34. С. 3–12.
- Троицкая В.А., Гульельми А.В.* Геомагнитные пульсации и диагностика магнитосферы // УФН. 1969. Т. 97. № 3. С. 453–494.
- Feldstein, Ya.I., Levitin A.E.* Solar wind control of electric fields and currents in the ionosphere // J. Geomag. Geoelectr. 1986. V. 38. P. 1143–1182.
- Guglielmi A.* Diagnostics of the magnetosphere and interplanetary medium by means of pulsations // Space Sci. Rev. 1974. V. 16. № 3. P. 331–345.
- Guglielmi A.V., Dovbnya B.V.* Hydromagnetic emission of the interplanetary plasma // Astrophys Space Sci. 1974. V. 31. P. 11–29.
- Guglielmi A.V., Pokhotelov O.A.* Geoelectromagnetic Waves. IOP Publ. Ltd. Bristol and Philadelphia. 1996. 402 p.
- Guglielmi A., Potapov A., Dovbnya B.* Five-minute solar oscillations and ion-cyclotron waves in the solar wind // Solar Physics. 2015. V. 290. No. 10. P. 3023–3032.
- Jian L., Wei H., Russell C.T., Luhmann J.G., Blanco-Cano X.* Ion cyclotron wave storms in the solar wind: constraint on source region // In: Geophysical Research Abstracts 16. EGU2014-8861-1. EGU General Assembly 2014. Vienna. Austria.
- Mathioudakis M., Jess D.B., Erdelyi R.* Alfvén waves in the solar atmosphere. From theory to observations // Space Sci. Rev. 2013, vol. 175, pp. 1–27.
- Svalgaard L.* Polar cap magnetic variations and their relationship with the interplanetary magnetic sector structure // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 2064–2078.
- Troitskaya V.A., Guglielmi A.V.* Geomagnetic micropulsations and diagnostics of the magnetosphere // Space Sci. Rev. 1967. V. 7. N 5/6. P. 689–769.
- Ulrich R.K.* The five-minute oscillations on the solar surface // Astrophys. J. 1970. V. 162. P. 993–1002.

КРИТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ПРОНИКНОВЕНИЯ КВАЗИСТАЦИОНАРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ИЗ НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ В ИОНОСФЕРУ

В.В. Денисенко

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

Большой практический интерес представляют собой ионосферные возмущения, наблюдаемые над областями с высокой сейсмической активностью, в связи с надеждой их использования как предвестников землетрясений. Многие популярные модели литосферно-ионосферных связей рассматривают в качестве физического механизма проникновение квазистационарного электрического поля от земной поверхности в ионосферу и основаны на стационарной модели электропроводности. Нами создана трехмерная модель такого проводника. Полученные пространственные распределения поля сопоставлены с результатами известных моделей, включая модели со сторонними токами и модели, приближенно учитывающие ионосферный проводник с помощью различных условий на верхней границе атмосферы. Описаны принципиальные недостатки моделей, предсказывающих проникновение значительных полей. Показано, что проникающие за счет электропроводности поля не могут быть обнаружены спутниковыми измерениями на фоне ионосферных полей, обусловленных магнитосферными и ионосферными генераторами. Сделан вывод о необходимости изучения других физических процессов, обеспечивающих влияние литосферных процессов на ионосферу.

Основные уравнения

Для проводника с тензором проводимости $\widehat{\sigma}$ можно использовать квазистационарную модель, если типичное время процесса значительно больше, чем время релаксации заряда $\tau = \epsilon_0/\sigma$. Минимальное значение около земли $\sigma > 10^{-14}$ См/м, поэтому время релаксации заряда в атмосфере Земли менее четверти часа. Систему уравнений электропроводности составляют законы Фарадея, сохранения заряда и Ома:

$$\operatorname{rot} E = 0, \quad (1)$$

$$\operatorname{div} j = 0, \quad (2)$$

$$j = \widehat{\sigma} E, \quad (3)$$

где E – напряженность электрического поля, j – плотность тока. В силу (1) может быть введен электрический потенциал V , такой что $E = -\operatorname{grad} V$. Для него система уравнений (1–3) сводится к уравнению электропроводности

$$-\operatorname{div}(\widehat{\sigma} \operatorname{grad} V) = 0. \quad (4)$$

Проводимость

В основной части атмосферы, до высоты 50 км, мы используем эмпирическую модель проводимости [Rycroft, Odzimek, 2010]. Ее ключевым параметром для нашей модели является проводимость около земли, $\sigma(0) \approx 1,2 \cdot 10^{-14}$ См/м.

Если проводимость зависит только от высоты z , то при вертикальном магнитном поле тензор проводимости имеет вид

$$\bar{\sigma}(z) = \begin{pmatrix} \sigma_P(z) & -\sigma_H(z) & 0 \\ \sigma_H(z) & \sigma_P(z) & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{\parallel}(z) \end{pmatrix}$$

с компонентами σ_P , σ_H , σ_{\parallel} , которые называются Педерсеновской, Холловской и продольной проводимостями. Здесь x , y , z – декартовы координаты. Поскольку рассматриваем локальные явления, кривизной земной поверхности пренебрегаем.

Выше 90 км мы используем модель [Denisenko et al., 2008a], построенную на основе эмпирических моделей IRI, MSISE и IGRF. В слое $50 < z < 90$ км значения σ_P и σ_{\parallel} гладко интерполируем кубическими функциями и вычисляем $\sigma_H = \sqrt{\sigma_P(\sigma_{\parallel} - \sigma_P)}$. Это соотношение характерно для плазмы с одним доминирующим видом заряженных частиц. На высотах 90–100 км это соотношение справедливо, и мы используем его для высот $50 < z < 90$ км.

Поскольку используемое нами распределение проводимости зависит только от z , Холловская проводимость σ_H не входит в уравнения электропроводности (4), которое принимает вид

$$-\frac{\partial}{\partial z} \left[\sigma_{\parallel}(z) \frac{\partial}{\partial z} V(x, y, z) \right] - \sigma_P \left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} V(x, y, z) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} V(x, y, z) \right] = 0. \quad (5)$$

Электрический потенциал $V(x, y, z)$ должен быть решением этого уравнения в слое $0 < z < z_{\infty}$. На нижней, $z = 0$, и верхней, $z = z_{\infty}$, границах должны быть поставлены некоторые граничные условия, приближенно описывающие находящиеся за границами проводники.

Граничные условия

Зачастую зона подготовки землетрясения связана с разломом земной коры. Полагаем, что она вытянута вдоль разлома. Поместим начало системы координат в эпицентр, ось y направим вдоль разлома и ось x – перпендикулярно. Ось z – от земли к ионосфере.

На поверхности Земли мы, как и многие другие авторы, полагаем заданным распределение вертикальной компоненты возмущения напряженности электрического поля. Этому соответствует граничное условие

$$-\frac{\partial}{\partial z} V(x, y, z) \Big|_{z=0} = E_z^0(x, y). \quad (6)$$

Измерения показывают, что возмущения поля в эпицентральных областях составляют несколько В/м накануне слабых событий, и до 1 кВ/м перед сильными

землетрясениями [Vershinin et al., 1999]. В нашей модели использована функция $E_z^0(x, y)$, показанная на рис. 1, с максимальным значением $E_0 = 100$ В/м, характерным для умеренных землетрясений. Это распределение основано не непосредственно на эксперименте, а на существующих теоретических представлениях и передает известные масштабы явлений.

Ионосферный проводник не ограничен сверху, так как есть магнитосфера, являющаяся достаточно сложным объектом. Мы предполагаем, что вертикальная компонента плотности тока j_∞ задана на некоторой высоте z_∞ выше основного проводящего слоя ионосферы. Этому соответствует граничное условие

$$-\sigma_{\parallel} \frac{\partial}{\partial z} V(x, y, z) \Big|_{z=z_\infty} = j_\infty(x, y). \quad (7)$$

В основном, мы рассматриваем случай $j_\infty = 0$. Может быть $j_\infty \neq 0$ за счет магнитосферных генераторов, но нас интересуют только поля атмосферного и литосферного происхождения, когда ионосфера и магнитосфера являются пассивными нагрузками в рассматриваемой электрической цепи. Если принять во внимание магнитосферную проводимость и наличие сопряженной ионосферы, то часть тока уходит выше ионосферы и $j_\infty \neq 0$. Несложно показать, что модельное электрическое поле в ионосфере становится меньше, соответствующие расчеты выполнены в [Denisenko et al., 2008b].

Трехмерная задача Неймана (5, 6, 7) должна быть дополнена условием затухания на больших расстояниях по горизонтали. Следует дополнительно фиксировать среднее значение потенциала $V(x, y, z)$, что не влияет на поля и токи. Тогда решение существует и является единственным [Денисенко, 1997]. При его построении сначала осуществляем преобразования Фурье по горизонтальным координатам, в результате чего получается система независимых одномерных задач для каждой гармоники. Подробно численный метод изложен в [Denisenko et al., 2013].

Основные результаты

Результаты расчетов при заданном электрическом поле у поверхности Земли, показанном на рис. 1, представлены на рисунках 2, 3.

Максимальное значение вертикальной компоненты возмущения напряженности электрического поля, $E_0 = 100$ В/м в нашей модели сравнимо с полем хорошей погоды, порождаемым разностью потенциалов между ионосферой и землей около 300 кВ. Поэтому разность потенциалов между ионосферой и землей, соответствующую

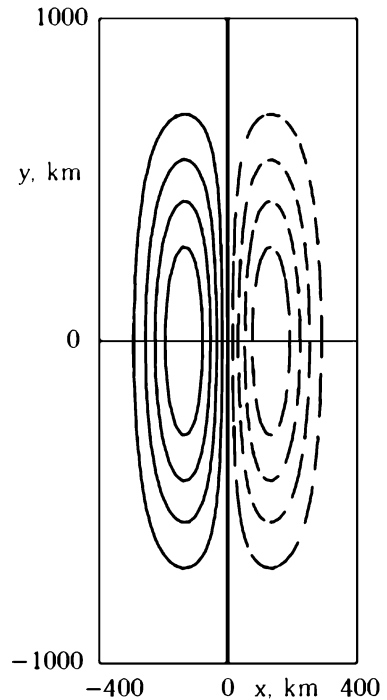


Рис. 1. Модельное распределение вертикальной компоненты электрического поля $E_z^0(x, y)$ на поверхности Земли. Между линиями уровня $\delta E_z = 20$ В/м. Подготовительная зона землетрясения имеет размеры $a_x = 400$ км и $a_y = 1000$ км. Положительные значения показаны сплошными линиями, отрицательные – штриховыми

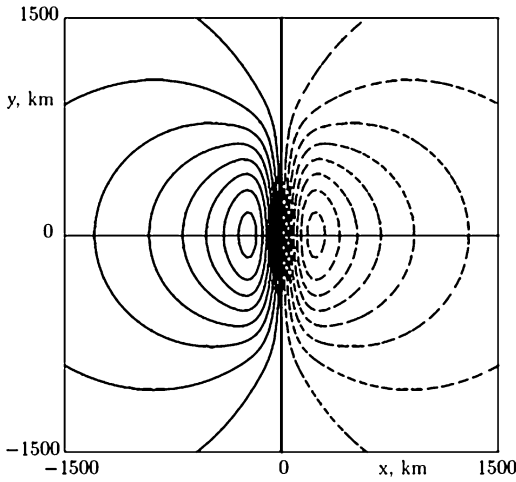


Рис. 2. Полученное распределение электрического потенциала $V(x, y, z)$ в ионосфере. Между линиями уровня $\delta V = 10$ мВ. Положительные значения показаны сплошными линиями, отрицательные – штриховыми

85 км, как это видно на рис. 3. Максимальное значение E_x на ионосферных высотах в настоящей модели получилось равным 0,65 мкВ/м в ночных условиях и 0,031 мкВ/м – в дневных.

Если исключить часовой период ускорения ионосферной среды под действием силы Ампера, то есть рассматривать кратковременные процессы, то максимальное значение E_x в ионосфере уменьшается до 0,25 мкВ/м в ночных условиях и 0,016 мкВ/м – в дневных. Проводимость ионосферы, проинтегрированная по высоте от $z = 80$ км до $z = 500$ км, для кратковременных ночных явлений составляет $\Sigma_p = 0,75$ См вместо $\Sigma_p = 0,29$ См в нашей модели. Для дневных условий, соответственно, $\Sigma_p = 11,6$ См вместо $\Sigma_p = 6,2$ См. Конечно, характерное время процесса важно для значения эффективной Педерсеновской проводимости. Мы используем эффективное значение после одного часа, оно примерно таково же, как среднее за 3 часа.

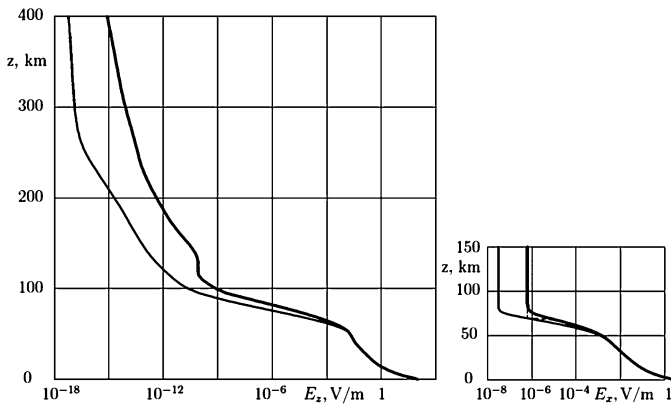


Рис. 3. Высотные распределения вертикальной $E_z(z)$ (слева) и горизонтальной $E_x(z)$ (справа) компонент электрического поля.

