Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер Российской академии наук

На правах рукописи

Остапчук Алексей Андреевич

РЕЖИМЫ МЕЖБЛОКОВОГО СКОЛЬЖЕНИЯ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ

Специальность 25.00.10

«Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук

> Научный руководитель: доктор физ.-мат. наук, профессор Г.Г. Кочарян

Москва - 2016

оглавление

ОГЛА	АВЛЕ	ЕНИЕ	2						
BBE	JEH	IE	4						
ГЛАІ	BA 1.	СТРУКТУРА РАЗЛОМНЫХ ЗОН И СПЕКТР ДЕФОРМАЦИОННЫХ							
СОБЫТИЙ,	ПРИ	УРОЧЕННЫХ К НИМ	10						
1.1.	Ана	Анализ сведений о строении разломных зон и соотношениях между параметрами							
разломов			10						
1.2.	Оти	крипа до землетрясения – способы реализации энергии деформации,							
запасенной	в земі	зой коре	18						
1.3.	Сей	смогенная структура разломных зон сдвигового типа	26						
1	.3.1.	Каталог землетрясений	26						
1	.3.2.	Анализ распределения сейсмичности локальных участков разломной зонь	Ы						
Сан-Анд	ipeac,	Калифорния	29						
1.4.	Вын	зоды к главе 1	39						
ГЛАІ	BA 2.	ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ							
СКОЛЬЖЕН	ния і	ТО ГРАНИЦАМ МЕЖДУ БЛОКАМИ ГОРНОЙ ПОРОДЫ	40						
2.1.	Mer	содика проведения лабораторных исследований в постановке «слайдер»-							
модели			41						
2.2.	Pea.	пизация различных типов межблоковых перемещений и закономерности							
изменения п	арам	етров контакта в процессе сдвига	44						
2	.2.1.	Различные типы межблоковых перемещений	45						
2	.2.2.	Изменение параметров контакта в ходе цикла нагружения	48						
2.3.	Зак	эномерности формирования различных типов динамических событий	54						
2	.3.1.	Трансформация деформационного режима (многокомпонентные среды)	56						
2	.3.2.	Влияние геометрии межблокового контакта на параметры режима	61						
2.4.	Исс	ледование излучательной эффективности динамических событий	62						
2.5.	Изм	енение параметров режима деформирования при внешнем вибрационном							
воздействии	[66						
2.6.	Maj	юмасштабные полевые эксперименты в постановке «слайдер»-модели	70						
2	.6.1.	Методика проведения полевых экспериментов	70						
2	.6.2.	Различные режимы деформирования	71						
2	.6.3.	Различные типы динамических событий	74						
2	.6.4.	Изменение режима деформирования в процессе сдвига	77						

2.7. Выводы к главе 2							
ГЛАВА З. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ДЕФОРМИРОВАНИЯ НАРУШЕНИЙ							
СПЛОШНОСТИ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ							
3.1. Методика проведения деформационных измерений							
3.2. Деформационный мониторинг нарушений сплошности на дневной поверхности 84							
3.2.1. Структурное нарушение в зоне влияния Ангарского надвига							
3.2.2. Структурное нарушение в зоне влияния Приморского разлома							
3.3. Деформационный мониторинг нарушений сплошности в штольне							
сейсмостанции Талая							
3.4. Выводы к главе 3							
ГЛАВА 4. ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ							
РЕЖИМОВ МЕЖБЛОКОВОГО СКОЛЬЖЕНИЯ 100							
4.1. Процесс самоорганизации тонкого гранулированного слоя при сдвиге 101							
4.2. Формирование контактных пятен и их эволюция 104							
4.2.1. Упругое деформирование контактных пятен 105							
4.2.2. Разрушение контактных пятен 107							
4.2.3. Изменение силы сопротивления межблокового контакта							
4.3. Особенности формирования различных режимов межблокового скольжения 109							
4.4. Излучательная эффективность очагов сейсмических событий 113							
4.4.1. Жесткость разлома и излучательная эффективность очага 115							
4.5. Выводы к главе 4118							
ЗАКЛЮЧЕНИЕ119							
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 121							
ПРИЛОЖЕНИЕ А. РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ							
МАТЕРИАЛОВ-ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ, ПРОВОДИМЫЕ ФГУП «ВИМС» 134							

введение

Науки, которые не родились из эксперимента, этой основы всех познаний, бесполезны и полны заблуждений. Леонардо да Винчи

В науках о Земле решение научных и инженерных задач неизбежно связано с применением моделей строения и деформирования массива горных пород. Такие модели используются при разработке месторождений полезных ископаемых, проектировании и строительстве подземных и наземных сооружений, при рассмотрении процессов излучения и распространения сейсмических волн в земной коре, прогнозе землетрясений. Так или иначе, любой процесс, протекающий в твердой Земле, естественный или техногенный, связан с деформированием среды: движение литосферных плит, земные приливы, землетрясения, добыча полезных ископаемых, подземные и наземные взрывы и т.д.

Нарушенность земной коры является главной структурной особенностью, влияющей на различные физические процессы. Крупные разломы делят земную кору на геоблоки. Внутри геоблоков можно выделить разломы и трещины меньшего ранга, которые являются границами более мелких и более прочных областей. В своей эволюционной схеме, предложенной 105 лет назад, Г. Рейд впервые аргументировано изложил гипотезу о приуроченности землетрясений к разломам земной коры (модель упругой отдачи) (Reid, 1910). Хотя эта точка зрения в течение столетия завоевала господствующее положение в сейсмологии, соблазн использования развитых математических соотношений для сплошной среды был столь велик, что большинство существующих моделей очага землетрясения оказалось основано на представлениях, связанных с образование и развитием либо отдельной трещины, либо их систем. Были разработаны дилатантно-диффузионная модель (Scholz et al., 1973), модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (Мячкин и др., 1975), консолидации среды (Добровольский, 1991) и многие другие. С точки зрения механики, противоречия между моделями землетрясений, основанных на представлениях о сплошной и нарушенной средах, не столь велики. «Трещинная» и «фрикционная» прочности горных пород на больших глубинах отличаются не очень значительно, а математические соотношения в применяемых моделях часто похожи. Так, например, соотношения, определяющие известную зависимость трения горных пород от времени, смещения и скорости деформации, так называемая "Rate and State" модель (Deiterich, 1978; Ruina, 1983), идентичны соответствующим уравнениям, описывающим процесс развития трещины при стресс-коррозии (Kanamori, Brodsky, 2004). Иное дело – пространственная структура сейсмичности. Здесь, для того, чтобы объяснить расположение

очагов, не обойтись без введения выраженных неоднородностей разного масштаба: границ плит, разломных зон, тектонических трещин и т.д.

Долгое время предполагалось, что накопившиеся избыточные напряжения в массиве горных пород снимаются либо посредством землетрясений при «мгновенном» срыве заблокированных участков, либо через непрерывное асейсмическое скольжение. Типичная скорость асейсмического крипа по разломам составляет величину порядка нескольких сантиметров в год (Касахара, 1985).

В последние 20 лет наблюдается новый этап развития исследований природы деформационных процессов в земной коре. Качественное переоснащение наблюдательных технологий в науках о Земле, развитие и широкое применение цифровой широкополосной сейсмической аппаратуры, GPS – наблюдений, высокоточной деформометрии, многоцелевых скважинных зондов привело к появлению большого объема наблюдательного материала, нуждающегося в адекватной интерпретации. Одним из важных достижений, полученных при помощи новых методик, является обнаружение и доказательство существования различных режимов межблоковых перемещений вдоль разломов (Peng, Gomberg, 2010).

Открытие и исследование в последние 10-25 лет таких явлений, как низкочастотные землетрясения, очень низкочастотные землетрясения, эпизодический невулканический тремор и эпизоды медленного скольжения в значительной степени изменяют наше понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры. При этом землетрясения и медленные движения по разломам одними авторами воспринимаются как физически разные явления (Ide et al., 2007b), в то время как другие считают их звеньями единого ряда деформационных явлений от крипа до землетрясения (Peng, Gomberg, 2010; Кочарян, 2015). Необходимо подчеркнуть, что медленные, низкочастотные события могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Так, например, колебания с периодами десятки секунд неоднократно регистрировались при подвижках ледников (Ekström et al., 2003), а эпизоды медленного скольжения – при сдвижении пород вдоль склонов (Psakhie et al., 2007; Tonnellier et al., 2013).

В России систематические исследования необычных движений по разломам почти не проводились. Можно отметить лишь известные работы Ю.О. Кузьмина (Кузьмин, 1996, 2014; Kuzmin, 2009), а также сейсмологические наблюдения прежних лет (Ю.В. Ризниченко, Т.Г. Раутиан, Н.В. Шебалин, А.А. Маловичко и др.), в которых отмечалось проявление «мягких» и «жестких» очагов событий при регистрации естественной и индуцированной сейсмичности (Ризниченко, 1974; Шебалин, 1997; Маловичко, Маловичко, 2010; и др.).

Различные исследования, посвященные переходным деформационным явлениям, сформировали несколько научных направлений, в рамках которых ведется их изучение. В

первую очередь, это интенсивное накопление данных инструментальных наблюдений. Так, например, с этой целью с 2005 по 2007 гг. количество широкополосных сейсмических станций на северо-западе США увеличилось многократно (Gomberg et al, 2010); регулярно проводятся геодезические и деформометрические наблюдения (Smith, Gomberg, 2009; Yoshioka et al, 2015). Одним из направлений исследований является увеличение чувствительности аппаратуры для инструментального обнаружения асейсмических и «инфрасейсмических» событий и разработка методов локации данных источников (Rubinstein et al, 2010). В рамках ряда международных проектов проводится бурение разломных зон с целью исследования их внутренней структуры (Tobin et al., 2007; Chester et al, 2013; Saffer, Wallace, 2015). Отдельным направлением является физическое моделирование и построение физически обоснованных геомеханических и численных моделей формирования различных мод деформирования и характерных для них сейсмических режимов (Rubin, Ampuero, 2005; Kaproth, Marone, 2013).