Показаны максимальные для фиксированной высоты z значения при ночных (жирные линии) и дневных (тонкие линии) условиях, $E_x(a_x/3, 0, z)$ и $E_x(0, 0, z)$

Сравнение с другими моделями

При моделировании проникновения электрического поля от земли в ионосферу особое внимание уделяется горизонтальной составляющей электрического поля, так как она является параметром, который может быть измерен со спутников, если результаты некоторых моделей верны, хотя и не может быть измерен, если верить другим моделям. Точнее, следует говорить о компоненте вектора электрического поля нормальной к магнитному полю, но здесь мы рассматриваем только модель с вертикальным магнитным полем. Представленные в предыдущем параграфе результаты нашего моделирования подтверждают отрицательное заключение.

Во многих моделях детальный расчет поля в ионосфере заменяется приближенным описанием ионосферного проводника с помощью некоторого условия на верхней границе атмосферы. В нашей модели [Ampferer et al., 2010] при постановке граничного условия на высоте $z_0 = 80$ км использована интегральная проводимость ионосферы Σ_p :

$$\left(-\frac{\partial}{\partial x} \left(\Sigma_p \frac{\partial V}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\Sigma_p \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \sigma(z_\infty) \frac{\partial V}{\partial z} \right) \Big|_{z=z_0} = 0. \quad (8)$$

Это соотношение выражает закон сохранения заряда: ионосферный ток разносит заряды, пришедшие из атмосферы. Использование граничного условия (8) на высоте $z_0 = 80$ км, как это делается в модели [Ampferer et al., 2010], привносит небольшую ошибку в значение электрического поля в ионосфере, которая не видна в масштабе рисунках 3, 4, а значение E_x в ионосфере искажается менее, чем на 1%. Чтобы показать вид этого возмущения на рис. 4, мы провели расчеты с нарочито уменьшенной высотой $z_0 = 70$ км. Малость погрешности при $z_0 = 80$ км означает, что описание ионосферного проводника, занимающего слой $z_0 < z < z_\infty$, с помощью интегральной проводимости Σ_p позволяет довольно точно оценить проникновение электрического поля из литосферы в ионосферу.

В модели [Kim et al., 1994] получилось электрическое поле около 1 мВ/м в ионосфере при задании вертикального электрического поля на земной поверхности напряженностью 100 В/м. Они использовали на высоте $z_0 = 90$ км граничное условие

$$\frac{\partial}{\partial z} V(x, y, z) \Big|_{z=z_0} = 0, \quad (9)$$

которое означает нулевой вертикальный ток сквозь эту горизонтальную поверхность. Эта модель была бы справедлива, если выше этой границы среда имела бы нулевую проводимость, по крайней

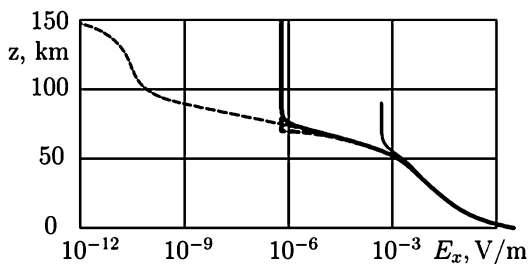


Рис. 4. Высотные распределения горизонтальной компоненты электрического поля $E_x(z)$ (максимального для этой высоты z), получающиеся при использовании различных граничных условиях, приближенно описывающих ионосферный проводник. Наша модель – жирная сплошная линия. Жирной штриховой линией показано искажение результата за счет описания ионосферы выше 70 км с помощью интегральной проводимости. Модельное распределение при граничном условии (9), соответствующем модели [Kim et al., 1994] – тонкая сплошная линия, при граничном условии (10), соответствующем модели [Grimalsky et al., 2003] – тонкая штриховая линия

мере, в горизонтальных направлениях. Это условие полностью исключает ионосферный проводник выше $z_0 = 90$ км. Результат расчетов можно увидеть на рис. 4. Как видим, решение с таким граничным условием принципиально отличается от решения с детальным расчетом поля в ионосфере, которое оно по замыслу авторов должно приближенно заменять.

В более поздней версии этой модели [Kim et al., 2012] верхняя граница с условием (9) смещена на высоту $z_\infty = 170$ км. Мы предполагаем, что авторы не включают F-слой ионосферы из-за распространенной точки зрения, что по причине ускорения силой Ампера проводник переходит в дрейф и электрическое поле в его системе координат становится равным нулю. Наш анализ результатов модели [Kim et al., 2012] показывает, что ток около 11 А втекает в цилиндр с радиусом 300 км в ионосфере через атмосферу от земли, и ток около 80 А вытекает в ионосфере из этого цилиндра на бесконечность. Это противоречит закону сохранения заряда, и поэтому модель не может рассматриваться как корректная.

В последней версии этой модели [Hegai, 2015] указанная ошибка исправлена. При экстремальных значениях входных параметров получено ионосферное поле до 0,1 мВ/м. Нам кажется, что, вопреки мнению авторов, это поле фактически не может быть измерено на фоне ионосферных полей другой природы, обычно имеющих напряженность более 1 мВ/м. Кроме того, не очевидно, что входные параметры модели, напряженность атмосферного электрического поля, 1000 В/м, и атмосферная проводимость, $\sigma(0) = 10^{-13}$ См/м, около земли, могут достигать максимальных значений одновременно, хотя порознь эти значения иногда наблюдаются. Авторы [Hegai, 2015] также рассчитали магнитное поле, создаваемое получившейся токовой системой. Получилось до 13 пТ, что примерно в $3 \cdot 10^6$ раз меньше геомагнитного поля. Авторы оптимистично говорят о возможности измерения этого поля, когда магнетометры станут точнее. Требуется улучшение на два порядка по сравнению с лучшими современными магнетометрами, установленными на спутнике Orsted Geomagnetic Mission, и кроме того, необходимо знать невозмущенное поле с такой фантастической точностью. Модель [Hegai et al., 2015] дает примерно те же результаты, что и наши модели при одинаковых входных параметрах.

Авторы [Grimalsky et al., 2003] критикуют модель [Kim et al., 1994] и ставят граничное условие

$$V(x, y, z) \Big|_{z=z_\infty} = 0 \quad (10)$$

на высоте $z_\infty = 150$ км. Это было бы справедливо при бесконечной проводимости в ионосфере выше этого уровня. Чтобы удовлетворить условию (10), горизонтальная компонента электрического поля должна стремиться к нулю с приближением к этой границе, и значит, модель [Grimalsky et al., 2003] основана на существовании нереально хорошего ионосферного проводника. Соответствующее решение показано на рис. 4 тонкой штриховой линией. Оно принципиально отличается от решения с детальным расчетом поля в ионосфере, которое оно по замыслу авторов должно приближенно заменять.

Популярна идея объяснить проникновение электрического поля в ионосферу за счет вертикального стороннего тока, который существует благодаря турбулентной диффузии и конвекции воздуха с находящимися в нем заряженными частицами аэрозоля. Ключевые модели такого рода [Sorokin et al., 2001; Sorokin et al., 2007] подробно проанализированы в наших работах [Denisenko et al., 2013; Denisenko, Pomozov, 2011]. Главный недостаток таких моделей состоит в том, что сторонний ток,

обусловленный ненулевой плотностью заряда, не может существовать в течение длительного времени. Если заряд находится в проводящей среде, он компенсируется зарядами противоположного знака, приносимыми током проводимости, с характерным временем $\tau = \epsilon_0/\sigma$. Поскольку в атмосфере Земли минимальное значение $\sigma > 10^{-14}$ См/м, это время релаксации менее 15 минут около земли и быстро убывает с высотой. Поэтому заряженный воздух не может существовать сутки, как это необходимо для моделей [Sorokin et al., 2001; Sorokin et al., 2007].

Модель [Kuo et al., 2011] основана на проникновении в ионосферу электрического поля, порождаемого сторонними токами, текущими под землей. Авторы полагают, что образованные за счет этих токов заряды на поверхности земли создают электрическое поле в атмосфере. На самом деле, плотность поверхностного заряда определяет только разницу между значениями нормальной компоненты электрического поля с двух сторон вблизи поверхности. Сами поля определяются и другими зарядами.

Проиллюстрируем это рассуждение на рис. 5. Рис. 5, а примерно воспроизводит рис. 1 из [Kuo et al., 2011]. Такое представление было бы правильным, если бы кто-то дополнительно переместил отрицательные заряды высоко в атмосферу. Подземный сторонний ток в этой модели выносит положительные заряды на поверхность и оставляет отрицательные заряды ниже того слоя, в котором он течет. Если учесть эти отрицательные заряды, получается показанная на рис. 5, б система зарядов, похожая на плоский конденсатор. Поле выше поверхности Земли, создаваемое всеми этими зарядами, равно нулю, и нет вертикального тока проводимости в атмосфере. Эта часть работы [Kuo et al., 2011] является неадекватной.

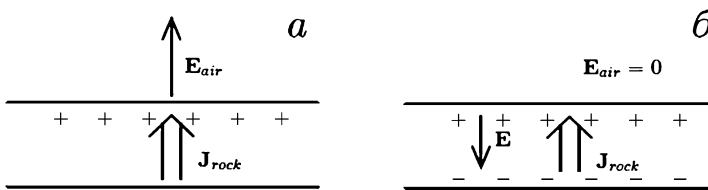


Рис. 5. Направленное вверх электрическое поле в атмосфере E_{air} в модели [Kuo et al., 2011] полагается созданным за счет положительных зарядов на поверхности (а); поле с учетом отрицательных зарядов, которые остаются под землей (б)

Для объяснения вариаций ионосферных параметров, наблюдаемых накануне землетрясений, создана модель [Намгаладзе и др., 2013], основанная на численном решении сложной системы уравнений, описывающих ионосферную среду и ионосферное электрическое поле. При этом в качестве входного параметра задается ток из атмосферы в ионосферу на высоте 80 км с упоминанием трех возможных механизмов его формирования. Первый, заключающийся в конвективном или диффузионном вертикальном переносе заряженных объемов воздуха [Sorokin et al., 2001; Sorokin et al., 2007], нами уже рассмотрен выше. Он не может работать в атмосфере Земли из-за быстрой релаксации плотности заряда за счет токов проводимости. Второй механизм, [Freund, 2011], соответствует сторонним токам под землей, но ток из-под земли продолжается в атмосфере током проводимости. Для его поддержания нужно электрическое поле в тысячи раз превосходящее поля, наблюдаемые накануне сильных землетрясений [Vershinin et al., 1999]. Третий возможный

механизм авторы неявно подразумевают, сравнивая задаваемый полный ток в ионосфере, 8 КА в этой модели, с током глобальной электрической цепи. Последний ток обеспечивается глобальной грозовой активностью и его сила – около 1 КА [Мареев, 2010]. По приведенным в обзоре [Мареев, 2010] оценкам ток 8 КА соответствует 8 тысячам обычных гроз. Трудно представить, что такого масштаба атмосферное явление длится несколько суток в связи с предстоящим землетрясением. Таким образом, мы не видим возможности существования в атмосфере Земли вертикального тока, требуемого ионосферной частью модели [Намгаладзе и др., 2013].

Следует отметить, что наши модели и такие модели, как [Kim et al., 1994; Grimalsky et al., 2003; Hegai, 2015], в которых первопричиной всей системы полей и токов является заданная вертикальная составляющая электрического поля над землей (6), подразумевают наличие подземного генератора. Такой генератор переносит электрические заряды горизонтально и подносит их к поверхности. В силу закона сохранения заряда такова же вертикальная компонента плотности тока в приземной атмосфере. Ток утекает в атмосферу сквозь поверхность Земли там, где задается положительное поле E_z , или утекает под землю, где $E_z < 0$, так как в силу закона Ома (3) E_z соответствует вертикальной компоненте плотности тока.

Есть и модели, в которых вариации приземного электрического поля являются не причиной, а следствием процессов в атмосфере. В модели [Harrison et al., 2010] вариации электрического поля вблизи земли объясняются как следствие изменений атмосферной проводимости, которые, в свою очередь, происходят из-за повышения выхода радона из-под земли или из-за повышения содержания пыли в воздухе. Разность потенциалов между ионосферой и землей поддерживается глобальной грозовой активностью. Этот глобальный конденсатор разряжается за счет тока проводимости от ионосферы к земле, который вблизи земли соответствует электрическому полю хорошей погоды. Наблюдаемые изменения проводимости, которые появляются из-за наличия радона и аэрозолей, позволяют объяснить примерно в четыре раза меньшую или большую напряженность электрического поля вблизи земли по сравнению с полем хорошей погоды [Harrison et al., 2010]. Эта одномерная модель построена в предположении горизонтальной однородности среды, которое справедливо только при пространственных масштабах превышающих десятки километров. Наша модель, учитывающая локальность возмущения проводимости представлена в [Денисенко и др., 2011].