Несмотря на то, что исследованию разломных зон посвящено, возможно, наибольшее количество публикаций в науках о Земле, закономерности трансформации одного режима деформирования в другой остаются практически неисследованными. Более того, задача понимания механизма деформирования разломных зон является приоритетной задачей сейсмологии и геомеханики (Lay et al., 2009).

Целью данной работы является экспериментальное исследование закономерностей реализации различных режимов межблокового скольжения и разработка модели их возникновения и трансформации.

Актуальность работы. В науках о Земле одной из важных является проблема эволюции деформационных режимов на различных участках разломных зон земной коры. Зачастую при внешней схожести напряженного состояния и структуры разломов, реализуются совершенно разные деформационные моды – от асейсмического крипа до динамических срывов (землетрясений и горно-тектонических ударов). Выявление закономерностей формирования различных режимов деформирования необходимо при решении многих фундаментальных и прикладных задач сейсмологии, механики разломообразования, сейсмотектоники, горных наук.

Основными задачами исследования являются:

- Анализ имеющихся сведений о параметрах разломных зон и определение закономерностей локализации очагов слабой сейсмичности в зоне влияния разломов;
- Установление закономерностей формирования и трансформации различных режимов межблокового скольжения в результате выполнения лабораторных и полевых экспериментов;
- Выявление особенностей деформирования природных нарушений сплошности на основе данных деформационного мониторинга;

 Разработка геомеханической модели формирования и трансформации различных режимов межблокового скольжения.

Научная новизна результатов, полученных в диссертации состоит в том, что впервые в эксперименте детально исследован процесс трансформации режимов скольжения по нарушениям сплошности массива горных пород; разработана новая модель формирования различных режимов межблокового скольжения, описывающая основные режимы деформирования и эффекты их трансформации в рамках единого подхода.

Практическая значимость. Полученные в диссертации результаты способствуют более глубокому пониманию механики деформационных процессов, происходящих в земной коре на разном масштабном уровне. Выявленные закономерности возникновения и эволюции различных режимов скольжения по разломам и развитые основы новой модели могут быть использованы при постановке и проведении фундаментальных и прикладных исследований, направленных на разработку инженерных методов снижения ущерба от техногенных землетрясений при разработке месторождений полезных ископаемых, строительстве и эксплуатации крупных подземных сооружений.

Достоверность полученных результатов обеспечивается значительным объемом экспериментальных данных, полученных с помощью апробированных методик измерений, регистрации и обработки рядов данных, тщательным анализом имеющихся опубликованных сведений, сопоставлением полученных результатов исследования с существующими представлениями, результатами численных расчетов и аналитическими оценками.

Личный вклад автора заключается в постановке и проведении экспериментов, обработке полученных данных и анализе полученных результатов. Автором разработана геомеханическая модель, выносимая на защиту. В работах, посвященных анализу геологических и сейсмологических данных, выполненных с соавторами, автор диссертации участвовал во всех стадиях выполнения работ.

Защищаемые положения:

- Активные деформационные процессы в разломных зонах, сопровождающиеся сейсмичностью, локализуются в узких областях, ширина которых в диапазоне длин разломов L = 10−100 км составляет величину порядка (10⁻² −10⁻³)·L. Для зон ветвления разломов степень локализации деформаций существенно ниже. Как правило, меньшая сейсмогенная ширина разломной зоны свидетельствует о более высокой интенсивности деформационных процессов.
- В условиях скоростного разупрочнения контакта бортов разлома, режим скольжения определяется соотношением двух параметров, которые могут быть определены из результатов сейсмологических наблюдений – сдвиговой жесткости разлома и жесткости

вмещающего массива. Сдвиговая жесткость разлома является макроскопическим параметром, интегрально учитывающим структуру и деформационные свойства нарушения сплошности, и весьма чувствительна к изменению этих свойств.

- Эпизоды деформации нарушений сплошности массива горных пород, имеющие продолжительность от нескольких секунд до многих суток и обладающие фазами нарастания скорости, торможения и покоя, являются типичным явлением в широком диапазоне структурных параметров.
- Вариация сдвиговой жесткости отдельных участков разломной зоны является одним из наиболее вероятных механизмов, регулирующих долю энергии, излучаемой при землетрясении.
- Разработанная геомеханическая модель формирования и трансформации различных режимов межблокового скольжения, основанная на представлениях о том, что режим деформирования определяется мезоструктурой центральной части разлома и особенностями контактного взаимодействия геоматериала в областях концентрации напряжений.

Апробация результатов диссертации. Основные положения работы докладывались на 10 российских и 6 международных конференциях: 53-ей, 54-ой, 55-ой, 56-ой и 58-ой научных конференциях МФТИ (г. Москва, 2010-2013, 2015 гг.), III Тектонофизической конференции в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле» (г. Москва, 2012 г.), Объединенной Ассамблее Общества стран Азии и Океании по геонаукам и Американского геофизического союза (г.Сингапур, Сингапур, 2012 г.), IX международной школе-семинаре «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород» (г. Иркутск, 2013 г.), Третьей и Четвертой молодежных тектонофизических школе-семинарах (г.Москва, 2013, 2015 гг.), Втором и Третьем Всероссийском семинар-совещаниях «Триггерные эффекты в геосистемах» (г. Москва, 2013, 2015 гг.), Сенеральной Ассамблее 2014 года Европейского геофизического союза (г. Вена, Австрия, 2014 г.), 20-ой международной конференции по деформационным механизмам, реологии и тектонике (г. Аахен, Германия, 2015 г.), Чапменской конференции Американского геофизического союза по явлениям медленного скольжения (г. Икстапа, Мексика, 2016 г.), а также на научных семинарах ИДГ РАН 2012-2016 гг.

Материалы диссертации опубликованы в 24 научных статьях, в том числе 9 статьях, входящих в список ВАК.

Исследования проводились в рамках выполнения работ по Государственному заданию ИДГ РАН, при поддержке Российского научного фонда (грант №14-17-00719) и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№10-05-01064, 13-05-00780).

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, четырех разделов и заключения, изложенных на 135 страницах, включая 70 рисунков, 6 таблиц, 1 приложение и список литературы из 171 наименования.

В первой главе проведен анализ опубликованных геологических сведений о строении разломных зон и закономерностях процесса их деформирования; исследована сейсмогенная структура нескольких участков разломных зон, расположенных в системе разломов Сан-Андреас; и проведено сопоставление результатов геологических и сейсмологических данных.

Вторая глава посвящена лабораторным и полевым исследованиям различных режимов межблокового скольжения. Описаны методика проведения работ и полученные данные, проведен анализ полученных результатов.

Третья глава посвящена описанию методики проведения деформационного мониторинга разломной зоны и анализу результатов измерений 'in situ'.

В последней, четвертой, главе на основе данных лабораторных и полевых экспериментов, деформационного мониторинга и анализа опубликованных данных разработана модель формирования и трансформации различных режимов межблокового скольжения и проведено её параметрическое исследование.

Основные выводы сформулированы в конце каждой главы и в заключении.

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю доктору физ.-мат. наук, профессору Г.Г. Кочаряну за большую помощь в выполнении работы, признательность канд. физ.-мат. наук. В.К. Маркову, канд. физ.-мат. наук. Д.В. Павлову, и всем сотрудникам лаборатории Деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН за помощь в проведении лабораторных и полевых экспериментов. Автор благодарен главному научному сотруднику ИЗК СО РАН д-ру геол.-минерал. наук. В.В. Ружичу за предоставленную возможность совместного проведения полевых экспериментов и обсуждение полученных результатов.

ГЛАВА 1. СТРУКТУРА РАЗЛОМНЫХ ЗОН И СПЕКТР ДЕФОРМАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ, ПРИУРОЧЕННЫХ К НИМ

Нарушения сплошности занимают лишь малую долю объема земной коры, но именно их наличие определяет многие происходящие в ней процессы. Разломные зоны характеризуются дискретностью, анизотропностью и гетерогенностью структуры. Установление взаимосвязей между строением разломных зон и пространственно-временным распределением сейсмичности является одной из центральных задач как физики очага землетрясения и разломообразования, так и сейсмологии.

Исследование строения разломных зон проводится геолого-геофизическими методами в шахтах и на обнажениях на дневной поверхности, путем изучения кернов и ГИС методами при бурении разломных зон, сейсмологическими методами. Совершенно ясно, что не имеет смысла рассматривать характерные значения структурных параметров разломов без привязки к конкретному классу решаемых задач. При исследовании закономерностей процесса деформирования разломных зон важным является пространственно-временной анализ естественной сейсмичности – как одного из проявлений деформационных процессов, происходящих на современном этапе.

1.1.Анализ сведений о строении разломных зон и соотношениях между параметрами разломов

Разломные зоны (крупные разломы) являются сложно структурированными объектами, состоящими из соединяющихся отдельных сегментов, которые, в свою очередь, включают одну или несколько плоскостей скольжения, зону интенсивных деформаций, оперяющие трещины и другие структурные элементы. Отдельные разломы могут претерпевать сильные структурные изменения на небольших расстояниях (Smith et al., 2013). Архитектура разломных зон зависит от многих параметров: глубина формирования, свойства вмещающих пород, тектоническая обстановка и др. (Семинский, 2003; Faulkner et al., 2003; Blenkinsop, 2008; Gudmundsson et al., 2010; Ребецкий, Михайлова, 2011; Стефанов и др., 2013).

Изучение крупных разломов приводит разных исследователей (Рац, Чернышев, 1970; Шерман, 1977; Sibson, 2003; Faulkner et al., 2003; Семинский и др., 2010) к примерно одной и той же концептуальной модели их строения (рисунок 1.1).



Рисунок 1.1 – Структура разломной зоны в плоскости поперек разлома (не масштабировано): 1 – вмещающие ненарушенные породы, 2 – зона влияния, 3 – центральная часть разлома, 4 – магистральный сместитель.