Заключение

Главным выводом нашего моделирования является то, что в ионосферу из литосферы может проникать лишь электрическое поле, которое слишком слабо для спутниковых измерений на фоне всегда имеющегося в среднеширотной ионосфере электрического поля напряженностью несколько мВ/м.

Модельные поля можно усилить за счет изменения входных параметров модели. Перед сильными землетрясениями были зарегистрированы вертикальные электрические поля вблизи земли до 1 кВ/м. Атмосферная проводимость в приземном слое может возрастать до $2 \cdot 10^{-13}$ См/м из-за ионизации радоном. Такие экстремальные значения на порядок превосходят использованные нами, но даже в этом случае ионосферные поля получаются в десятки раз меньше, чем необходимо для формирования измеримого возмущения. Кроме того, не очевидно, что увеличение этих параметров может происходить одновременно.

Поэтому можно полагать, что изменение ионосферного электрического поля является не причиной возмущений других ионосферных параметров, а их следствием. В рамках этой альтернативной точки зрения надо изучать другие физические механизмы, чтобы объяснить литосферное влияние на ионосферу.

Исследования поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований (проект 15-05-00879).

Литература

Ampferer, M., Denisenko, V.V., Hausleitner, W., Krauss, S., Stangl, G., Boudjada, M.Y., Biernat, H.K., 2010. Decrease of the electric field penetration into the ionosphere due to low conductivity at the near ground atmospheric layer // *Ann. Geophys.* 28, 779–787.

Denisenko, V.V., M. Ampferer, E.V. Pomozov, A.V. Kitaev, W. Hausleitner, G. Stangl, H.K. Biernat. On electric field penetration from ground into the ionosphere // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.* Vol. 102. P. 341–353. 2013. DOI: 10.1016/j.jastp.2013.05.019, <http://authors.elsevier.com/sd/article/S1364682613001739>.

Denisenko, V.V., Biernat, H.K., Mezentsev, A.V., Shaidurov, V.A., Zamay, S.S., 2008a. Modification of conductivity due to acceleration of the ionospheric medium // *Ann. Geophys.* 26, 2111–2130.

Denisenko, V.V., Boudjada M.Y., Horn M. et al. Ionospheric conductivity effects on electrostatic field penetration into the ionosphere // *Natural Hazards and Earth System Sciences Journal.* 2008b. V. 8. P. 1009.

Denisenko V.V., Pomozov E.V. Penetration of Electric Field from the Surface Layer to the Ionosphere // *Geomagnetism and Aeronomy.* 2011. V. 51. No. 7. P. 866.

Freund, F. Pre-earthquake signals: Underlying physical processes // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. No. 4-5. P. 383-400. doi:10.1016/j.jseaes.2010.03.009.

Grimalsky, V.V., Hayakawa, M., Ivchenko, V.N., Rapoport, Yu.G., Zadorozhnyi, V.I., 2003. Penetration of an electrostatic field from the lithosphere into the ionosphere and its effects on the D-region before earthquakes // *J. Atmos. and Sol.-Terr. Phys.* 65, 391–407.

Harrison, R.G., Aplin, K.L., Rycroft, M.J., 2010. Atmospheric electricity coupling between earthquake regions and the ionosphere // *J. Atmos. and Sol.-Terr. Phys.* 72, 376–381.

Hegai, V.V., Kim, V.P., Liu, J.Y., 2015. On a possible seismomagnetic effect in the topside ionosphere. // *Adv. Space Res.* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2015.07.034>

Kuo, C.L., Huba, J.D., Joyce, G., and Lee, L.C. Ionosphere plasma bubbles and density variations induced by pre-earthquake rock currents and associated surface charges // *J. Geophys. Res.* VOL. 116. A10317. doi:10.1029/2011JA016628. 2011.

Kim, V.P., Hegai, V.V., Illich-Switych, P.V., 1994. On the possibility of a metallic ion layer forming in the E-region of the night mid-latitude ionosphere before great earthquakes // *Geomagn. Aeron.* 33, 658–662.

Kim, V.P., Liu, J.Y., Hegai, V.V., 2012. Modeling the pre-earthquake, electrostatic effect on the F region ionosphere // *Adv. Space Res.*, 50, 1524–1533.

Kuo, C.L., Huba, J.D., Joyce, G. et al. Ionosphere plasma bubbles and density variations induced by pre-earthquake rock currents and associated surface charges // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. A10317. doi:10.1029/2011JA016628.

Rycroft, M.J., Odzimek, A. 2010. Effects of lightning and sprites on the ionospheric potential, and threshold effects on sprite initiation, obtained using an analog model of the global atmospheric electric circuit // *J. Geophys. Res.* 115, A00E37, doi:10.1029/2009JA014758.

Sorokin, V.M., Chmyrev, V.M., Yaschenko, A.K. 2001. Electrodynamic model of the lower atmosphere and the ionosphere coupling // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 63. P. 1681–1691.

Sorokin, V.M., Yaschenko, A.K., Hayakawa, M. 2007. A perturbation of DC electric field caused by light ion adhesion to aerosols during the growth in seismic-related atmospheric radioactivity // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 7. P. 155–163.

Vershinin E.F., Buzevich A.V., Yumoto K. et al. Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes. M. Hayakawa. (Ed.) Tokyo: Terrapub. 1999. P. 513.

Денисенко В.В. Энергетический метод для трехмерных эллиптических уравнений с несимметричными тензорными коэффициентами // *Сибирский математический журнал*. 1997. Т. 38. № 6. С. 1267–1281.

Денисенко В.В. Оценки проникновения электрического поля от земли в ионосферу // *Химическая физика*. 2015. В печати.

Денисенко В.В., Бычков В.В., Помозов Е.В. Математическое моделирование проникновения электрических полей из ионосферы в атмосферу // *Межгеосферные взаимодействия: материалы семинара-совещания (Москва 26–27 сентября 2011 г.) / Ин-т динамики геосфер РАН. М.: ГЕОС. 2011. С. 89–96.*

Мареев Е.А. Достижения и перспективы исследований глобальной электрической цепи // *УФН*. 2010. Т. 180. № 5. С. 527–534.

Намгаладзе А.А., Золотов О.В., Прохоров Б.Е. Численное моделирование вариаций полного электронного содержания ионосферы, наблюдавшихся перед землетрясением 12 января 2010 г. на о-ве Гаити // *Геомагн. и аэрономия*. 2013. Т. 53. № 4. С. 553–560.

УДК 551.596; 534.222

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМО-ИНДУЦИРОВАННЫХ АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН В СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ АТМОСФЕРЕ И АКУСТИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ЕЕ СОСТОЯНИЕ

В.А. Гусев¹, Р.А. Жостков²

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
vgusev@bk.ru

² Институт физики Земли РАН, shagerahcom@yandex.ru

Построены аналитические выражения для профилей акустических волн в стратифицированной атмосфере с учетом эффектов вязкости, нелинейности, дифракции, а также неизотермичности атмосферы.

Введение

С начала 1970-х годов в научной литературе периодически появляются сообщения о наблюдении аномальных явлений в атмосфере, ионосфере и в системе тел-

лурических токов в виде ультранизкочастотных вариаций электромагнитного поля перед сильными сейсмическими событиями. Одним из возможных механизмов являются атмосферные гравитационные волны, распространяющиеся до ионосферы и возбуждающие её перед сильными сейсмическими событиями. Источниками этих волн могут быть длиннопериодные колебания поверхности Земли или приповерхностные тепловые аномалии. Подобный механизм базируется на наблюдениях генерации атмосферных гравитационных волн сейсмическими колебаниями и волнами цунами [Голицын, 1965; Голицын, Кляцкин, 1967; Гохберг, Шалимов, 2008]. В данной работе дается теоретическое объяснение процессам распространения крайне низкочастотных акустических колебаний в системе «литосфера – стратифицированная атмосфера – ионосфера» в районе формирования очага сильного сейсмического события.

Уравнения для акустического поля в атмосфере

В общем случае акустическое поле описывается системой уравнений гидродинамики для вязкой среды: уравнением Навье-Стокса:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \nabla) \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \vec{g} + \frac{\eta}{\rho} \Delta \vec{u} + \frac{\xi + \eta/3}{\rho} \text{grad div } \vec{u}, \quad (1)$$

уравнением непрерывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + (\vec{u} \nabla) \rho + \rho \text{div } \vec{u} = 0 \quad (2)$$

и уравнением состояния $p = p(\rho, s = \text{const})$, которое можно записать в виде

$$\frac{dp}{dt} = \frac{dp}{d\rho} \frac{d\rho}{dt}. \quad (3)$$

Здесь $\vec{u} = (u, v, w)$ – вектор колебательной скорости, p – давление, ρ – плотность воздуха, t – время, ξ и η – коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости, $d/dt = \partial/\partial t + (\vec{u} \nabla)$ – оператор полной производной. Координаты x и y лежат в горизонтальной плоскости, а ось z направлена вертикально вверх. В уравнении (3) учтена нелинейность, связанная с уравнением состояния:

$$\frac{dp}{d\rho} \approx \left. \frac{dp}{d\rho} \right|_{\rho=\rho_0} + \left. \frac{d^2 p}{d\rho^2} \right|_{\rho=\rho_0} \rho' = c^2 + c^2 \frac{\gamma - 1}{\rho_0} \rho'.$$

Представим плотность воздуха и давление в виде: $\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t)$, $p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t)$, где величины со штрихом являются акустической компонентой, а $\rho_0(z)$ и $p_0(z)$ описывают равновесное состояние стратифицированной среды в отсутствие акустических возмущений и удовлетворяют уравнению при $u = 0$: $\partial p/\partial z = -\rho_0 g$. Отсюда получаем барометрическую формулу для равновесной плотности среды $\rho_0 = \rho_{00} \exp(-z/H_0)$.

Сведем систему (1)–(3) к замкнутому уравнению для одной переменной – вертикальной компоненты колебательной скорости w . Такой выбор подразумевает, что рассматриваются волны, распространяющиеся преимущественно вертикально. После ряда преобразований удастся получить уравнение

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} - c^2 \Delta w + \frac{\partial}{\partial t} (\vec{u}_\perp \nabla_\perp) w - \frac{1}{\rho} \frac{\partial c^2 \rho}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} \right) - c^2 \omega_{BV}^2 \Delta_\perp w = \\ & = \left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} - c^2 \Delta_\perp \right) \left(\frac{\gamma - 1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} c^2 \rho' \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 w^2}{\partial t \partial z} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\eta}{\rho} \Delta w + \frac{\xi + \eta/3}{\rho} \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \right). \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь введена частота Брента-Вяйсяля $\omega_{BV}^2 = - \left[\frac{g^2}{c^2} + \frac{g}{\rho c^2} \frac{\partial \rho c^2}{\partial z} \right]$.

Уравнение (4) является обобщением волнового уравнения для случая близкого к вертикальному распространению волн в стратифицированной атмосфере с учетом вязких, дисперсионных и нелинейных эффектов. При выводе этого уравнения был отброшен ряд малых членов, порядок малости которых по акустическим переменным для близкого к вертикальному распространению не меньше трех. Все члены второго порядка малости по акустическим переменным в уравнении (4) сохранены.

Уравнение (4) описывает вертикальное распространение акустических волн с широким пространственным спектром. Однако во многих случаях этот спектр можно считать достаточно узким. Для ограниченных достаточно плавных волновых пучков уравнение может быть эффективно упрощено методом медленно изменяющегося профиля. Для определенности исходим из выражения для скалярной величины – акустического давления, решение для которого отыскиваем в виде

$$p' = p \left[\tau = t - \int \frac{dz}{c}, \mu z, \sqrt{\mu} x, \sqrt{\mu} y \right]. \quad (5)$$

Здесь μ – малый параметр, показывающий, что волна в целом переносится с локальной скоростью звука, а искажения профиля медленно накапливаются на больших расстояниях. Пусть акустические возмущения имеют первый порядок малости $p' \sim \mu$. В окончательных уравнениях оставим только члены порядка малости не выше μ^2 . Из уравнений (1)–(3) заключаем, что амплитуда вертикальной компоненты скорости w имеет такой же порядок, как и амплитуда акустического давления $w \sim p' \sim \mu$, а амплитуды горизонтальных компонент имеют более высокий порядок малости $u \sim v \sim \sqrt{\mu} p' \sim \sqrt{\mu} w \sim \mu^{3/2}$. Тогда получаем, что $(\vec{u}_\perp \nabla_\perp) w \sim \mu^3$. Будем также считать малыми коэффициенты вязкости $\eta \sim \xi \sim \mu$, так что в вязких членах удержим только старшие члены. После перехода к новым переменным согласно (5) получаем эволюционное уравнение для вертикальной компоненты колебательной скорости:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} \left(\frac{\partial^2 w}{\partial \tau \partial z} + \frac{1}{2} \left(\frac{1}{c^2} \frac{\partial c^2}{\partial z} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right) \frac{\partial w}{\partial \tau} - \frac{c}{2} \Delta_\perp w - \frac{b}{2\rho_0 c^3} \frac{\partial^3 w}{\partial \tau^3} \right) = \\ & = \frac{c}{2} \omega_{BV}^2 \Delta_\perp w + \frac{\varepsilon}{2c^2} \frac{\partial^4 w^2}{\partial \tau^4}. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь $\varepsilon = (\gamma + 1)/2$ – нелинейный параметр воздуха. В реальной атмосфере относительные изменения температуры невелики вплоть до ионосферы (~ 100 км), и равновесное состояние атмосферы можно приближенно считать изотермическим. Поэтому дальше считаем скорость звука постоянной, $c = c_0 = \text{const}$. Это допущение позволяет записать окончательные уравнения в замкнутом виде.