На периферии разлома находится зона влияния (англ. damage zone) толщиной от метров до сотен метров, однако может быть и более километра для зон пластического течения, испытавших большие перемещения. Зона влияния ассоциируется обычно с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин. Структура этой зоны, содержащей вторичные разрывы и трещины, обусловлена процессами зарождения, распространения и длительной эволюции разломной зоны (Segall, Pollard, 1980; Cowie, Shipton, 1998; Pachell, Evans, 2002). Данную область иногда разделяют на подзоны интенсивной и повышенной трещиноватости (Семинский и др., 2010). Многими авторами зона влияния рассматривается как область с наибольшими вариациями различных геофизических полей (Hoffmann-Rothe et al., 2004; Адушкин и др. 2014). Из-за отсутствуя общепринятого критерия определения границы зоны влияния разлома, используется большое количество различных критериев. Среди них, например, расстояние, на котором степень трещиноватости ставновится близкой к плотности трещин во вмещающем массиве (Семинский и др., 2010; Riley et al., 2010), расстояние, на котором наблюдается резкое уменьшение плотности трещин (Savage, Brodsky, 2011), расстояние, на котором наблюдается первое появление ненарушенной области массива (Schueller et al., 2013) или, например, граница складок волочения (Berg, Skar, 2005). В зависимости от свойств массива закономерности изменения плотности трещин существенно изменяются. Так, если для низкопористого массива наблюдается экспоненциальный рост плотности трещин по мере приближения к центру (Mitchell, Faulkner, 2009), то для высокопористого массива плотность трещин остается почти постоянной (Shipton, Cowie, 2010). Кроме этого закономерность изменения трещиноватости вдоль профиля нормального к плоскости разлома может нарушаться вследствие наличия вторичных разрывов.

Хрупкая фрагментация материала вмещающего массива интенсифицируется по направлению к центральной части разлома (англ. fault core). В отличие от зоны влияния, для

которой характерно в основном растрескивание вмещающих пород, центральная часть разлома характеризуется наличием глинки трения, катаклазитов, ультракатаклазитов и иногда брекчии. В ряде случаев выделяют переходную зону (англ. alteration zone), которая, в сравнении с зоной влияния, характеризуется наличием измененных минералов. В центральной зоне разлома происходит накопление основной доли катакластических деформаций. В зависимости от ряда факторов деформации могут быть распределены либо равномерно поперек центральной части разлома, либо локализованы в одной или нескольких зонах магистрального сместителя (англ. principal slip zone) (Faulkner et al., 2003, Стефанов и др., 2009). Картина с несколькими субпараллельными магистральными сместителями чаще наблюдается вблизи свободной поверхности (рисунок 1.2).



Рисунок 1.2 – Схематическое изображение структуры разломной зоны в вертикальной плоскости (не масштабировано).

В разломных зонах, центральная часть которых выполнена катакластическими породами, косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования. Исключение составляют те участки, где в процессе сейсмогенной подвижки имело место фрикционное плавление с образованием псевдотахилитов. Поскольку прочность последних зачастую весьма высокая, то последующие разрывы происходят «в обход» залеченных расплавом участков трещины.

Степень локализации межблоковых перемещений существенно зависит от вида деформационного процесса. При медленном асейсмическом крипе центральная зона представляет собой смесь индивидуальных сместителей и зон распределенных сдвиговых деформаций (Burford, Harsh, 1980). Толщина центральной части, в среднем, не превышает 10 м, однако для разломов, характеризующихся большой амплитудой смещения и сложной структурой, может принимать и большие значения (Chester et al., 1993; Wibberley, Shimamoto, 2003). Например, на участках асейсмического крипа разломов Хейвард (англ. Hayward) и Сан-Андреас (англ. San Andreas) толщина зоны интенсивных деформаций изменяется от метров до десятков метров при среднем значении около 15 м на поверхности (Sibson, 2003; Lienkaemper et al., 1991; Bilham, Whitehaed, 1997).

Существенно более высокая степень локализации деформаций наблюдается В сейсмически активных разломных зонах, где большая часть деформаций имеет, предположительно, косейсмический характер. Так исследование разломов сдвигового типа Панчбол (англ. Punchbowl) И Сан-Габриель (англ. San Gabriel) Калифорнии В продемонстрировало вариации толщины магистрального сместителя в пределах 1-10 см. При этом кумулятивное смещение вдоль этих разломов составляет первые десятки километров (Chester et al., 1993; Chester, Chester, 1998; Schulz, Evans, 2000). Ф.М. Честер и Дж.С.Честер показали, что на одном из участков разлома Панчбол из 10 км сдвига лишь 100 м локализованы в зоне влияния толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового слоя толщиной от 4 см до 1 м. Внутри ультракатаклазитового слоя обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, которая служила поверхностью магистрального сместителя при последних нескольких километрах перемещения. Поверхность магистрального сместителя представляет собой слой ультракатаклазитов толщиной около 1 мм толщиной (Chester et al., 2005). Исследование структуры Японского желоба, показало, что при землетрясении Тохоку-Оки М_W=9.0 косейсмические деформации амплитудой 50 м были локализованы в узкой зоне толщиной менее 5 м (Chester et al., 2013).

Зона магистрального сместителя индивидуального разлома редко может быть прослежена более чем на несколько сотен метров, хотя предполагается, что их протяженность может достигать нескольких километров (Sibson, 2003). В процессе эволюции на окончаниях разломов могут наблюдаться зоны расщепления типа «конского хвоста», эшелоны трещин, бифуркации и т.п. (Семинский, 2003). Образование же крупных разломных зон происходит в результате роста и объединения более мелких (Walsh et al., 2003; Childs et al., 2009). Данный процесс может сопровождаться формированием различных зон сгибов или зон распределенных катакластических деформаций (рисунок 1.3).



Рисунок 1.3 – Схема «взаимодействия» магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций.

Многие авторы сходятся во мнении о существовании корреляционных связей между длиной разлома *L*, шириной разломной зоны *W* и амплитудой смещения по разрыву *D*. Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = \alpha \cdot D^a \,, \tag{1.1a}$$

$$D = \beta \cdot L^b, \tag{1.16}$$

$$W = \chi \cdot L^c \,. \tag{1.1B}$$

Как правило, оценки разных авторов дают значения коэффициентов a, b ,c близкие к 1 (Шерман и др., 1983; Hull, 1988), но из-за большого разброса экспериментальных значений на несколько порядков некоторыми авторами высказываются существенные сомнения в пригодности соотношений 1.1а-в (Savage, Brodsky, 2011). Кроме этого, эксперименты, представленные в работе (Кочарян, Кулюкин, 1994) показывают, что на различных стадиях деформирования корреляционные связи между амплитудой смещения и шириной разлома отличаются.

На рисунке 1.4 приведены данные нескольких работ, направленных по установлению соотношений между параметрами разломных зон. Можно видеть, что в представленной выборке достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшого масштаба L < 500-1000 м. В этом интервале амплитуда смещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов дает соотношение (коэффициент корреляции R=0.83):

$$D = 0,002 \cdot L^{0.93}, \tag{1.2a}$$

во втором интервале L > 500 - 1000 м наилучшее приближение (R=0.91):

$$D = 0,0003 \cdot L^{1,45}. \tag{1.26}$$

Вероятно, выявленные изменения скейлинговых свойств обусловлены различными стадиями развития разломных зон: при L > 500-1000 м разломные зоны являются сформировавшимися (англ. mature fault), при L < 500-1000 м – несформировавшимися.

Переход к стадии сформировавшегося разлома соответствует этапу деформирования, на котором происходит переход на запредельную ветвь реологической кривой – в стадию фрикционного разупрочнения и остаточной прочности (Семинский, 2003). Критерием данного перехода можно считать относительное смещение берегов разлома в 20 и более раз превосходящие величины предельного смещения D_p , для оценки которого в геомеханике используется эмпирическое соотношение, например, (Barton et al, 1985):

$$D_{p} = \frac{L_{0}}{500} \cdot \left(\frac{JRC}{L_{0}}\right)^{0.33} [M], \qquad (1.3)$$

где L_0 [м]– размер сдвигаемого блока, а JRC – коэффициент шероховатости поверхности разлома и трещины [Barton, Choubey, 1977]. Пологая для определенности JRC=5, а в качестве параметра L_0 использовать длину разлома L, то критерий сформировавшегося разлома будет иметь вид:

$$D > 0.1 \cdot L^{2/3}. \tag{1.4}$$

Можно видеть, что данный критерий достаточно хорошо объясняет изменение скейлинговых свойств параметров разломных зон. Отметим, что аналогичный эффект изменения скейлинговых соотношений отмечался в работе (Kolyukhin, Torabi, 2012).



Рисунок 1.4 – Зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Синяя линия – соотношение (1.4); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне *L* < 500 м (а) и *L* > 500 м (б). В первом интервале для значительной части разломов не выполняется условие (1.4), т.е. разломы нельзя считать сформировавшимися. 1 – (Ружич, Шерман, 1978), 2 – (Elliot, 1976), 3 – (Krantz, 1988), 4 – (Muraoka,

Kamata, 1983), 5 – (Peacock, Sanderson, 1991), 6 – (Villemin et al., 1995), 7 – (Walsh, Watterson, 1987), 8–10 – (Watterson, 1986).

В большинстве опубликованных работ данные о ширине разломных зон рассматриваются в сопоставлении с амплитудой смещения. Все доступные литературные данные были разделены на две условные группы: в 1-ой группе данные получены в 80-х годах прошлого столетия, во 2-ой – в последнее десятилетие (рисунки 1.5а и 1.5б). Первая группа характеризуется линейным увеличением ширины разломной зоны с увеличением амплитуды смещения во всем диапазоне изменения параметров. Наилучшее приближение методом наименьших квадратов дает соотношение:

$$W = 0.017 \cdot D \,. \tag{1.5a}$$

Вторая группа данных характеризуется изменением скейлинговых соотношений при изменении параметров. При D < 10-100 м (характерный масштаб L < 500-1000 м) наилучшее приближение данных:

$$W = 2.18 \cdot D^{0.68} \,. \tag{1.56}$$

при D > 10 - 100 м (характерный масштаб L > 500 - 1000 м) скорость изменения ширины разлома существенно ниже и при значительном разбросе описывается соотношением:

$$W = 8,94 \cdot D^{0,29}. \tag{1.5b}$$

Причины разброса анализируемых данных более чем на два порядка может быть обусловлены такими факторами, как различие литологических и тектонических обстановок, различие критериев определения ширины зоны влияния, наличие и учет оперяющих трещин, сложность строения зоны влияния и многое другое (Choi et al., 2016). Если ограничиться рассмотрением событий из двух групп, удовлетворяющих критерию – D > 10-100 м, то наилучшее приближение этой группы данных:

$$W = 2 \cdot D^{0,45}, \tag{1.5r}$$

тогда учитывая соотношение (1.2б), для сформировавшихся разломов связь между геометрическими параметрами имеет вид:

$$W = 0.05 \cdot L^{0.65}, \tag{1.6}$$

Важным структурным элементом является центральная часть разлома. Согласно (Bastesen et al., 2013) для всех разломов в независимости от их литологических условий увеличение ширины центральной части разлома с ростом амплитуды описывается степенной функцией с показателем степени 0,5. При этом для мелких разломов, имеющих место в карбонатных породах, центральная часть, как правило, шире, чем центральная часть разломов в песчаниках.

Таким образом, анализ геологических данных позволяет говорить о наличии скейлинговых соотношений между параметрами разломных зон, которые изменяются в зависимости от стадии эволюционного развития.

Стоит подчеркнуть, что к аналогичному выводу о том, что характерные линейные размеры L = 500 - 1000 м являются некоторой переходной областью, после которой изменяются масштабные соотношения как для характеристик разломов, так и для параметров очагов землетрясений приводит анализ данных о механических характеристиках разломных зон и излучательной эффективности землетрясений (Kocharyan, 2014).



Рисунок 1.5 – Зависимость ширины зоны влияния от амплитуды перемещения по разлому. В области больших амплитуд смещений в сформировавшихся разломных зонах их ширина растет существенно медленнее, чем при небольших смещениях.

1 – (Otsuki, 1978), 2 – (Robertson, 1983), 3 – (Segall, Pollard, 1983), 4 – (Hull, 1988),
5 – (Beach et al., 1999), 6 – (Shipton, Cowie, 2001), 7 – (Fossen, Hesthammer, 2000), 8 –
(Sagy, Brodsky, 2009), 9 – (Bradbury et al., 2007), 10 – (Heermance et al., 2003), 11 – (Li et al., 2003), 12 – (Cochran et al., 2009), 13 – (Mitchell, Faulkner, 2009), 14 – (Zoback et al., 2008).

1.2.От крипа до землетрясения – способы реализации энергии деформации, запасенной в земной коре

Практически с самого начала инструментальных наблюдений за деформациями земной поверхности стало ясно, что релаксация избыточных напряжений, накапливаемых в тектонически активных регионах, происходит не только путем резкого проскальзывания заблокированных участков разломов при землетрясении (Reid, 1910), но и через непрерывное асейсмическое скольжение по разломам (Касахара, 1985). Землетрясения интерпретировались как квазихрупкое разрушение горной породы, а крип – как пластическая деформация.

По мере накопления фактического материала и совершенствования средств измерений стали обнаруживаться качественные различия между сейсмическими событиями одного и того масштаба. Так. например. оказалось, что сейсмическая же энергия. излучаемая землетрясениями с одним и тем же сейсмическим моментом, может различаться на несколько порядков (Беседина и др., 2015). Высокочувствительные деформографы и наклономеры периодически регистрировали перемещения и деформации со скоростями на несколько порядков выше фоновых, но значительно более медленные по сравнению со скоростью распространения разрыва при «обычном» землетрясении, однако низкая плотность расположения таких приборов не позволила выполнить обобщение получаемых результатов, более что внимание исследователей концентрировалось преимущественно тем на постсейсмических и предсейсмических деформациях.

Ситуация качественно изменилась, когда начали функционировать в непрерывном режиме плотные сети датчиков GPS и широкополосных высокочувствительных сейсмических станций, что способствовало открытию новых режимов межблоковых тектонических движений, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению) (Savage et al., 2007a, 2007b; Nettles et al., 2004). Открытие этих явлений в значительной степени изменяет понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры.

По мере обнаружения новых типов деформационных явлений, в зависимости от проявленных особенностей, они получали разные названия: тихие землетрясения (англ. silent earthquakes), эпизодический тремор и скольжение (англ. episodic tremor and slip (ETS)); эпизодический крип (англ. episodic creep events), эпизоды медленного скольжения (англ. slow slip events (SSE)); низкочастотные землетрясения (англ. low-frequency earthquakes (LFE)); очень низкочастотные землетрясения (англ. very low-frequency earthquakes (VLF)) (Peng, Gomberg, 2010; Sekine, 2010; Wei et al., 2013).

Так же, как и для обычных землетрясений, масштаб этих событий можно описать величиной сейсмического момента:

$$M_0 = \mu \cdot \Delta D \cdot S \,. \tag{1.7}$$

или моментной магнитудой, связанной с сейсмическим моментом известным соотношением (Hanks, Kanamori, 1979):

$$M_W = \frac{2}{3} (\lg M_0 - 9.1).$$
(1.8)

В соотношении (1.7) μ есть модуль сдвига породы в очаге, S — площадь разрыва, ΔD — относительное косейсмическое смещение берегов. Хотя смещение блока вдоль разлома ΔD является, вообще говоря, сложной функцией пространства и времени, чаще всего используется величина среднего перемещения вдоль плоскости разлома. Величина скалярного сейсмического момента не зависит от деталей развития процесса в очаге, поскольку определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот.

Характерная скорость распространения разрыва определяется для медленных событий при помощи простейшего соотношения:

$$V_r = \frac{\lambda}{T_o}, \qquad (1.9)$$

где λ – характерная длина разрыва, а T_0 – длительность межблоковой подвижки.

Наблюдения, проведенные в последние десятилетия, позволили подразделить различные деформационные событий на несколько групп (рисунок 1.6) [Peng, Gomberg, 2010].

Первая группа – <u>нормальные землетрясения</u>, параметры которых в целом соответствуют представлениям об излучении при динамических разрывах (Костров, 1975). Скорость распространения разрыва при таких событиях составляет обычно величину $V_r \sim 1,5-3,0$ км/с, а отношение величины излученной сейсмической энергии E_s к сейсмическому моменту M_0 варьируется в диапазоне $E_s/M_0 \sim 10^{-6}-10^{-3}$ при средней величине $\sim 2.10^{-5}$. Отметим, что величина E_s/M_0 для землетрясений со сдвиговым механизмом в среднем в несколько раз выше, чем для сбросов и надвигов. Максимальная скорость межблокового смещения при нормальных землетрясениях достигает величин $u_m \sim 5$ м/с.

Основные периоды колебаний при нормальных землетрясениях изменяются в диапазоне от долей секунды в группе объемных волн, до первых десятков секунд в группе поверхностных волн от крупных землетрясений. Длительность динамической подвижки в очаге зависит от энергии события и изменяется от миллисекунд для микроземлетрясений до десятков секунд для крупнейших событий. Наибольшую длительность имеют крупные цунамигенные землетрясения с меньшей скоростью смещения в очаге, у которых длительность подвижки достигает величины 100–200 с.



Рисунок 1.6 – Иллюстративные примеры сигналов событий медленного скольжения (заимствовано из (Peng, Gomberg, 2010)).

а – тремор, сигнал фильтрован в полосе 2–8 Гц; б – VLF, сигнал фильтрован в полосе 0,005–0,05 Гц; в – LFE, зарегистрированное в Японии; г – землетрясение *M*_L=1,9, зарегистрированное в восточном Вашингтоне; д – (сверху) ежедневные В-3 смещения, зарегистрированные по данным GPS на о. Ванкувер, (снизу) усредненная запись GPS с удаленным трендом и выявленным SSE (серая область), красные линии – линия тренда, 0 день соответствует 1 января 1999 года; е – эпизод медленного скольжения по данным тензометра, зарегистрированный в восточном Вашингтоне, начало стадии быстрого деформирования совпадает с увеличением активности тремора; смещение станции GPS AREQ по азимуту 55° относительно Южной Америки в период Перуанского землетрясения *M*_W=8,4, произошедшего 23 июня 2001 г., момент времени «0» соответствует моменту землетрясения.

Вторая группа, так называемые, <u>низкочастотные землетрясения</u> (LFE) – события для которых скорость распространения разрыва значительно ниже, чем для нормальных

землетрясений, и составляет Vr ~ 50-1000 м/с. Длительность подвижки на порядок выше, в сравнении с нормальным землетрясением с таким же сейсмическим моментом. Характерное для таких событий соотношение между излученной энергией и моментом $E_s/M_0 \sim 5 \ 10^{-8} - 5 \ 10^{-7}$. Скорость смещения в окрестности межблокового контакта достигает величин $u_{\rm m} \sim 0.01-0.1$ м/с. Для низкочастотных землетрясений характерно более плавное, чем при нормальных землетрясениях, нарастание со временем функции $\dot{M}_0(t)$. Одно из первых подобных событий было детально описано Х. Канамори и Э. Хоксоном (Kanamori, Haukson, 1992), которые зарегистрировали необычное землетрясение с магнитудой $M_{\rm L}=3,5$, произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991 г., во время проведения работ по гидроразрыву пласта на нефтяном месторождении. Зарегистрированные Южно-Калифорнийской сейсмической сетью, а также трех-компонентным широкополосным сейсмографом станции TERRAscope колебания были аномально низкочастотны и длились свыше 100 секунд. Событие произошло на глубине 135-280 м, что было установлено по макропроявлениям (S-образное искривление обсадных колонн в 5-ти скважинах).

В ряде случаев низкочастотные землетрясения с доминирующими низкими частотами непосредственно предшествовали нормальным землетрясениям (Jordan, 1991), представляя своего рода преслип, неоднократно наблюдавшийся в лабораторных экспериментах.

К следующей группе относят <u>очень низкочастотные землетрясения</u> (VLF). Даже небольшие такие события с сейсмическим моментом $M_0 \sim 10^{14} - 10^{15}$ Н·м имеют длительность в очаге десятки секунд, скорость распространения разрыва $V_r \sim 10-100$ м/с, а отношение $E_s/M_0 \sim 10^{-9} - 10^{-7}$. Подобные VLF события наблюдались в Японии, Канаде, Центральной Калифорнии, Мексике и др. Заметим, что в отличие от «нормальных событий, амплитуда сейсмического сигнала, излучаемого при низкочастотных землетрясениях, практически не растет с масштабом (Gao et al., 2012).