Для анализа уравнения (4) введем безразмерные эффективные переменные:

$$V = \frac{w}{w_0} \exp \left[-\frac{z}{2H_0} \right], \quad s = \frac{1}{z_{nl}} \int_0^z \exp \left[\frac{z'}{2H} \right] dz' = s_0 \left(\exp \left[\frac{z}{2H_0} \right] - 1 \right),$$

$$\theta = \omega_0 \tau, \tilde{x} = \frac{x}{x_0}, \tilde{y} = \frac{y}{x_0}.$$

Здесь w_0 и ω_0 – характерные начальная амплитуда и круговая частота сигнала, $z_{nl} = c_0^2 \tau_0 / \epsilon w_0$ – нелинейная длина, параметр $s_0 = 2H_0 / z_{nl}$ определяет относительные вклады стратификации и нелинейности. Тогда уравнение (6) можно записать в виде

$$\frac{\partial^2}{\partial \theta^2} \left(\frac{\partial^2 V}{\partial \theta \partial s} - \frac{N}{1 + s/s_0} \Delta_{\perp} V - \Gamma \left(1 + \frac{s}{s_0} \right) \frac{\partial^3 V}{\partial \theta^3} \right) - \frac{N \omega_{BV}^2 / \omega_0^2}{1 + s/s_0} \Delta_{\perp} V = \frac{1}{2} \frac{\partial^4 V^2}{\partial \theta^4}, \quad (7)$$

где параметр $N = z_{nl} c_0 / 2 \omega_0 x_0^2 = z_{nl} / z_d$ определяет относительные вклады нелинейности и дифракции, а $\Gamma = b \omega_0 / 2 \epsilon w_0 \rho_{00} c_0$ – относительные вклады нелинейности и вязкости.

Уравнение (7) обобщает уравнение Хохлова-Заболотской для нелинейных волновых пучков на случай стратифицированной атмосферы. Оно показывает интересный эффект: при распространении в стратифицированной среде относительная роль дифракционных эффектов уменьшается. Это означает, что область применимости лучевого приближения или поршневой модели при наличии стратификации плотности увеличивается по сравнению с однородной средой. При этом вязкость, наоборот, возрастает с высотой. Оценим порядки членов уравнения (7). Для характерных значений $\tau_0 = 8 \cdot 10^{-3} \div 5 \cdot 10^{-1}$ с, $w_0 = 10^{-5} \div 10^{-1}$ м/с, $\epsilon = 1, 2$, $b \sim 4\eta/3 = 2, 4 \cdot 10^{-5}$ кг/м/с, параметр Γ лежат в интервале от 10^{-7} до 10^{-1} . Хотя эффективная вязкость оказывается малой, она определяет структуру ударного фронта. Для больших смещений и верхней границы частотного диапазона характерная нелинейная длина оказывается порядка нескольких километров $z_{nl} \sim 1 \div 10$ км, так что $s_0 \sim 1, 5 \div 15$. Минимальная дифракционная длина на низких частотах порядка 200 км, поэтому $N \sim 0, 05$ и пренебрежение дифракцией обосновано. Величина $\omega_{BV}^2 / \omega_0^2 \sim 10^{-4}$ и данное слагаемое важно только для очень низкого инфразвука.

В задаче излучения акустических волн в атмосферу, колеблющейся поверхностью Земли при сейсмической активности в качестве излучающей области, естественно принять всю область, охваченную сейсмическими процессами. Размеры этой области могут составлять десятки километров. Поскольку скорость упругих волн велика по сравнению со скоростью звука в воздухе, поле на излучающей поверхности можно считать примерно равномерным. В этих условиях дифракционная расходимость слабо сказывается на акустическом поле на малых и средних высотах и его допустимо рассчитывать без учета дифракции. На высоких же частотах в силу уравнения (7) относительная роль дифракции также уменьшается. Таким образом, при расчете излучения сейсмических сигналов в атмосферу и их воздействия на ионосферу можно пренебречь дифракционными эффектами и пользоваться упрощенным уравнением

$$\frac{\partial V}{\partial s} = \Gamma \left[1 + \frac{s}{s_0} \right] \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} + V \frac{\partial V}{\partial \theta}. \quad (8)$$

Уравнение (8) является частным случаем обобщенного уравнения Бюргерса (ОУБ) [Enflo, Rudenko, 2002] с переменной эффективной вязкостью. Для ОУБ найден ряд частных решений, однако построение решений для произвольных начальных временных профилей требует развития более общего метода решения ОУБ.

Для построения решения ОУБ (8) при малой вязкости Γ , характерной для атмосферы, можно использовать следующий подход. Как известно, в определенной

точке профиля решения ОУБ образуется ударный фронт, на котором происходит резкое нарастание амплитуды. Вдали от этой точки решение остается достаточно гладким, и можно пренебречь вязким членом. В этом случае решение задается уравнением простых волн, которое можно решить точно. На стадии формирования ударного фронта при $s > 2$ решение хорошо аппроксимируется пилообразным профилем [Gusev, Sobissevitch, 2008]:

$$V = \frac{\pi \operatorname{sgn} \theta - \theta}{1+s} \quad \text{или} \quad \frac{w}{w_0} = \frac{\exp[z/2H_0](\pi \operatorname{sgn} \tau - \omega_0 \tau)}{1 + \frac{2H_0}{z_{nl}}(\exp[z/2H_0] - 1)} \quad \text{при } -\pi < \omega_0 \tau < \pi. \quad (9)$$

В области ударного фронта вязкий член играет решающее значение, ограничивая нелинейную трансформацию профиля и образование неоднозначности в профиле волны. Однако стандартная процедура построения решения для ударного фронта (см, например, [Васильева, Карабутов, Лапшин, Руденко, 1983; Enflo, Rudenko, 2002; Gusev, Sobissevitch, 2008]) позволяет получить только качественное решение; выражение для ширины ударного фронта в стратифицированной атмосфере оказывается неверным.

Для построения количественно пригодного решения нужно использовать автомодельное решение ОУБ (8) вида $V = \Phi(\xi = \theta/(1 + s/s_0))$, удовлетворяющее уравнению $\Gamma \Phi'' + \Phi'(\Phi + \xi/s_0) = 0$. Решение этого уравнения удается найти в квадратурах. Его анализ показывает, что оно описывает ударную волну с фронтом конечной ширины. В наиболее интересной области вблизи наибольшего нарастания удается получить явное выражение для ударного фронта:

$$\Phi_0(\xi) = A \tanh \left[\frac{A}{4\Gamma} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{8\Gamma}{A^2 s_0}} \right) \xi \right]. \quad (10)$$

Используя автомодельное решение (10) для фронта, получаем асимптотическое решение для профиля периодического сигнала [Гусев, Жостков, 2015]:

$$V = -\frac{\theta}{1+s} + \frac{\pi}{1+s} \operatorname{th} \left[\Xi \frac{\pi \theta}{2\Gamma(1+s)(1+s/s_0)} \right], \quad -\pi < \theta < \pi, \quad (11)$$

где $\Xi = \left(1 + \sqrt{1 + 8\Gamma(1+s)^2 / \pi^2 s_0} \right) / 2$. Знаменатель аргумента тангенса определяет правильное выражение для ширины ударного фронта. Аналогичное по структуре выражение удастся построить и для импульсного сигнала типа N-волны:

$$V_N = \begin{cases} -\frac{\theta}{1+s} + \frac{1}{2\sqrt{1+s}} \left[\tanh \left(\frac{\Xi_N (\theta - \theta_c)}{4\Gamma \left(1 + \frac{s}{s_0} \right) \sqrt{1+s}} \right) + \tanh \left(\frac{\Xi_N (\theta + \theta_c)}{4\Gamma \left(1 + \frac{s}{s_0} \right) \sqrt{1+s}} \right) \right], & |\theta| \leq \sqrt{1+s} \\ \frac{1}{2\sqrt{1+s}} \left[\pm 1 + \tanh \left(\frac{\Xi_N (\theta \mp \theta_c)}{4\Gamma \left(1 + \frac{s}{s_0} \right) \sqrt{1+s}} \right) \right], & \begin{array}{l} \theta < -\sqrt{1+s} \text{ верхний знак,} \\ \theta > \sqrt{1+s} \text{ нижний знак.} \end{array} \end{cases} \quad (12)$$

При построении решения (12) учтено также уравнение движения разрыва.

На рис. 1 представлены профили аналитического решения (12) в сравнении с численным решением ОУБ (10). Видно, что построенное решение хорошо согла-

суется с численным, поэтому можно говорить о количественно пригодном решении. Критерий близости решений выбран в виде разности решения V (13) и численного решения V_{num} :

$$Y = \frac{1}{\max\{V_{\text{num}}\}} \cdot \int_{\text{период}} (V - V_{\text{num}})^2 d\tau.$$

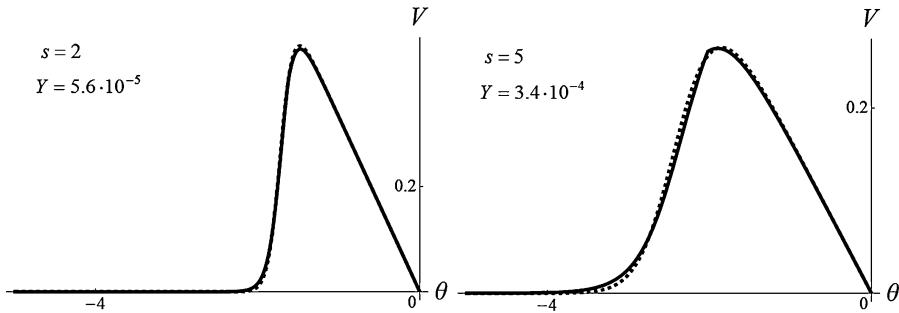


Рис. 1. Сравнение автомодельного решения (14) (сплошные линии) и численного решения уравнения (10) (пунктирные линии) для профиля импульсного сигнала

Волны в неизотермической атмосфере

В рассмотренной выше задаче атмосфера Земли предполагалась изотермической. Однако температура реальной атмосферы испытывает значительные изменения с высотой. На малых высотах наблюдается относительно небольшое похолодание (до порядка -70°C), на высотах ионосферы, наоборот, происходит сильный, практически линейный рост до порядка 1000°C . Тем не менее, при определенных условиях изотермическая модель может быть оправданной. В частности, изменение температуры на небольших высотах меняет амплитуду и темпы эволюции волны на единицы процентов по сравнению с изотермическим случаем; качественная картина при этом сохраняется. На больших высотах учет температуры качественно меняет картину эволюции акустических волн.

Для вывода уравнения для волн в неизотермической атмосфере необходимо учесть следующие зависимости параметров от температуры:

$$H(x) = H_0 \frac{T(x)}{T_0}, \quad c(x) = c_0 \sqrt{\frac{T(x)}{T_0}}, \quad \eta(x) = \eta_0 \sqrt{\frac{T(x)}{T_0}}, \quad \rho_0(x) = \rho_{00} \exp \left[-\frac{T_0}{H_0} \int \frac{dx}{T(x)} \right],$$

где T – температура атмосферы, а также, что в уравнении (1) появится дополнительное слагаемое, связанное с градиентом локальной скорости звука. В итоге можно получить уравнение:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{T_0}{T} \left(\frac{\varepsilon}{c_0^2} u \frac{\partial u}{\partial \tau} + u \left(\frac{1}{2H_0} - \frac{1}{4T_0} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \right) + \frac{\eta_0}{2c_0^3 \rho_{00}} \exp \left[\int \frac{T_0 dz}{H_0 T} \right] \frac{\partial^2 w}{\partial \tau^2}. \quad (13)$$

В этом уравнении надо обратить внимание на два фактора: во-первых, множитель T^{-1} перед всей правой частью, во-вторых, градиент температуры, влияющий на рост амплитуды волны.

На рис. 2 показано изменение профиля исходного импульсного сигнала типа N-волны с расстоянием для моделей изотермической и неизотермической атмосферы. Как видно, в изотермической атмосфере волна на расстоянии $s = 2$ уже фактически затухла. В то же время в неизотермической атмосфере с плавным, но значительным (в несколько раз) ростом температуры волна имеет заметное значение еще на расстоянии $s = 4$. Это связано с множителем T^{-1} перед правой частью (13): при увеличении температуры правая часть уменьшается и замедляются все темпы эволюции волны, включая диссипацию, нелинейные искажения и стратификацию, то есть волна становится квазистационарной и можно говорить об эффекте «замораживания» профиля при прохождении через скачок температуры. Этот эффект усиливается еще и тем, что рост температуры ослабляет затухание за счет вязкости в большей степени, чем нелинейное затухание и рост за счет стратификации из-за уменьшения коэффициента перед старшей производной. Оптимальный эффект «замораживания» будет достигаться, если сильный рост температуры начинается только на стадии сформированного ударного фронта. В этом случае стратификация уже привела к росту амплитуды, а линейное и нелинейное затухания еще не привели к затуханию волны. Такая ситуация в целом и реализуется в атмосфере.

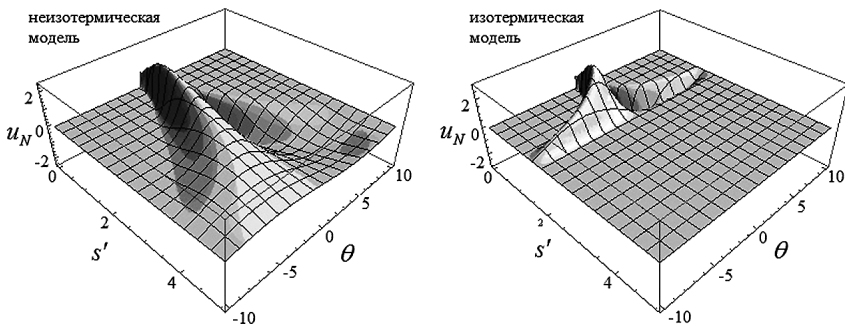


Рис. 2. Эволюция импульсного сигнала в моделях неизотермической и изотермической атмосферы

Дифракционные эффекты

Рассчитаем влияние дифракционных эффектов на эволюцию волны в стратифицированной атмосфере в рамках уравнения (9), пренебрегая вязкостью и частотой Брента-Вяйсяля. Будем рассматривать поле на оси ограниченного волнового пучка. Вблизи оси поле можно разложить по поперечной координате

$$V(s, R, \theta) = V_0(s, \theta) + R^2 V_2(s, \theta)$$

и выписать уравнения для соответствующих членов разложения. Решения для двух первых членов имеют вид:

$$V_0 = \Phi_1(T) + s \ln \left[1 + \frac{s}{s_0} \right] \Phi_2(T), \quad V_2 = \frac{2}{N} \frac{\partial \Phi_2(T)}{\partial \theta}, \quad T = \theta + s V_0 - \frac{s^2}{2} \Phi_2. \quad (14)$$

Графики решения (15) для стратифицированной атмосферы в сравнении с решениями для однородной атмосферы приведены на рис. 3. Видно, что искажения в стратифицированной атмосфере происходят значительно медленнее, что подтверждает использованное выше пренебрежение дифракционными эффектами.

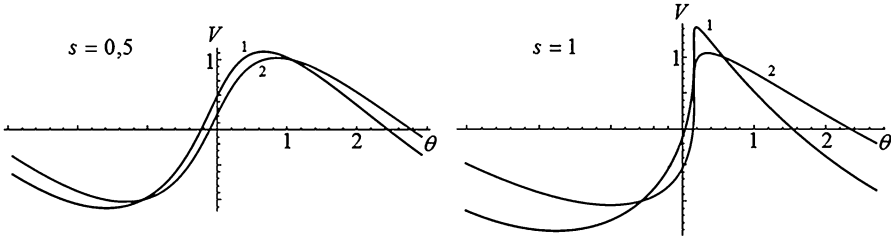


Рис. 3. Дифракционное искажение профиля на оси пучка. Кривая 1 – нестратифицированная атмосфера, $s_0 \rightarrow \infty$, кривая 2 – стратифицированная атмосфера, $s_0 = 0,2$

Нагрев атмосферы акустической волной

По мере распространения акустической волны происходит диссипация ее энергии и, как следствие, нагрев среды. Сравним тепловое воздействие исходного синусоидального сигнала, рассчитанное в [Романова, 1970], и исходной N-волны в изотермической атмосфере. Изменение температуры среды определяется изменением потока энергии волны:

$$c_p \rho_0 \left\langle \frac{\partial T}{\partial t} \right\rangle = - \left\langle \frac{\partial}{\partial x} cE \right\rangle,$$

здесь T – температура среды, $E = \rho_0(x)u^2(\theta, x)$ – энергия акустической волны, фигурные скобки означают усреднение по периоду. Для периодической волны будем рассчитывать энергию за один период, а для одиночного импульса – полную энергию. Для энергии синусоидальной волны (индекс S) и N-волны (индекс N) получаем выражения для темпа нарастания температуры соответственно:

$$\left\langle \frac{\partial T}{\partial t} \right\rangle_S \sim \frac{cu_0^2 T_0^3}{c_p} \frac{1}{2H\sqrt{s_0}}, \quad \left\langle \frac{\partial T}{\partial t} \right\rangle_N \sim \frac{cu_0^2 T_0^3}{c_p} \frac{1}{2H\sqrt{s_0}} e^{3x/4H}. \quad (15)$$

Темп нарастания температуры при распространении периодического сигнала на больших высотах оказывается постоянным [Романова, 1970], а при распространении N-волны темп нагрева экспоненциально нарастает с высотой. Поскольку реально возможны только ограниченные цуги синусоидальных импульсов, то несимметричный N-импульс может гораздо эффективнее нагревать верхние слои атмосферы. Это связано с тем, что амплитуда N-волны затухает медленнее и больше энергии доходит до высоких слоев, где за счет экспоненциального уменьшения плотности нагрев происходит сильнее.

Заключение

Условия реальной атмосферы, при учете только самых основных факторов – стратификации, диссипации и неизотермичности – принципиально меняют харак-

теристики акустических волн и создают благоприятные ситуации для эффективного акустического воздействия как на состояние самой атмосферы, так и на приповерхностные объекты. В случае распространения вверх речь может идти об активном воздействии на состояние верхних слоев атмосферы или регистрации удаленных сигналов для дистанционного мониторинга или диагностики. В случае распространения вниз стратификация уменьшает чисто амплитудное воздействие и одновременно приводит к укрупнению градиента давления на фронте; таким образом, возможность усиленного акустического воздействия все равно остается.

Литература

Васильева О.А., Карабутов А.А., Лапшин Е.А., Руденко О.В. Взаимодействие одномерных волн в средах без дисперсии. М.: Изд-во МГУ, 1983.

Голицын Г.С. Затухание малых колебаний в атмосфере благодаря вязкости и теплопроводности // Изв. АН СССР. ФАО. 1965. Т. 1. № 2. С. 136–149.

Голицын Г.С., Кляцкин В.И. Колебания в атмосфере, вызванные движением земной поверхности // Изв. АН СССР. ФАО. 1967. Т. 3. № 10. С. 1044–1052.

Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 2008.

Гусев В.А., Жостков Р.А. Трансформация интенсивных акустических волн, распространяющихся вертикально вверх в изотермической стратифицированной атмосфере // Изв. РАН. ФАО. 2015. Т. 51. № 5. С. 587–597.

Романова Н.Н. О вертикальном распространении коротких акустических волн в реальной атмосфере // Изв. АН СССР. ФАО. 1970. Т. 6. № 2. С. 134–145.

Enflo B.O., Rudenko O.V. To theory of Generalized Burgers' Equations // Acta Acustica. 2002. V. 88. P. 155–162.

Gusev V.A., Sobissevitch A.L. On a problem of propagation of shock waves generated by explosive volcanic eruptions // Nonlinear Acoustics – Fundamentals and Applications. Int. Symposium on Nonlinear Acoustics ISNA-18, 2008. Stockholm, Sweden. P. 397–400.

УДК: 550.388.2

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ 17 МАРТА 2015 г.

Б.Г. Гаврилов, В.М. Ермак, Ю.В. Поклад, И.А. Ряховский

Институт динамики геосфер РАН, Москва

Исследование взаимосвязи ионосферных возмущений в верхних и нижних слоях ионосферы требует применения новых методов, дополняющих традиционно используемое зондирование ионосферы высокочастотными электромагнитными волнами. Для исследования динамики ионосферных неоднородностей, возни-

кающих в результате геомагнитной бури 17 марта 2015 года, были использованы комплексные данные согласованных измерений полного электронного содержания ионосферы и фазы радиосигналов ОНЧ диапазона от радиостанций, расположенных в различных районах Земли. Полученные в работе результаты показали, что область возмущения ионосферы при глобальных геомагнитных возмущениях может охватывать высоты от D- до F-слоя ионосферы. Дальнейшее развитие данного подхода позволит уточнить физические механизмы передачи возмущений как в широко-долготном направлениях, так от D- до F-слоев ионосферы.

Введение

Для исследования ионосферных возмущений традиционно используются ионозонды, радары когерентного и некогерентного рассеяния, данные спутников и измерения полного электронного содержания ионосферы (ПЭС) приемниками глобальных навигационных систем. Применение этих методов позволяет оценить динамику перемещающихся ионосферных неоднородностей в F-слое ионосферы. В тоже время изменения параметров плазмы в нижней ионосфере остаются слабо изученными. Это связано с тем, что перечисленные выше методы не позволяют оценивать состояние плазмы нижней ионосферы из-за ее малой плотности.

В геофизической обсерватории ИДГ РАН «Михнево» (ГФО «Михнево») для изучения эффектов в нижней ионосфере дополнительно к традиционным методам используются данные регистрации радиосигналов ОНЧ диапазона от СДВ радиостанций, расположенных в различных районах Земли. Возможность исследования D-слоя ионосферы этим методом обусловлена особенностями распространения электромагнитного излучения ОНЧ диапазона в волноводе Земля – ионосфера. При волноводном распространении радиоволн в диапазоне частот ниже 30 кГц основное влияние на амплитудно-фазовые характеристики сигналов оказывают стенки волновода, главным образом, D-слой ионосферы. По этой причине изменения амплитуды и фазы сигналов от СДВ станций можно трактовать как возмущение D-слоя ионосферы на трассе распространения.

Для выявления ионосферных эффектов в верхней ионосфере широко используются измерения полного электронного содержания ионосферы, получаемые путем обработки данных мировых спутниковых навигационных систем [Афраймович, Астафьева и др., 2011]. ПЭС ионосферы определяется как количество электронов на пути распространения радиосигнала от навигационного спутника, находящегося на высоте 20 000 км, до приемника. Практически эта величина характеризует состояние F-слоя ионосферы,

Совместное применение методов измерения ПЭС и параметров распространения ОНЧ сигналов позволило исследовать возмущения F- и D-слоев ионосферы, вызванные магнитной бурей 17 марта 2017 года, сильнейшей магнитной бури в 24 цикле солнечной активности [Kamide, Kusano, 2015]. По данным мировых геофизических центров наименьшее значение индекса геомагнитной активности SYM-H составило 240 нТл и индекса авроральной активности AE 2200 (рис. 1). По данным ГФО «Михнево» (рис. 2) в момент максимальных возмущений (до 600 нТл) величина стационарного индекса геомагнитной активности достигла 9. Известно, что магнитные бури такого масштаба вызывают мощные ионосферные возмущения. В тоже время механизмы ионосферных бурь далеки от полного понимания.

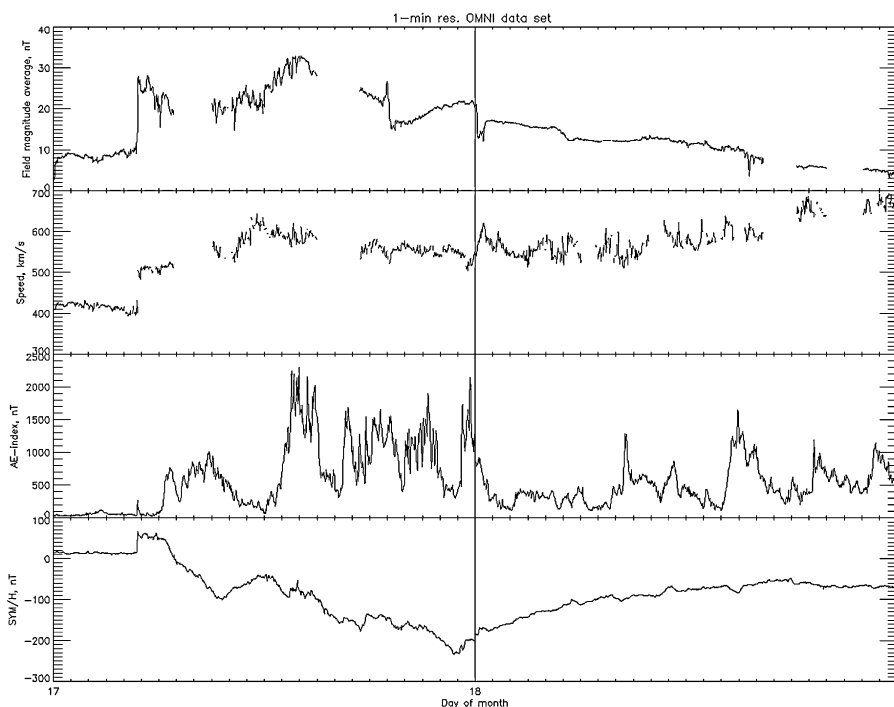


Рис. 1. Величина межпланетного магнитного поля, скорости солнечного ветра, индекса авроральной активности АЕ, и геомагнитного индекса SYM-H 17 и 18 марта 2015 г. по данным <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/cgi/nx1.cgi>