В субдукционной зоне Нанкай (англ. Nankai) (Япония) благодаря данным, полученным по многим станциям, удалось определить достаточно точное положение гипоцентров низкочастотных землетрясений и сравнить их пространственное распределение с геометрией погружающейся плиты. Пространственное расположение гипоцентров образовало плоскую поверхность, расположенную на несколько километров выше океанической границы Мохо. Малая ширина зоны расположения гипоцентров LFE – индикатор того, что деформационный процесс на границе между плитами достаточно локализован (Ohta, Ide, 2011). Определенные фокальные механизмы LFE событий показывают, что последние происходят в виде сдвига по относительно неглубоким участкам надвигов в направлении субпараллельном погружающейся плите (Ide et al., 2007а).

Деформационные события, которые имеют настолько малые скорости межблокового скольжения по разлому, что сейсмическое излучение не регистрируется существующими инструментами, принято называть явлениями медленного скольжения (SSE). Первые систематические исследования асейсмического скольжения на некоторых участках разломной зоны Сан-Андреас были проведены в 50-е годы прошлого столетия, например, (Steinbrugge and Zacher, 1960). Хотя подразумевалось, что в этих зонах происходит скольжение с постоянной скоростью, уже первые инструментальные наблюдения продемонстрировали на некоторых участках разлома очевидную нестационарность процесса. Установленные крипметры отчетливо регистрировали этапы ускорения и замедления движения с характерными временами от нескольких часов до нескольких недель (Tocher, 1960). Более современные наблюдения позволили установить участки разломов Калифорнии, для которых характерно стабильное скольжение с постоянной скоростью (крип) и участки, на которых периодически происходят явления медленного скольжения. Участки с различными типами деформационных режимов в системе разломов Сан-Андреас показаны на рисунке 1.7. Подчеркнем, что деформационный режим, характерный для данного участка, сохраняется как в межсейсмический период, при низких скоростях смещения, так и в постсейсмический период, когда скорости деформации существенно возрастают (Wei et al., 2013).



Рисунок 1.7 – Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас по данным (Wei et al., 2013).

Современные GPS технологии позволили собрать значительное количество фактического материала о событиях медленного скольжения. Впервые же эпизод медленного скольжения как самостоятельное событие, имеющее начало и конец, был описан в 1996 г. в

работе (Linde et al., 1996), где представлено описание зарегистрированного деформационного события длительностью около недели, названное авторами медленным землетрясением (англ. slow earthquake). В работе было предложено количественно характеризовать подобные события, как и обычные землетрясения, при помощи сейсмического момента.

Довольно часто, но не всегда, явления медленного скольжения сопровождаются эпизодически повторяющимися низкоамплитудными колебаниями большой продолжительности, подобные тем, что предшествуют вулканической активности. Эти колебания получили название невулканический тремор. Изменяясь по амплитуде колебания продолжаются от минут до нескольких суток. Обнаружение таких сигналов возможно только с помощью плотных чувствительных сейсмических наблюдений, поскольку иначе слабые сигналы просто невозможно выделить на фоне помех (Peng, Gomberg, 2010; Vidale, Houston, 2012). Эти колебания не имеют резких вступлений, характерных для обычных землетрясений. Увеличение амплитуды в цуге может происходить на протяжении десятков минут. Следует, однако, отметить, что на юго-востоке Японии в ходе тремора иногда регистрируются импульсные вступления поперечных волн, которые никогда не фиксируются в зоне Каскадии (англ. Cascadia). Нельзя исключить, что причина заключается в методе регистрации: в Японии измерения ведутся скважинными станциями, а в Северной Америке – датчиками, расположенными на поверхности, что ограничивает возможность регистрации низкоамплитудных вступлений (Schwartz, Rokosky, 2007). Наиболее отчетливо тремор наблюдается на частотах 2-10 Ги.

объясняющая формирование тектонических деформационных Модель, событий различного типа в зонах субдукции, представлена на рисунке 1.8 (Saffer et al., 2009). Эта модель основана на представлении о том, что существуют зоны с разными фрикционными свойствами интерфейса межблокового контакта – центральная сейсмогенная зона, характеризующаяся скоростным разупрочнением, и ограничивающие её сверху и снизу зоны асеймического скольжения, характеризующиеся скоростным упрочнением (Scholz, 1998). На небольших глубинах среда характеризуется скоростным упрочнением из-за того, что заполнитель разломных зон вблизи поверхности слабо консолидирован, на больших глубинах – из-за пластических свойств среды при соответствующих РТ-условиях. Формирование же очень низкочастотных землетрясений и событий медленного скольжения происходит на верхней и нижней границах сейсмогенной зоны, т.е. зонах с промежуточными фрикционными свойствами интерфейса. Представленная модель основана на имеющихся в настоящее время сейсмологических наблюдениях и, вероятно, будет уточнена или пересмотрена после улучшения методов регистрации и локации медленных событий.



Рисунок 1.8 – Схема расположения участков медленного скольжения в субдукционных зонах.

А – область стабильного скольжения; В – область прерывистого скольжения; С – область условно-стабильного скольжения (медленные события).

Ввиду того, что разные участки разломных зон характеризуются различными режимами деформирования, важную точку зрения на данную проблему представили А. Фагерент и P.Сибсон (Fagerent, Sibson, 2010). Они показали, что неоднородность структуры меланжа субдукционной зоны вызывает пространственные вариации реологических свойств и изменение преобладающего деформационного режима. При этом структура и соотношение между различными слагающими компонентами разломных зон оказывают сильное влияние на распределение скоростей деформаций и определяют сейсмический режим.

Медленные и низкочастотные землетрясения могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Так, ледовые землетрясения регулярно происходят в Антарктике, на Аляске, в Гренландии. Их механизм интерпретируется как прерывистое скольжение в основании массы льда (Weins et al., 2008). При этом излучение часто ближе к низкочастотным событиям, чем к обычным землетрясениям. При подвижке ледников неоднократно регистрировались колебания с периодами десятки секунд (Ekström et al., 2003). Явления медленного скольжения фиксировались инструментально при сдвижении пород вдоль склонов (Psakhie et al., 2007; Tonnellier et al., 2013). Данные гравитационные события не могут быть объяснены в рамках представленных выше моделей и требуют построения новых обобщенных моделей формирования различных режимов межблокового скольжения.

Вероятно, явления медленного скольжения распределены значительно шире, чем это следует из опубликованных данных. Дело в том, что чувствительности измерительных сетей и плотности расположения приборов недостаточно для регистрации многих событий. Значительно более слабые события, скорее всего, регистрировались системами

деформационного и сейсмического мониторинга, расположенными на горнодобывающих предприятиях, однако их идентификация требует проведения специальных работ.

При исследовании процессов и явлений, протекающих в разломных зонах, важным является выявление скейлинговых соотношений. При исследовании событий различного типа параметром, который определяется наиболее надежно, является длительность события T_0 . Для событий медленного скольжения эту величину обычно фиксируют по существенному изменению скорости смещения поверхности на большинстве станций GPS, расположенных в окрестности очага. Средняя амплитуда смещения в очаге ΔD и его геометрия обычно рассчитываются путем инверсии результатов наблюдений, и надежность их оценок не так высока. Зависимость длительности подвижки от величины реализованного сейсмического момента для событий разного типа приведены на рисунке 1.9.



Рисунок 1.9 – Зависимость длительности события от его масштаба. 1 – SSE, 2 – VLF, 3 – LFE, 4 – нормальные землетрясения. 1, 3, 4 – (Kocharyan et al., 2014); 2 – (Gao et al., 2012).

Соотношение, наилучшим образом описывающее весь ряд данных SSE и VLF имеет вид:

$$T_0 = 1.2 \cdot 10^{-17} M_0^{0.97} \,. \tag{1.10}$$

Таким образом, длительность медленных деформационных событий пропорциональна реализованному сейсмическому моменту. Для «нормальных» землетрясений соотношение между длительностью и сейсмическим моментом имеет вид:

$$T_0 = 2.9 \cdot 10^{-11} M_0^{0.35}, \tag{1.11}$$

и согласуется с законом подобия, согласно которому и линейные размеры очага, и время развития землетрясения пропорциональны корню кубическому из сейсмического момента.

На рисунке 1.9 показана также длительность нескольких LFE. Время развития процессов этого типа в несколько раз выше, чем у «нормальных» землетрясений с той же моментной магнитудой, при этом закономерность изменения длительности с масштабом ближе к «нормальным» землетрясениям, нежели к процессам медленного скольжения. Существенное различие между нормальными землетрясения и LFE наблюдается в частотных спектрах регистрируемых сигналов. В работе (Ide et al., 2007b) показано, что для LFE, VLF и невулканического тремора амплитуда спектра смещения в высокочастотной области снижается обратно пропорционально частоте ~ f^{-1} , в то время как для нормальных землетрясений, как известно, наблюдается снижение ~ f^{-2} (Brune, 1970).

Несмотря на то, что развитие инструментальных методов наблюдений позволило получить в последние годы значительный объем информации о дифференциальных движениях блоков земной коры, закономерности пространственных и временных вариаций деформационных режимов на различных участках остаются недостаточно понятыми. Одним из важных является вопрос о том, представляют ли собой динамические и квазистатические смещения по разломам физически разные явления (Ide et al., 2007b) или же они являются звеньями единого физического процесса (Peng, Gomberg, 2010).

1.3.Сейсмогенная структура разломных зон сдвигового типа

В настоящее время большая часть имеющихся сведений о структуре разломных зон получена при исследовании древних разломов на дневной поверхности. Новым методом, способным дать важную информацию о структуре разломных зон, является исследование тонкой структуры пространственного расположения очагов слабой сейсмичности.

1.3.1. Каталог землетрясений

Для количественного исследования закономерностей пространственной локализации очагов внутри крупной разломной зоны использовались совершенные сейсмические каталоги, полученные разветвленной сетью сейсмических станций Калифорнии. Сейсмический каталог, используемый в данном исследовании, составлен по базе данных Сейсмической Системы Северной Калифорнии (англ. Northern Califirnia Seismic System, NCSS), которая на сегодняшний день включает в себя более 1000 цифровых каналов (рисунок 1.10).