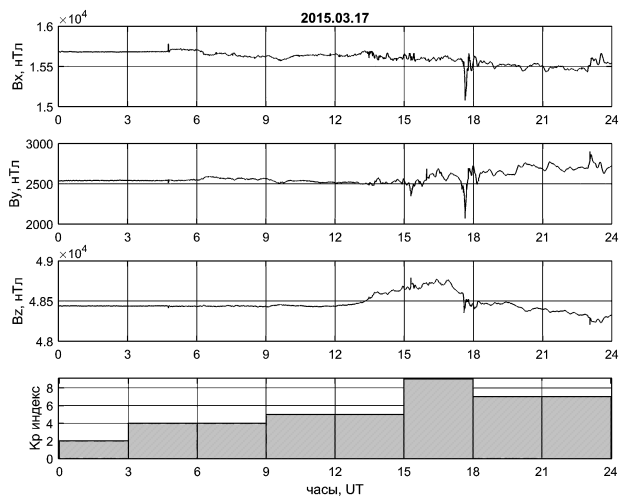


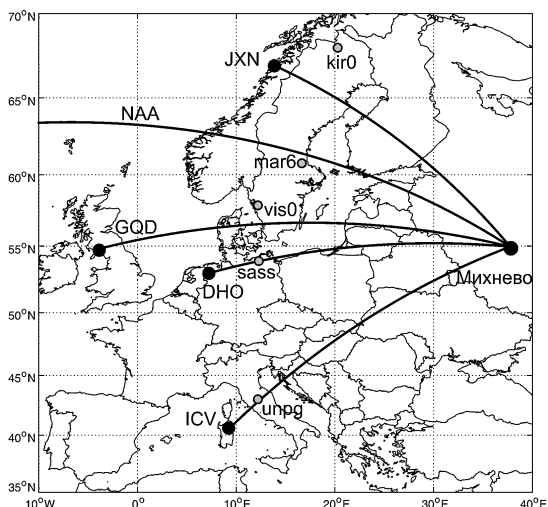
Рис. 2. Магнитограммы вариации геомагнитного поля 17.03.2015 и стационарный индекс геомагнитной активности по данным ГФО «Михнево»

В статье описывается постановка эксперимента и приводятся результаты комплексного исследования среднеширотных ионосферных эффектов по данным измерения ПЭС ионосферы и параметров ОНЧ сигналов от радиостанций, расположенных в различных районах Земли.

Постановка эксперимента

Для анализа динамики перемещения, возникшего в результате магнитной бури ионосферного возмущения, были проанализированы данные по изменению фазы СДВ сигналов и ПЭС ионосферы в период времени с 12 до 20 UT в различных районах Европы. В ряде работ [Han, Cummer et al., 2011; Maurya, Veenadhari et al., 2012] описано использование для изучения нижней ионосферы радиосигналов ОНЧ диапазона. В качестве источника зондирующих сигналов используется излучение молниевых разрядов. Недостатком этого метода является невозможность выбора определенных трасс распространения сигналов. В нашем эксперименте передающие станции выбирались таким образом, чтобы трассы радиосигналов проходили под различными азимутами над территорией Европы от ее северных до южных границ (рис. 3). Для приема сигналов выбранных радиостанций использовались магнитометры MFS-07 фирмы «Metronix». Оси антенн располагались в направлениях магнитный Север-Юг (X-компонента) и магнитный Восток-Запад (Y-компонента).

Рис. 3. Расположение СДВ передатчиков (черные кружки) и станций сети SOPAC (белые кружки), данные которых использовались при проведении эксперимента



Для проведения исследований F-слоя ионосферы использовались данные регистрации ПЭС ионосферы по избранным трассам на спутники навигационной системы GPS с использованием двухчастотного приёмника Javad Sigma, установленного в ГФО «Михнево» с привлечением данных европейских приемников системы GPS мировой сети навигационных приемников SOPAC. При этом выбирались такие приемные пункты и спутники, чтобы подионосферные точки на трассах распространения сигнала приемник – спутник находились максимально близко к трассам распространения СДВ сигналов (рис. 3).

Результаты измерений

На рис. 4 показано изменение полного электронного содержания ионосферы на трассе Михнево – спутник GPS Prn12. Скачок плотности произошел в 17:40 UT. Географически место, к которому относится данное измерение, определяется по-

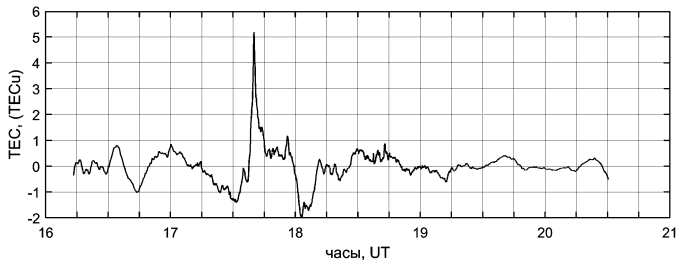


Рис. 4. Изменение полного электронного содержания ионосферы на трассе Михнево – спутник GPS Prn12

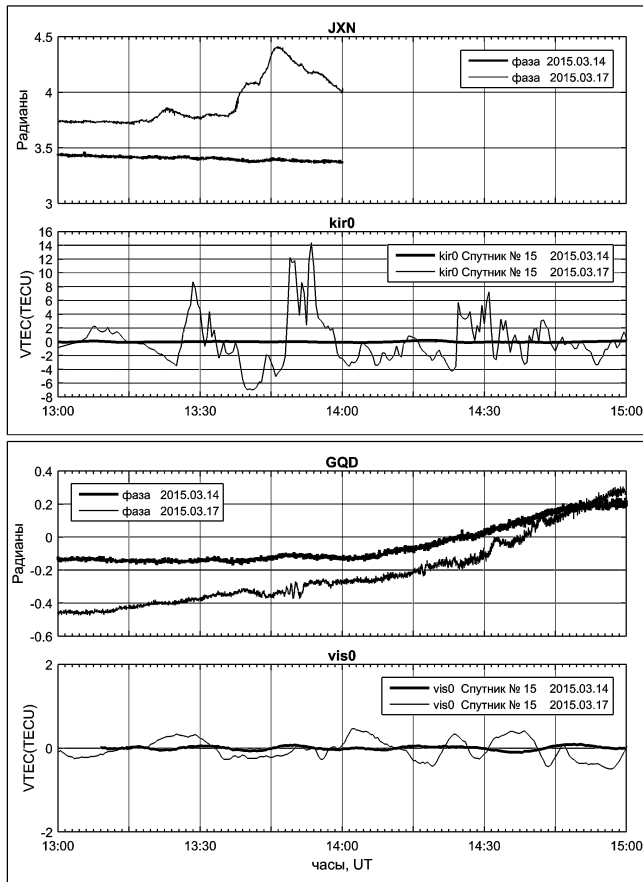


Рис. 5. Возмущения фазы СДВ сигналов на трассе Михнево – передатчик JXN и ПЭС ионосферы в обсерватории tro1 (верхняя панель) и на трассе Михнево – передатчик GOD и ПЭС для обсерватории vis0 с 13 до 15 UT 17.03.2015

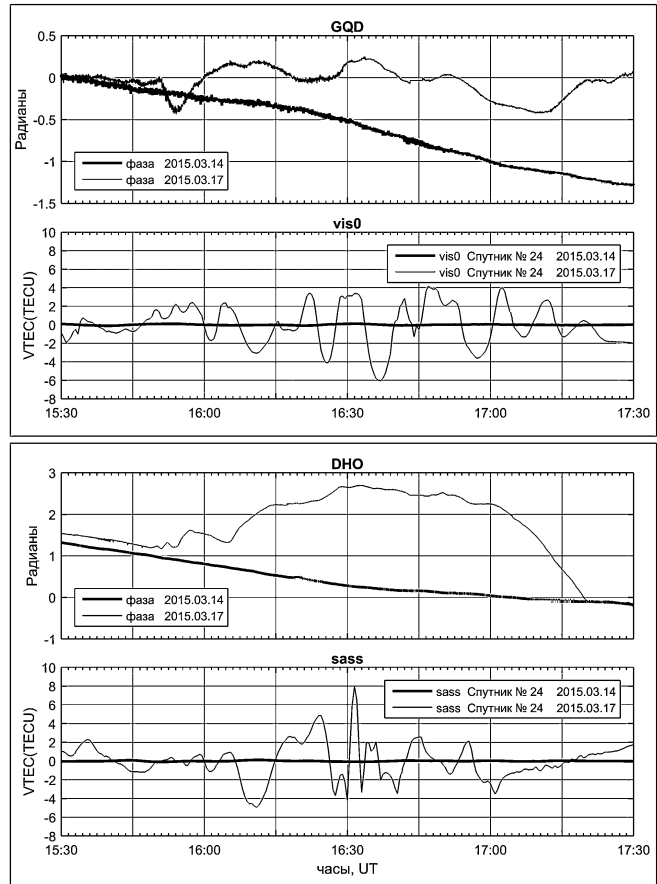
ложением подионосферной точки – местом пересечения лучом приемник в Михнево – спутник GPS F-слоя ионосферы. В данном случае оно находилось на 100 км западнее ГФО «Михнево».

На рисунках 5–7 приведены совмещённые графики изменения фазы ОНЧ сигнала и изменение ПЭС ионосферы для близко расположенных трасс Михнево – передатчик СДВ и наземный приемник – спутник GPS. Жирными кривыми показаны значения фазы ОНЧ сигнала и ПЭС ионосферы для тех же трасс для спокойного дня 14 марта 2015 г.

На верхней панели рис. 5 показано практически синхронно возникшие возмущение фазы СДВ сигнала на трассе Михнево – передатчик GPS и ПЭС ионосферы

в обсерватории tro1 с 13:30 до 14:00 UT. На нижней панели для того же интервала времени показано изменение фаза ОНЧ сигнала на трассе Михнево – передатчик GOD и ПЭС для обсерватории vis0. Очевидно, что на этих пунктах возмущение СДВ трасс и ионосферы не наблюдалось. Так как верхняя панель относится к широте примерно 69° , а нижняя к широте 57° , можно предполагать, что граница возмущения в это время находилась между указанными широтами.

Рис. 6. Возмущения фазы СДВ сигналов на трассе Михнево – передатчик GOD и ПЭС ионосферы в обсерватории vis0 (верхняя панель) и на трассе Михнево – передатчик DHO и ПЭС для обсерватории sass с 15:30 до 17:30 UT 17.03.2015



На верхней панели рис. 6 показано возмущение фазы СДВ сигнала на трассе Михнево – передатчик GOD и ПЭС ионосферы в обсерватории vis0 в момент времени 15:45 UT. На нижней панели для того же момента времени показано изменение фаза ОНЧ сигнала на трассе Михнево – передатчик DHO и ПЭС для обсерватории sass. Возмущение ионосферы наблюдается на всех графиках. Верхняя панель относится к широте примерно 57° , а нижняя к широте $53\text{--}54^\circ$. Очевидно, что ионосферное возмущение захватывало оба района.

На рис. 7 для момента времени 17:30 UT показаны результаты измерения фаз СДВ сигналов и ПЭС ионосферы для трех районов, находящихся на широтах 62° , 57° и $43\text{--}44^\circ$ с.ш. Две верхних широты находятся в зоне возмущения, а на третьей, если возмущение ионосферы и наблюдается, оно имеет существенно меньшую величину.

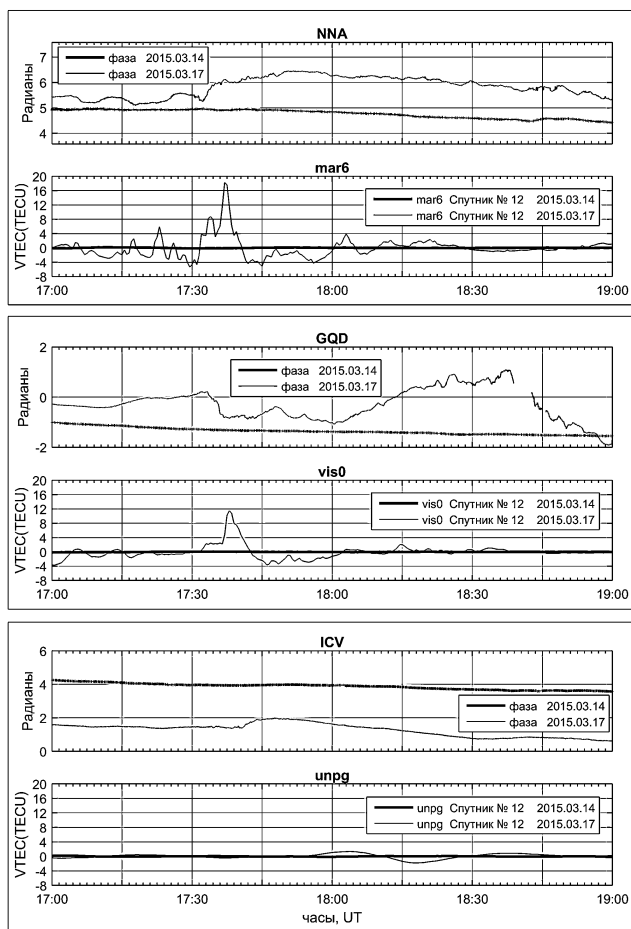


Рис. 7. Возмущения фазы СДВ сигналов на трассах Михнево – передатчик NNA и ПЭС ионосферы в обсерватории mar6 (верхняя панель), Михнево – передатчик GOD и ПЭС для обсерватории vis0 (средняя панель) и Михнево – передатчик ICV и ПЭС для обсерватории unpg (нижняя панель) с 17 до 19 UT 17.03.2015

Обсуждение результатов

Данные по изменению фаз СДВ радиосигналов и вариаций полного электронного содержания ионосферы, позволяют составить качественное представление о перемещении ионосферных неоднородностей, вызвавших эти изменения. Возмущение возникло в северной части Европы (рис. 5). С 13 до 14 UT южная граница ионосферного возмущения находилась примерно на 60° с.ш.

В интервале времени 16:30–17:00 UT ионосферное возмущение занимало область примерно с 53 до 57° с.ш. (рис. 6). В интервале времени 17:30–19:00 (рис. 7), в которой обнаруживается ионосферное возмущение имеет наибольший размер, охватывая область между 43 и 62° с.ш., причем на южной границе этой области амплитуда изменения ПЭС существенно уменьшается (несколько единиц TECU, по сравнению с 12–20 TECU в центре и на северной границе области).

Наиболее интересным результатом примененной методики является возможность получения синхронных данных об изменении параметров ионосферной плазмы в верхних и нижних слоях ионосферы. Результаты работы показывают, что область возмущения ионосферы во время бури 17 марта 2015 года охватывает высоты от D- до F-слоя ионосферы.

Получение такой информации с применением обычного набора инструментов (спутники, приемники навигационных систем, ионозонды, радары) невозможно.

Дальнейшее развитие данного подхода в методическом плане позволит уточнить физические механизмы передачи возмущений как в широтно-долготном направлениях, так от D- до F-слоев ионосферы.

Литература

Афраймович Э.Л., Астафьева Э.И. и др. Исследования ионосферных возмущений методами GPS-радиозондирования в ИСЗФ СО РАН // Солнечно-земная физика, 2011, Вып. 18. С. 24–39.

Han, F., S.A. Cummer, J. Li, and G. Lu, Daytime ionospheric D region sharpness derived from VLF radio atmospherics // J. Geophys. Res., 116, A05314, doi:10.1029/2010JA016299, 2011.

Juusola, L., A. Viljanen, M. van de Kamp, E.I. Tanskanen, H. Vanhamäki, N. Partamies and K. Kauristie, High-Latitude Ionospheric Equivalent Currents During Strong Space Storms: Regional Perspective // Space Weather, 13, doi:10.1002/2014SW001139, 2015.

Kamide, Y. and K. Kusano (2015), No Major Solar Flares but the Largest Geomagnetic Storm in the Present Solar Cycle // Space Weather, doi:10.1002/2015SW001213.

Maurya, A.K., Veenuhari B., R. Singh, S. Kumar, M.B. Cohen, R. Selvakumaran, S. Gokani, P. Pant, A.K. Singh, and U.S. Inan (2012). Nighttime D region electron density measurements from ELF-VLF tweek radio atmospherics recorded at low latitudes // J. Geophys. Res., 117, A11308, doi:10.1029/2012JA017876.

УДК 551.509.6

ТРИГГЕРНЫЙ ЭФФЕКТ ПРИ ИСКУССТВЕННОМ ВЫЗЫВАНИИ ОСАДКОВ

В.Н. Козлов¹, Н.А. Коршун¹, А.В. Тertyшников²

¹ ФГБУ ГГО, Санкт-Петербург, kozlov6391@gmail.com

² ФГБУ ИПГ, Москва

Рассматриваются возможности искусственного вызывания осадков с использованием триггерного эффекта путем распыления с воздушных судов водного аэрозоля, являющегося естественным природным реагентом для активных воздействий.

Введение

Управление погодой даже в ограниченных размерах имеет важнейшее экономическое значение для экономики и безопасности жизни. Наиболее развитой об-

ластью исследований в этом направлении является искусственное регулирование осадков при воздействии на облачные системы. Проводимые погодные эксперименты не всегда бывают удачными. Энергия атмосферных процессов не сравнима с энергетическими возможностями средств, используемых для воздействия на атмосферу. Следовательно, необходимы исследования физических процессов в облачной атмосфере для поиска новых более успешных путей воздействия на образование облаков, осадков и других погодных процессов, проявляющихся в различных атмосферных явлениях.

Фундаментом ведущихся в настоящее время исследований по активным воздействиям (АВ) на атмосферные процессы, является использование для воздействий свойства неустойчивости атмосферных процессов. При определенных условиях сравнительно малый энергетический импульс может привести к большим изменениям дальнейшего хода атмосферного процесса за счет энергии самого процесса. Это так называемый триггерный эффект. В статье рассматриваются возможности триггерного эффекта для искусственного вызывания осадков баллоэлектрическим методом путем распыления с воздушных судов водного аэрозоля, являющегося естественным природным реагентом для АВ.

Роль реагентов в вызывании триггерного эффекта

Проблема АВ на облака и туманы решается применением различных реагентов. К настоящему времени известны несколько категорий реагентов для воздействия на слоистообразные и конвективные облака, находящиеся по температурным условиям в теплом ($>0^{\circ}\text{C}$), переохлажденном (водяные капли) или смешанном (капли и кристаллы) состоянии. Среди них наиболее распространенными являются хладореагенты (твердая углекислота, жидкий азот), кристаллизирующие (йодистое серебро и др.), гигроскопические вещества (поваренная соль и др.), минеральные удобрения (карбомид и др.) [Колосков и др., 2012].

Применение всех перечисленных выше реагентов искусственного регулирования осадков основано на использовании неустойчивых состояний в атмосфере. Это коллоидная неустойчивость, неустойчивость фазового состояния водной субстанции (существование переохлажденной жидкокапельной влаги при отрицательных температурах) и конвективная (термическая или динамическая) неустойчивость. Для искусственно вызывания осадков из облака необходимо перевести его из коллоидно-устойчивой системы в коллоидно-неустойчивую. При засеве перечисленными выше реагентами на это затрачивается определенное время, за которое естественный процесс осадкообразования в облаке в результате переноса ветром и турбулентного обмена может существенно измениться и результат засева будет неоднозначным.

Основная цель использования реагентов вызвать небольшими энергетическими воздействиями реализацию энергии атмосферных процессов, в несколько порядков превосходящую исходный импульс. Эти искусственные воздействия предназначены для приведения в действие спускового механизма цепной реакции (триггерного эффекта): перехода атмосферного процесса из неустойчивого (метастабильного) состояния в естественное устойчивое с проявлением какого-либо явления (например, с выпадением или без выпадения осадков). Преимущественное направление использования перечисленных выше реагентов – это оказание воздействия на осадкообразующий механизм в облаках различных форм. Так, в теплых облаках для вы-

падения осадков необходимо интенсифицировать механизм укрупнения капель. В переохлажденных и смешанных – закристаллизовать облачные капли и, используя разность в упругости насыщения между водой и льдом [Матвеев, 1984], вызвать переконденсацию водяного пара с облачных капель на кристаллы для их укрупнения и выпадения в виде осадков. Сформулированные Вегенером, Бержероном и Финдайзеном теоретические основы образования осадков являются физической основой методов АВ на облачные переохлажденные или смешанные системы, расположенные в зоне отрицательных температур [Колосков и др., 2012].

Эксперименты по засеву облаков водным аэрозолем

Эксперименты по засеву облаков каплями воды проводились в США и др. странах. В 40-х и 50-х годах прошлого столетия были проведены опыты по введению в облака капель воды с целью стимулирования образования дождя за счет процесса коагуляции. В опытах вода вводилась в вершину или в основание облака. В вершины облаков вода выпускалась из бака при пролете над ними. Спектр распределения капель по размерам соответствовал медианному размеру капель 1 мм. В результате происходило частичное или полное рассеяние облаков мощностью до 2000 м [Хобс, 1972].

В Австралии в 1952 г. засев проводился каплями радиусом 25 мкм на высоте, превышающей на 300 м высоту нижнего основания облака. В большинстве случаев наблюдались изменения в эволюции засеянных облаков по сравнению с контрольными, из некоторых из них выпадали осадки. Позднее, ученые Чикагского университета описали эксперименты, в которых вода разбрызгивалась в основания теплых облаков над Карибским морем. В этих экспериментах выбирались контрольное и основное облако, которое засевалось каплями при преобладающем диаметре 100 мкм. Засев 32 облаков с введением в облако 500 л воды на 1 км не дал заметного эффекта, при увеличении объема воды до 2700 л на 1 км 22 из 46 засеянных облаков дали осадки. Из контрольных облаков осадки выпадали в 11 случаях [Хобс, 1972].

Количество реагента введенного в основание облака или в его вершину может играть существенную роль в укрупнении капель. Результаты опытов показали, что при определенных условиях засев теплых облаков каплями воды вызывает осадки. Опыты по разбрызгиванию капель размером около 50 микрон в основаниях облаков были успешными. При воздействии на растущие кучевые облака мощностью до 1500 м они рассеивались, оставляя в некоторых случаях полосы падения. При воздействии на более мощные облака выпадал дождь, который по количественной оценке был существенно более сильным, чем дождь, выпадающий из незасеянных облаков. Однако использование засева облаков каплями воды считалось экономически не выгодным, так как требовалось введение внутрь облака большого количества воды. Вследствие этого метод воздействия каплями воды не нашел применения из-за сложности доставки больших объемов реагента в облако и диспергирования одинаковых размеров капель.

При наличии современных самолетов-танкеров типа Ан-32п, Бе-200п, Ил-76п, способных поднять от 8 до 42 т воды и снабженных струйными форсунками, например, Turbotak [Форсунки, 2011], позволяющими распылять из одного галлона воды (3,785 л) свыше семи триллионов ($7,2 \cdot 10^{12}$) капель одного радиуса, этот недостаток устраняется. Рассмотрим более подробно физические основы примене-

ния водного аэрозоля. Для этого проанализируем структуру воды и взаимодействие атмосферных ионов с водным аэрозолем.

Структура капель воды

Поскольку речь идет о фазовых переходах воды, коагуляции и седиментации капель, то естественно провести анализ исследований, касающихся особенностей структуры воды. На основании такого анализа определяются основные положения о структуре воды, которые будут использованы в дальнейших расчётах взаимодействия заряженных частиц (ионов) с молекулами воды при фазовых переходах и укрупнении капель.

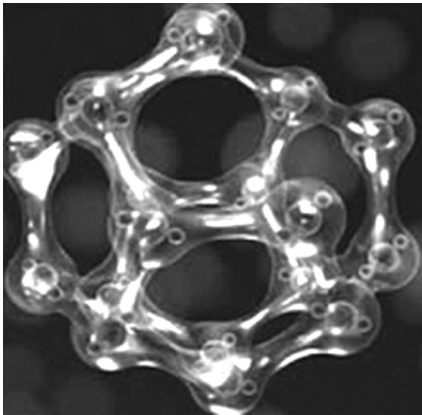


Рис. 1. Капля воды (фото Масару Эмото)

Если допустить, что молекула воды представляет собой «твёрдый шарик» радиусом $1,4\text{Å}$, то площадь, занимаемая одной молекулой, будет равна $6,15 \cdot 10^{-16}\text{см}^2$. На 1см^2 площади вплотную разместились бы $1,63 \cdot 10^{15}$ молекул. На самом же деле молекулы при «плотной упаковке» занимают только 0,53 часть площади и 0,38 часть объёма общей массы воды. На рис. 1 показана капля воды под микроскопом, отчетливо видны отдельные ассоциированные кластеры молекул воды и пустоты между ними [Эмото Масару, 2006].

Заряженные частицы в атмосфере являются основными источниками ионизации воздуха. Атмосферные ионы возникают в результате ионизации, генерируемой космическими лучами, радиоактивностью почвы, воздуха, грозовой активностью и другими факторами, и играют существенную роль в процессах облако- и осадкообразования в естественных условиях. Взаимодействие атмосферных ионов с аэрозольными частицами сопровождается, как правило, конденсационным ростом частиц. Впервые на это обратил внимание С. Вильсон, наблюдая мгновенную конденсацию водяного пара в камере с пересыщением в 400% при введении ионов [Мучник, 1974]. Это означает, что на начальной стадии развития облачности изменение ее физических характеристик тесно связано с атмосферными ионами. На стадиях зрелости и диссипации более существенны коагуляционные и контактные процессы в механизмах осадкообразования и электризации. Влияние заряженных частиц на интенсивность осадков в атмосфере рассматривалось в ряде работ [Мучник, 1974; Стожков, 1996 и др.].

Ионная электризация – один из наиболее исследованных процессов зарядки частиц в атмосфере, однако механизм ионной электризации в облаках не является полностью изученным. У поверхности земли концентрация легких ионов n_1 составляет 10^8м^{-3} при преобладании положительных ионов по разным источникам $n_1/n_2 = 1,1\div 1,2$.

Прохождение атмосферных фронтов и гроз приводит к существенному увеличению концентрации легких ионов, что свидетельствует об интенсивных процессах ионизации в облаках. Ионизация в облаках происходит при разрушении капель,

коронных разрядах между каплями в электрическом поле и других микрофизических процессах. Для рассмотрения взаимодействия ионов с водным аэрозолем необходимо рассмотреть микроэлектрическую неустойчивость капель воды.