Основная часть измерений проводится короткопериодными вертикальными датчиками, однако в составе сети присутствуют 13 широкополосных станций и 11 скважинных комплектов (http://www.ncedc.org). Система фиксирует около 20 000 событий в год. В основной массе это события, происходящие в зоне ответственности одного из самых протяженных и активных

геологических образований — системы разломов Сан Андреас (San Andreas Fault system, SAF), располагающейся между Тихоокеанской и Североамериканской плитами вдоль западного побережья США.



Рисунок 1.10 – Сейсмическая сеть Северной Калифорнии (http:// www.ncedc.org/ncsn/map.html)

 аналоговые короткопериодные, 2 – цифровые широкополосные, 3 – цифровые скважинные, 4 – цифровые датчики сильных движений.

Анализируемый в данной работе Каталог включает 301888 событий, которые произошли в районе Северной Калифорнии и были зарегистрированы в интервале времени между январем 1984 и маем 2003 гг. и расположены между 35° и 43° с.ш. Особенность каталога состоит в том, что зарегистрирована масса событий, происходящих в одних и тех же местах. Этот факт вкупе с большим числом регистрирующих станций и хорошей изученностью района позволил существенно улучшить точность определения местоположения эпицентров событий: в каталог попали только те события, сигналы от которых были зарегистрированы шестью или большим количеством станций и которые прошли процедуру уточнения местоположения источника (Waldhauser et al., 2008). Уровень ошибки определения эпицентра события определяется авторами как первые метры в горизонтальной плоскости и не хуже ста метров по глубине.

Все события, содержащиеся в каталоге, приведены на рисунке 1.11. в системе географических координат. На рисунке визуально легко выделяются протяженные структуры

разной ширины, в которых сконцентрировано большинство точек-эпицентров. При крупномасштабном рассмотрении пространственного распределения событий, содержащихся в каталоге, можно визуально выделить разнообразные структурные формы, в пределах которых сконцентрировано наибольшее количество точек. Распределение землетрясений по глубине показывает, что основная часть событий происходит на глубинах от 1 до 10 км, с максимумом распределения на глубине 7,5–7,8 км (рисунок 1.12а). Распределение магнитуд событий, содержащихся в Каталоге, показывает, что основную массу событий составляют землетрясения с магнитудой M_L =1,0–1,5, а график повторяемости в полулогарифмических координатах становится линейным, начиная с $M_L \sim 1$.



Рисунок 1.11 – Распределение событий содержащихся в Каталоге, в координатной плоскости. Стрелками указаны области системы разломов Сан-Адреас, содержащие исследованные участки.



Рисунок 1.12 – Распределение по глубине (а) и график повторяемости (б) для событий, содержащихся в Каталоге. Уравнение графика повторяемости (зеленая линия) – $lg(N) = 5.77 - 0.94M_1$.

1.3.2. Анализ распределения сейсмичности локальных участков разломной зоны Сан-Андреас, Калифорния

Для детального анализа закономерностей распределения сейсмичности в зоне влияния разлома были выбраны ограниченные области, в которых эпицентры концентрируются вдоль узких протяженных структур геометрически близких к прямой, а также вытянутые зоны с более размытыми очертаниями. Примеры исследуемых областей представлены на рисунке 1.13. Было выбрано 15 областей, располагающиеся вдоль одной полосы и охватывающие участок разломной зоны Сан-Андреас длиной более 500 км.



Рисунок 1.13 – Примеры исследуемых областей.

Рассмотрим подробнее область с сильно локализованной сейсмичностью, ограниченную координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш., 121,5° з.д.) (рисунок 1.14). В нее попадает 11634 события. Расположение линии наибольшей концентрации эпицентров в выбранной области «отслеживает» местоположение разлома Калаверас (англ. Calaveras) и его ответвления: оперяющие разломы, напоминающие полосы Риделя (Riedel, 1929) и области расшепления вблизи концов разлома. Отметим, что именно очаги самых слабых событий с $M_L < 2,0-2,5$ составляют основную массу рассеянных точек, не попадающих на ось разлома. Дискриминация событий по признаку $M_L > 2$ уже проявляет доминирующую структуру максимально отчетливо, а при $M_L > 3$ практически все эпицентры расположены на условной оси разлома. Для удобства далее результаты будут представляться в системе координат, связанной с разломом. Условную линию наибольшей концентрации эпицентров землетрясений будем в дальнейшем называться «осью разлома». Ось ОХ направим на юго-восток вдоль «оси разлома», ось ОҮ – перпендикулярно оси ОХ в направлении на северо-восток, а ось ОZ – по нормали к земной поверхности по направлению к центру Земли. За начало координат примем точку,

соответствующую эпицентру максимального в данный области события «Морган Хилл» с *M*_L=6,2.



Рисунок 1.14 – Местоположение очагов землетрясений, попавших в область, ограниченную координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш.,121,5° з.д.). Большой красный круг — эпицентр события «Морган Хилл» *M*_L=6,2 (24.04.1984 г.; 37,310° с.ш., 121,681° з.д.; *h* = 8,04 км); маленькие красные кружки – эпицентры событий с магнитудами *M*_L > 4,0; синие треугольники – события с 2,5 <*M*_L < 4,0.

Распределение глубин очагов событий в рассматриваемой области представлено на рисунке 1.15. В рассматриваемой области, разлом Калаверас, самое глубокое событие, попавшее в анализируемый Каталог, произошло на глубине 16,9 км. Однако землетрясений, глубина которых превышает 10 км, менее 2 % (188 из 11634); немного событий происходит и на малых глубинах – всего лишь 711 событиям приписана глубина менее 2 км. Основная масса событий локализована на глубинах 2–9 км.



Рисунок 1.15 – Распределение глубин очагов землетрясений для участка разлома Калаверас, ограниченного координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш., 121,5° з.д.).

Для более подробного рассмотрения область была разбита на интервалы длиной 4 км вдоль оси ОХ. Сечения нескольких интервалов плоскостью YOZ представлены на рисунке 1.16. Рядом, для наглядности, приведены карты эпицентров для этих же участков. При рассмотрении сечения разлома плоскостью YOZ можно отчетливо видеть, что события локализуются в окрестности поверхности, близкой к плоскости (условно «плоскость разлома»). Из сопоставления карт эпицентров и гипоцентров событий можно заключить, что разброс расположения эпицентров происходит как за счет невертикального падения плоскости разлома, так и за счет наличия локальных областей разрушения, расположенных несколько в стороне от плоскости разлома и содержащих в основном мелкие события. Следует подчеркнуть, что каждая такая область по отдельности довольна компактна. Наблюдаемая картина локализации сейсмичности вдоль плоскости нарушается на окончаниях разлома. Зона разлома, где плотность событий резко уменьшается, и доминирующая структура гипоцентров локализации сейсмичности перестает прослеживаться, считается окончанием зоны локализации сейсмичности разлома. При этом длина всех интервалов (в плоскости ХОУ), на которых наблюдалась единая картина локализации сейсмичности (выделялась одинаковая доминирующая структура), определялась как длина зоны локализации сейсмичности, или «сейсмогенная длина разлома».



Рисунок 1.16 – Расположение очагов землетрясений на соседних 4х-километровых участках разлома Калаверас, ограниченного координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш., 121,5° з.д.). Сверху – расположение эпицентров, снизу – расположение гипоцентров в плоскости сечения YOZ («поперек разлома – глубина»). Красные кружки – события с магнитудой $M_{\rm L} > 3$, желтые – $M_{\rm L} > 4$.

Увеличение видимой ширины расположения эпицентров происходит из-за невертикального падения плоскости разлома и наличия локальных областей, содержащих преимущественно мелкие события.

Вертикальное сечение центральной части рассматриваемой области плоскостью XOZ показано на рисунке 1.17. Можно выделить сейсмически активную верхнюю область и, условно, асейсмичную нижнюю, при этом граница между данными областями представляет из себя плоскость с углом падения ~ 10° . Вблизи данной плоскости наблюдается локализация гипоцентров наиболее сильных землетрясений, хотя условный очаг наиболее крупного в этой области землетрясения расположен немного в стороне (~1 км). Заметим, однако, что характерный размер очага для землетрясения с M_L =6,2 слишком велик (~ 7–10 км), чтобы считать его точечным, поэтому положение гипоцентра столь крупного события является достаточно условным. Вероятно, столь неоднородное распределение сейсмичности в

рассматриваемой плоскости XOZ вызвано глубинными изменениями литологии разломной зоны.



Рисунок 1.17 – Местоположение гипоцентров землетрясений в окрестности разлома Калаверас, ограниченного координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш., 121,5° з.д.). Красные круги – землетрясения с магнитудой $M_L > 4$. Больший размер круга соответствует событию с большей магнитудой. Линия показывает условную границу локализации событий.

В целом анализ показывает, что при точности локации, реализованной в используемом каталоге, могут быть обнаружены проявляющиеся в пространстве структурные особенности разломных зон с характерным размером, по крайней мере, 100 м, что дает возможность достаточно детального выявления областей локализации деформации.

Наблюдаемая пространственная локализация гипоцентров землетрясений в плоскости YOZ позволяет ввести понятие «сейсмогенная» зона разлома (C3P) – зона, в которой концентрируется основная масса (не менее 75 %) очагов землетрясений. Для определения ширины C3P строились гистограммы распределения расстояний гипоцентров до плоскости разлома. Заметим, что плоскость разлома определяется как плоскость, в окрестности которой концентрируется максимальное количество очагов. Примеры гистограмм распределения расстояний очагов до плоскости разлома и соответствующая им локализация гипоцентров представлены на рисунке 1.18. Размер центральной области, содержащей т. О (точка «пересечения» плоскости разлома и свободной поверхности) и 75 % гипоцентров, определялся как ширина сейсмогенной зоны участка разлома. Полученные путем осреднения по всем интервалам обработки значения ширины C3P, а также другие параметры исследуемых областей приведены в таблице 1.1.



Рисунок 1.18 – Гистограммы распределения расстояний гипоцентров до условной плоскости разлома (сверху) и расположение гипоцентров в плоскости сечения YOZ (снизу) в 4х-километровом интервале для двух участков разлома Калаверас, ограниченного координатами (37,4° с.ш., 121,8° з.д.) и (37,1° с.ш., 121,5° з.д.).

Серая линия – условная плоскость разлома, т.О – точка пересечения условной плоскости разлома и свободной поверхности.

Области со слабо локализованной сейсмичностью, как правило, представляют собой участки пересекающихся отдельных разломов, области локализации сейсмичности изометрической формы и др. Для данных областей является характерным наличие зон с рассеянной слабой сейсмичностью. Для примера рассмотрим область, ограниченную координатами (39,0° с.ш, 123,6° з.д.) и (39,7° с.ш, 123,1° з.д.), представленную на рисунке 1.19.

Для областей со слабой локализацией сейсмичности магнитуда событий M_L , как правило, не превышает 4 (для сильно локализованных областей максимальная магнитуда событий превышает 5). Кроме этого, дискриминация событий по признаку $M_L > 2$ не позволяет отчетливо выделить доминирующую структуру, а при $M_L > 3$ (рисунок 1.14в) часть эпицентров лежит в стороне от основной оси локализации сейсмичности (оси разлома).



Рисунок 1.19 – Местоположение очагов землетрясений, попавших в область, ограниченную координатами (39,0° с.ш., 123,6° з.д.) и (39,7° с.ш., 123,1° з.д.). Красные кружки – эпицентры событий с магнитудами $M_L > 3,0$; синие треугольники – события с 2,0 < $M_L < 3,0$.

В отличие от зон локализованной сейсмичности, вертикальные сечения 4хкилометровых интервалов в пределах одной области могут демонстрировать существенно различающуюся структуру. Так, для области, представленной на рисунке 1.20, на разных интервалах одновременно выделяются и структура в виде двух параллельных плоскостей, и структура в виде области изометрической формы. Столь сложная конфигурация структурных форм, вероятно, обусловлена тем, что данная область является областью взаимодействия отдельных разломов.



Рисунок 1.20 – Расположение очагов землетрясений на нескольких участках области, ограниченной координатами (39,0° с.ш., 123,6° з.д.) и (39,7° с.ш., 123,1° з.д.), а также вертикальные выделенных интервалов плоскостью YOZ. Ось ОХ направлена вдоль условной линии максимальной локализации сейсмичности на северо-запад.

Таблица 1.1 – Параметры областей концентрации сейсмичности, приуроченных к разломной зоне Сан Андреас.

тип локализации сейсмичности	зоны с сильной локализацией				зоны со слабой локализацией										
длина, км	32	28	36	64	20	3	4	5	15	35	74	48	75	7	16
ширина, м	120	180	200	240	330	260	380	440	830	1200	1730	1800	3400	450	860
количество событий*	7000	4600	7200	4300	2600	296	265	360	250	820	1500	540	1695	250	450

Примечание: * - указано количество событий, локализованных в сейсмогенной зоне разлома.

Рассмотрим характерные параметры областей концентрации сейсмичности в координатах «длина – ширина» (рисунок 1.21). Для зон с низкой степенью локализации эпицентров наилучшее приближение данных:
$$W = 1,62 \cdot L^{0,64}, \tag{1.12a}$$

в то же время для зон с высокой степенью локализации сейсмичности изменение параметров разломов может быть описано соотношением:

$$W = 0,62 \cdot L^{0.54} \,. \tag{1.126}$$



Рисунок 1.21 – Зависимость сейсмогенной ширины разломной зоны от её длины для исследованных участков системы разломов Сан-Андреас (1 – зоны с низкой степенью локализации сейсмичности, линия – соотношение (1.12а), 2 – зоны с высокой степенью локализации сейсмичности, линия – соотношение 1.12б).

а – зона динамического влияния по (Шерман и др., 1983); б – соотношение (1.14); в – оценка мощности магистральной части разломов катакластического типа (Hull, 1988); г – соотношение (1.6).

Пространственно-временной анализ сейсмической активности позволяют не только обнаружить структурные особенности разломных зон, но также оценить активность деформационного процесса. Показателем активности деформационного процесса может являться плотность эпицентров землетрясений, произошедших в единицу времени:

$$\rho = \frac{N}{WL} \cdot \frac{1}{\Delta T} \,. \tag{1.13}$$

Анализ закономерностей изменения ρ от параметров разломов, показал, что наиболее активный деформационный процесс, максимальные значения ρ , наблюдается на участках разломов, характеризующихся минимальной шириной СЗР (рисунок 1.22). Т.е. можно предположить, что структурным параметром, отражающим активность деформационного процесса участка разломной зоны, является степень локализации сейсмичности.



Рисунок 1.22 – Зависимость плотности распределения эпицентров событий (ρ), нормированная на год, от ширины СЗР разлома (W_{EQ}) для исследованных участков разломной зоны Сан-Андреас. Линия соответствует зависимости: $\rho = \frac{0.8}{W_{EQ}^{-1.9}}$.

Для определения ширины C3P необходимо использование высокоточных сейсмических каталогов, содержащих большой объем данных. На территории России приемлемая точность локации сейсмических событий в настоящее время не реализуема, но может быть достигнута, например, путем совместного использования результатов наблюдений региональной сейсмической сети и локальной группой станций, последовательно располагаемых на нескольких участках вблизи разломной зоны (Кишкина и др., 2012).

В этой связи важным является сопоставление данных сейсмологических и геологических наблюдений 1.19). приведенных соотношений, (рисунок Анализ делает уместным предположение о том, сейсмогенная ширина разлома с наиболее активным деформационным процессом должна быть близка к эффективной мощности зоны, в которой степень раздробленности породы существенно выше, чем во вмещающем массиве. Как показано, в (Кочарян, Спивак, 2003), при малых сдвигах (менее 1 % от длины нарушения L) мощность зоны интенсивного дробления пород в окрестности трещины близка по величине к амплитуде сдвига. При сдвигах более чем (0,05-0,07) С формирование зоны дробления практически заканчивается, её ширина почти не зависит от амплитуды сдвига и определяется соотношением:

$$W = (0,01 - 0,03) \cdot L^{0,8} (1 - \exp(-0,25 \cdot L^{0,2})), \tag{1.14}$$

где *L* и *W* измеряются в метрах.

Судя по результатам анализа сейсмогенной структуры разломов наиболее активные деформационные процессы локализуются в довольно узких областях, ширина которых в диапазоне длин разломов L = 10 - 100 км составляет в линейном приближении величину порядка $(10^{-2} - 10^{-3}) \cdot L$. Для таких участков, как зоны ветвления разломов, их концевые области степень локализации деформаций существенно ниже и хорошо согласуется с размером зоны влияния разлома по (Шерман и др., 1983). Для них характерны рассеянные области относительно слабой сейсмичности. Такой параметр, как плотность распределения эпицентров, монотонно снижается с увеличением «сейсмогенной» ширины разломной. Следовательно, структурным параметром, отражающим активность деформационного процесса участка разломной зоны, является «сейсмогенная» ширина разлома.

1.4.Выводы к главе 1

- Выполненный анализ обширного экспериментального материала продемонстрировал, что в процессе разломообразования нарушается принцип подобия. Характерные линейные размеры L = 500 – 1000 м являются некоторой переходной областью, после которой изменяются масштабные соотношения для характеристик разломов. Эффективная мощность зоны влияния сформировавшегося разлома изменяются с масштабом заметно медленнее, чем в самоподобной среде.
- Судя по результатам анализа сейсмогенной структуры разломов в зоне Сан-Андреас, активные деформационные процессы локализуются в довольно узких областях, ширина которых в диапазоне длин разломов L = 10 − 100 км составляет величину порядка (10⁻² −10⁻³)·L. Для зон ветвления разломов степень локализации деформаций существенно ниже. Как правило, меньшая сейсмогенная ширина разломной зоны свидетельствует о более высокой интенсивности деформационных процессов.
- Закономерности пространственных и временных вариаций деформационных режимов на различных участках разломных зон остаются недостаточно понятыми.
 Одним из важных является вопрос о том, представляют ли собой динамические и квазистатические смещения по разломам физически разные явления или же они являются звеньями единого физического процесса.

ГЛАВА 2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ СКОЛЬЖЕНИЯ ПО ГРАНИЦАМ МЕЖДУ БЛОКАМИ ГОРНОЙ ПОРОДЫ

В соответствии с современными представлениями, землетрясения и горно-тектонические удары, в подавляющем большинстве случаев, происходят не в результате зарождения и распространения новых трещин в земной коре, а в результате проскальзывания по уже существующим нарушениям сплошности (Scholz, 1992). Первые лабораторные эксперименты, в которых исследовалось относительное смещение плоскостей двух образцов горных пород, показали, что движение происходит, как правило, рывками – так называемый, режим прерывистого скольжения (Brice, Byerlee, 1966).

Зачастую при внешней схожести напряженного состояния и структур разломных зон, реализуются совершенно разные режимы межблокового скольжения – от асейсмического крипа до динамического срыва. Для исследования закономерностей формирования различных режимов межблокового скольжения важным является то обстоятельство, что основная доля межблоковых перемещений локализуется в одной или нескольких зонах магистрального сместителя, которые характеризуются небольшой толщиной и заполнены изношенным гранулированным материалом с более или менее угловатой формой частиц и широким грансоставом (Sibson, 2003; Chester, Chester, 1998, Sammis et al.,1987). Существенное отличие физических и механических свойств материала-заполнителя и окружающего массива приводит к тому, что закономерности деформирования разлома в значительной степени определяется свойствами и характеристиками его материала-заполнителя (Morgan, Boettcher, 1999).