Микроэлектрическая неустойчивость мелких капель воды

Избирательные свойства поверхности воды связаны с двойным электрическим слоем (ДЭС) на границе вода-атмосфера. ДЭС на границе вода-атмосфера образуется в результате несимметричности молекулы воды, состоящей из двух разнородных атомов. В результате этого, в поверхностном слое жидкости существует слой ориентированных полярных молекул воды, причем молекулы H_2O на поверхности воды ориентированы отрицательными полюсами наружу, а положительными внутрь. Согласно теории Я.И. Френкеля [Френкель, 1949], избирательная адсорбция ионов поверхностью воды объясняется более легким проникновением отрицательных ионов через двойной электрический слой, чем положительных. Это обусловлено тем, что под влиянием электрического поля ориентированных диполей (на рис. 1 отчетливо видно, что положительные полюсы молекул воды в капле направлены в сторону пустот) отрицательно заряженные ионы, попадающие на водную поверхность, начинают двигаться внутрь жидкости, а положительные ионы остаются на поверхности и могут испаряться также, как и молекулы воды.

В результате различия энергетических затрат на преодоление поверхностного слоя ионами противоположных зарядов по обе стороны от водной поверхности происходит формирование областей с электрическим зарядом противоположного знака, и равного значения, то есть на поверхности возникает ДЭС. Максимальный заряд капель (по модулю), при котором происходит их дробление (предел Рэлея) равен [Райст, 1987]:

$$q_R(r) = \sqrt{64\pi^2 \varepsilon_0 \sigma_{\text{ПВ}} r^3}, \quad (1)$$

где $q_R(r)$ – максимальный заряд капли (по модулю) радиусом r , при превышении которого происходит дробление капли из-за близости одноименных зарядов (предел Рэлея), Кл; ε_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума, равная $8,85418782 \cdot 10^{-12}$ Ф/м; $\sigma_{\text{ПВ}}$ – поверхностная энергия на границе пар – вода при температуре T (при $0^\circ\text{C} = 7,61 \cdot 10^{-2}$ Дж/м²).

Происходит это в силу того, что на поглощение капель ионов (электронов) накладывается дополнительное ограничение, получившее название «предел Рэлея». Известно, что заряженная капля будет испаряться до тех пор, пока внешняя сила электрического поля на поверхности капли не превысит внутреннюю силу ее поверхностного натяжения. Тогда, из-за близости зарядов одного знака капля разлетится на части, образуя несколько более мелких заряженных отрицательно капель [Райст, 1987]. Этот процесс получил название микроэлектрической неустойчивости водного аэрозоля [Козлов и др., 2013]. Для капель различных размеров возможные значения предельных зарядов и пределы Рэлея приведены в Таблице.

Максимальное количество ионов и электронов для капли диаметром 100 мкм составляет $3,47 \cdot 10^{10}$ и $1,72 \cdot 10^9$ соответственно. Для сравнения, на дождевой капле диаметром 10 мм в грозу находится около $4 \cdot 10^8$ элементарных зарядов, что составляет 1% предельного заряда [Райст, 1987]. У испаряющихся капель предел Рэлея понижается с уменьшением размера капли. Поэтому у капель, которые могут испаряться, диаметр будет уменьшаться, пока не составит 0,01 мкм.

**Предельное число элементарных зарядов на частице
[Райст, 1987]**

Предел	Диаметр частиц, мкм		
	0,01	1,0	100
Предел Рэлея	$4,45 \cdot 10$	$4,45 \cdot 10^4$	$4,45 \cdot 10^7$

Баллоэлектрический эффект

Впервые электризация жидкости при дроблении была замечена у водопадов Швейцарии в 1786 году. С 1913 года явление получило название баллоэлектрического эффекта [Арабаджи, 1973]. Наибольшая электризация воздуха наблюдается при разбрызгивании чистой воды. С увеличением концентрации примесей, электризация уменьшается и далее меняет знак (в естественных условиях, например, у берегов морей и над морской поверхностью). Выход электричества различен при разбрызгивании капель разной величины. Для капли диаметром 4,4 мм при скорости падения 6,8 м/с высвобождается заряд $0,89 \cdot 10^{-12}$ Кл/см³, в то время как для капли диаметром 0,4 мм при скорости падения 4 м/сек отдача заряда составляет 10^{-12} Кл/см³. При наибольшей интенсивности разбрызгивания наблюдается выход заряда порядка 10^{-10} Кл на каплю [Арабаджи, 1973].

Баллоэлектрический эффект наблюдается только у дипольных жидкостей. Основной причиной эффекта является наличие на поверхности жидкости слоя ориентированных диполей, которые создают двойной электрический слой внутри жидкости. Электрическое поле диполей простирается на некоторую глубину внутрь жидкости и концентрирует вблизи ее границ свободные заряды.

Так как при разбрызгивании жидкостей образуются пузыри, в тонкой пленке которых заряд поверхности жидкости уже не будет скомпенсирован зарядом внутренних слоев, в воздух вместе с мельчайшими частицами жидкости уходит и избыточный заряд тонкой пленки пузырей. При адсорбции поверхностью жидкости свободных зарядов из ее внутренних слоев происходит уменьшение эффективной величины электрического поля внутреннего двойного электрического слоя и, затем, изменение его знака. Этим объясняется изменение знака электризации при дроблении дипольных жидкостей с добавлением к ним примесей [Френкель, 1949]. И.М. Имянитов отмечает, что баллоэлектрический эффект водяных капель может иметь место только в крупнокапельных осадках [Имянитов и др., 1971].

Конвективные теплые облака, из которых не выпадают осадки, представляют собой коллоидальную устойчивую систему. Процесс перехода мощных конвективных облаков из состояния коллоидально-устойчивых в коллоидально-неустойчивые может происходить искусственно вызванным путем. К искусственным методам следует отнести, в частности, инициирование баллоэлектрического эффекта, который возникает в результате электризации капель при разбрызгивании в облаке.

Неустойчивость капли наступает при радиусе $\geq 2,5$ мм. Наблюдения показывают, что капли радиусом $> 2,5$ – $3,2$ мм в облаках не встречаются – они сплющиваются и разрушаются, образуя большое число более мелких капель [Матвеев, 1984]. В лабораторных опытах капли диаметром более 5 мм разбрызгиваются за очень малый промежуток времени. Для капель 4,25–6,25 мм, падающих в спо-

койном воздухе, число брызг по лабораторным измерениям колеблется от 3 до 97 (в среднем 30–40). При разбрызгивании образуется несколько капель радиусом около 1 мм и относительно большое число мелких капель. Крупные капли выпадают в виде дождя или ливня, а мелкие поднимаются в восходящем потоке к вершине облака, укрупняясь до критических размеров в результате микроэлектрической неустойчивости. Такая цепная реакция может происходить от 3 до 6 раз с постепенным затуханием по мере вымывания водности из облака. Этот процесс занимает до 30 мин, то есть соответствует времени жизни конвективной ячейки [Матвеев, 1984].

Баллоэлектрический эффект наблюдается только у дипольных жидкостей. Основной причиной эффекта является наличие на поверхности жидкости слоя ориентированных диполей, которые создают двойной электрический слой. Электрическое поле диполей простирается на некоторую глубину внутрь жидкости и концентрирует вблизи ее границ свободные заряды. Применение баллоэлектрического эффекта сдерживалось необходимостью доставки к вершине облака большого количества воды. Современные самолеты пожарной авиации Ан-26п, Ан-32п, Бе-200п, Ил-76п поднимают от 4 до 40 т. Количество осадков искусственно вызванных путем баллоэлектрического эффекта может превысить количество израсходованной воды на несколько порядков [Козлов и др., 2013].

Для искусственного регулирования осадков необходимо иметь представление о температурном режиме облачности, стадии развития (образование, стабилизация, диссипация), фазовом состоянии (жидкокапельное, кристаллическое, смешанное) и о механизме осадкообразования различных осадкообразующих облаков. По данным самолетного зондирования облачной атмосферы, в среднем за год осадки выпадают из облаков смешанной фазы – 46%, из водяных облаков – 36%, из чисто кристаллических – 18%. Осадки из водяных облаков составляют летом 62%, зимой уменьшаются до 26% [Дубровина, 1982]. Это подтверждает гипотезу о многообразии механизмов осадкообразования, воздействия на которые проводят с учетом высоты верхней границы облака ($H_{вр}$), мощности облака (ΔH), вертикальной скорости воздуха (W) и размера частиц реагента (r_0). Устройство для реализации метода искусственного регулирования осадков состоит из размещенных на борту воздушного судна аппаратуры для измерения метеорологических величин в свободной атмосфере, емкостей с водой, форсунок для диспергирования воды в атмосферу. Блок-схема устройства приведена на рис. 2.

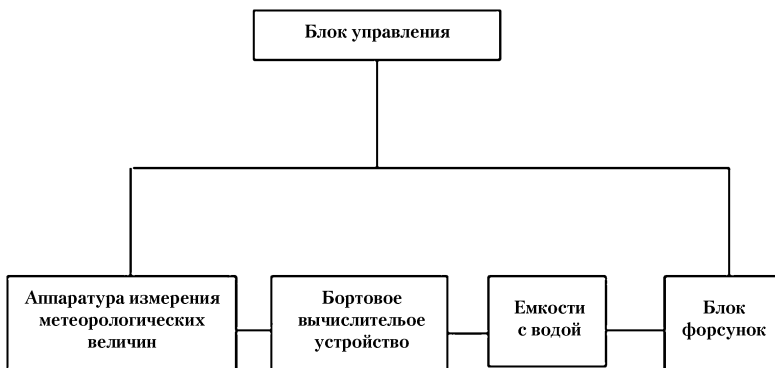


Рис. 2. Блок-схема устройства для вызывания осадков [Козлов, Коршун, 2015]

Воздушное судно с бортовым вычислительным устройством и блоком управления имеет возможность работать автономно или с наземным пунктом управления по каналу связи с метеорологическим радиолокатором [Козлов, Коршун, 2015; Тertyшников, 2013]. Применение баллоэлектрического эффекта для искусственного вызывания осадков может иметь чрезвычайное значение для предотвращения и снижения ущерба при прогнозировании и мониторинге чрезвычайных природных ситуаций [Тertyшников, 2013], в частности, при борьбе с лесными пожарами, преодолении засушливых явлений в сельскохозяйственном производстве, наполнении водохранилищ при гидрологической засухе.

Выводы

Предлагаемый метод предназначен для искусственного вызывания осадков, предотвращения (ослабления) засушливых явлений, повышения урожайности сельскохозяйственных культур, снижения класса пожарной опасности лесов, тушения лесных пожаров, увеличения водозапаса в водохранилищах, создания благоприятных погодных условий в крупных городах при проведении массовых мероприятий.

Теоретическим обоснованием метода является использование баллоэлектрического эффекта для инициирования триггерного эффекта, известного в геофизических системах при реализации энергии неустойчивости, в частности, при фазовых переходах воды в атмосфере, образовании и выпадении осадков. Для искусственного вызывания осадков используется естественный природный реагент – крупные капли воды, что экологически безопасно и рентабельно. Метод реализуем с любого класса воздушных судов.

Литература

- Арабаджи В.И.* Загадки простой воды. М.: «Знание». 1973. 95 с.
- Дубровина Л.С.* Облака и осадки по данным самолетного зондирования. Л.: Гидрометеоздат. 1982. 216 с.
- Имянитов И.М., Чубарина Е.В., Шварц Я.М.* Электричество облаков. Л.: ГМИ, 1971. 94 с.
- Козлов В.Н., Емельянова Н.А., Коршун Н.А.* Искусственное регулирование осадков. Saarbrücken Deutschland. Изд.: LFP LAMBERT Academic Publishing. ISBN 978-3-659-46160-6. 2013. 372 с.
- Козлов В.Н., Коршун Н.А.* Способ и устройство искусственного регулирования осадков. Патент РФ № 2563933 от 28.08.2015. Заявка № 2013107400 от 19.02.2013.
- Колосков Б.П., Корнеев В.П., Шукин Г.Г.* Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов. СПб.: Изд. РГТМУ. 2012. 342 с.
- Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии // Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 640 с.
- Мучник В.М.* Физика грозы. Л.: ГМИ. 1974. 351 с.
- Райст П.* Аэрозоли. М.: Мир. 1987. 278 с.
- Стожков Ю.И., Покревский П.Е., Зулло Ж. мл. и др.* Воздействие потоков заряженных частиц на интенсивность осадков // Геомагнетизм и аэрономия. 1996. Т. 36, № 4. С. 211–216.

Тертышников А.В. Основы мониторинга чрезвычайных ситуаций. Москва, 2013. 261 с.

Тертышников А.В. Организация прогнозирования природных чрезвычайных ситуаций. Москва, 2013. 268 с.

Форсунки Turbotak [Электронный ресурс] URL:<http://www.turbosonic.com/products/nozzles/turbotak> (дата обращения 19.03.2011).

Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. Л. М.: ГИТТЛ. 1949. 155 с.

Эмото Масару. Послание воды. Минск.: Изд. «Попурри». 2006. 144 с.

Хоббс Р.У. Научные основы, методы и результаты активных воздействий на облака / Изменение погоды человеком. М.: Изд. Прогресс. 1972. С. 48–63.

Научное издание

ТРИГГЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ГЕОСИСТЕМАХ

Материалы третьего Всероссийского семинара-совещания
г. Москва, 16–19 июня 2015 г.

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

Редактор
Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 00.00.2015
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 00,0.
Тираж 000 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”», ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6