В процессе деформирования механические свойства гранулированных сред определяются закономерностями формирования образующихся в среде конгломератов нагруженных частиц (Drescher, de Josselin de Jong, 1972; Sammis et al., 1987; Liu et al., 1995; Cates et al., 1998). В процессе сдвига эти конгломераты испытывают повторяющиеся циклы формирования, нагружения и разрушения. Группой исследователей Пенсильванского университета под руководством Криса Марона была проведена большая серия экспериментов, в которых исследовалось влияние размера частиц заполнителя, их формы и распределения частиц по размерам на закономерности сдвигового деформирования нарушения сплошности (Mair et al.,2002; Anthony, Marone, 2005). Также было исследовано влияния толщины межблокового контакта и особенностей сдвигового нагружения на параметры режима деформирования (Anthony, Marone, 2005; Savage, Marone, 2007). Другими научными группами исследовались фрикционные свойства природного материала, в том числе, глинки-трения центральных частей

разломов (Colletini et al., 2009; Ikari et al., 2013), а также влияние вязкости увлажняющего флюида на изменение реологии гранулированной среды (Higashi, Sumita, 2009) и многое другое.

Несмотря на большое количество лабораторных исследований, остается неясным какие именно параметры нарушения сплошности определяют реализацию того или иного режима деформирования и каковы условия и причины трансформации одного режима в другой.

2.1. Методика проведения лабораторных исследований в постановке «слайдер»-модели

Для исследования закономерностей формирования различных режимов межблокового скольжения мы выбрали классическую постановку эксперимента типа «слайдер»-модели, в которой блок под действием приложенного сдвигового усилия скользит по поверхности раздела (рисунки 2.1 и 2.2).



Рисунок 2.1 – Общий вид лабораторной установки. На врезке показана модельная трещина, между двумя гранитными блоками и заполненная кварцевым песком.



Рисунок 2.2 – Схема проведения лабораторных экспериментов.

Гранитный блок (В) размером 8×8×3см³ располагался на неподвижном гранитном основании. Контакт между шероховатыми поверхностями (средняя глубина неоднородности составляла 0,5–0,8 мм) заполнялся слоем дискретного материала (S) и имитировал зону магистрального сместителя разлома. Толщина межблокового контакта могла меняться в диапазоне от 0 до 10 мм.

Нормальная нагрузка F_N прикладывалась через специальное приспособление, которое исключало появление сдвиговых усилий на верхней грани подвижного блока. Величина σ_N варьировалась в пределах от 2·10³ до 2·10⁵ Па. Сдвиговое усилие прикладывалось к блоку через пружинный элемент (*K*), жесткость которого могла меняться от 1·10⁴ до 4·10⁵ Н/м. Установка была оснащена электрическим приводом с комплексным редуктором, который позволял выдерживать скорость деформирования u_s пружинного элемента с высокой точностью в диапазоне от 8·10⁻⁸ до 2·10⁻⁵ м/с. Создаваемое сдвиговое усилие контролировалось датчиком силы (*f*) CFT/5kN (HBM, Германия) с точностью 1 Н. Перемещения блока относительно подложки измерялись датчиком (D) LVDT (Микромех, Россия) с частотой 1 Гц и точностью 1 мкм или лазерным датчиком ILD2220-10 (МісгоЕрsilon, Германия) в диапазоне частот 0–5 кГц с точностью 0,1 мкм. Сигналы с датчиков поступали на вход АЦП с частотой оцифровки 100 кГц и затем записывались компьютером.

В качестве заполнителя модельной трещины использовались различные природные и искусственные материалы: кварцевый песок, гранитная крошка, сухая глина, тальк, пирофиллит, соль, стеклянные шарики, искусственный грунт. Микрофотографии некоторых заполнителей приведены на рисунке 2.3. Можно видеть, что гранитная крошка имеет зерна угловатой формы с заостренными краями, песчинки существенно более округлые, а стеклянные шарики обладают правильной округлой формой. Для характеристики гранулометрического состава материала-заполнителя использовались постоянные распределения Розина-Раммлера:

$$R(\delta) = \exp\left(-\left(\delta/\delta_0\right)^n\right),\tag{2.1}$$

где δ_0 и n – постоянные для данного материала размер зерна и ширина распределения. При использовании узкодисперсной фракции гранулированной среды в качестве её характеристики выступал только диапазон изменения размера гранул.

Искусственный грунт создавался следующим образом. В качестве исходного материала была взята крошка, полученная дроблением гранита. С помощью набора сит крошку сепарировали на 7–9 фракций в диапазоне размеров от менее 0,05 до 1,6 мм. Образцы составлялись путем тщательного перемешивания порошков, взятых в соответствующих весовых долях от каждой фракции. К тонким фракциям (< 50 мкм) добавлялись стандартные абразивные порошки – корунд и карбид кремния. При определении весовой доли последних

учитывалась разница их плотности и плотности гранита. Ширина распределения *n* искусственного грунта изменялась от 0,5 до 2 при изменении размеров отдельных зерен в диапазоне от 28 мкм до 1,6 мм. В серии опытов материал-заполнитель смачивался небольшим (от 0,01 до 1 % по массе) количеством флюида.



Рисунок 2.3 – Микрофотографии материалов-заполнителей: а – искусственный грунт с шириной распределения *n*=2; б – кварцевый песок с диапазоном размеров зерен 250–330 мкм; в – стеклянные шарики с размером от 250 до 400 мкм; г – кварцевый песок с массовым содержанием глицерина 0,3 %.

Опыты по определению прочностных характеристик некоторых материаловзаполнителей при различных значениях гидростатического давления проводились на установке трехосного сжатия. По результатам измерений строились огибающие кругов Мора и определялись параметры закона Кулона. Эти же параметры оценивались по результатам измерений величин предельного и остаточного сопротивления сдвигу в опытах с нагружением тонкого слоя на лабораторной установке слайдер-модели. Полученные характеристики материалов-заполнителей приведены в таблице 2.1. Отметим, что при сдвиге по трещине значения углов внутреннего трения оказываются существенно ниже значений, полученных при трехосном нагружении. При добавлении к сухому песку глицерина угол внутреннего трения практически не меняется, а сцепление растет с увеличением влажности (для сухого песка – ~ 5 кПа, при влажности 0,25 % – ~10 кПа), оставаясь при этом малым по сравнению с величиной нормального давления, при котором проводились эксперименты ($\sigma_{\rm N} > 50$ кПа).

Материал- заполнитель	Диапазон размеров частиц, мкм	Средний размер частиц δ ₀ , мкм	Ширина распределения n	Сцепление С _г , кПа	Угол внутреннего трения, <i>ф</i>
стеклянные шарики	250-400	300	-	~0 (0–2)*	32 (19)
сухой кварцевый песок	250-330	280	-	2-6 (3-5)	37 (28)
искусственный грунт	28–1600	337	2	10-100 (6-10)	44 (31)

Таблица 2.1 – Характеристики некоторых материалов-заполнителей.

Примечание: * – в скобках указаны результаты опытов по нагружению тонкого слоя заполнителя в «слайдер»-модели.

2.2.Реализация различных типов межблоковых перемещений и закономерности изменения параметров контакта в процессе сдвига

В результате проведения экспериментов регистрировались зависимости сдвигового усилия, действующего на верхний блок, и смещения блока относительно неподвижного основания от времени. По полученным записям строились реологические кривые нарушения сплошности (зависимость силы или сдвигового напряжения от перемещения), характерный вид которых представлен на рисунке 2.4.



Рисунок 2.4 – Пример реологической кривой нарушения сплошности, заполненного искусственным грунтом с *n* = 1 (а) и кварцевым песком с 0,5%-м содержанием жидкости с вязкостью 100 мПа·с (б). Нормальная нагрузка $\sigma_N = 110$ кПа.

При рассмотрении реологической кривой нарушения сплошности можно выделить несколько этапов нагружения. На начальной стадии наблюдается линейное увеличение силы – упругое деформирование межблокового контакта, на следующем этапе увеличение сдвигового усилия приводит к накоплению неупругих деформаций (зависимость начинает отклоняться от прямой), после чего происходит достижение предела прочности τ_c . При этом амплитуда перемещения, при которой достигается предел прочности W_c , более чем на порядок превосходит величину перемещений, соответствующих упругой деформации. При достижении величины межблоковых перемещений W_s , в несколько раз превышающей значение W_c , прочность контакта выходит на остаточное значение сдвиговой прочности τ_s . В зависимости от режима деформирования прочность контакта на запредельной части реологической кривой может существенно варьироваться ($\Delta \tau_s$ может достигать 30 % от значения τ_s).

В настоящей работе исследуются закономерности деформирования модельной трещины именно на запредельной части реологической кривой, как аналог деформационного процесса сформировавшегося разлома.

2.2.1. Различные типы межблоковых перемещений

Используя смеси различных материалов, описанных в разделе 2.1, удалось реализовать широкий спектр режимов деформирования, которые качественно соответствуют всем режимам межблокового скольжения, зарегистрированным в природе – от асейсмического крипа до землетрясений.

Здесь и далее под «динамическим событием» будет пониматься акт относительного проскальзывания блока с максимальной скоростью, превышающей скорость деформирования пружинного элемента u_s , а также сопровождающееся уменьшением величины сдвигового усилия. В качестве одного из ключевых параметров, характеризующих тип межблоковых перемещений, удобно использовать максимальную скорость скольжения V_M . Также, в качестве параметров события использовались амплитуда межблокового смещения во время динамического события (A) и его длительность (T). Все зарегистрированные динамические события условно можно разделить на 3 типа: эпизоды медленного скольжения, медленные срывы и динамические срывы, примеры которых представлены на рисунке 2.5.

45



Рисунок 2.5 – Примеры динамических событий различного типа (черная линия – зависимость смещения от времени, красная – зависимость скорости смещения от времени).

а – эпизод медленного скольжения, б – медленный срыв, в – динамический срыв.

При одинаковых внешних условиях, нормальных нагрузках скоростях $\sigma_{\rm N},$ деформирования пружины u_s и жесткостях нагружающего элемента K, каждому типу реализованных динамических событий присущи определенные закономерности изменения 2.6). В параметров (рисунок проведенных экспериментах при $\sigma_{\rm N} = 110 \, {\rm k}\Pi a, K = 60 \, {\rm H/mm} \, {\rm u}_s = 20 \, {\rm mkm/c}$ к эпизодам медленного скольжения относились события с максимальными скоростями смещения V_M менее 5u_s. Эпизоды медленного скольжения характеризуются этапом плавного нарастания скорости и последующего медленного торможения. Относительное изменение сдвигового усилия составляет не более 1–2 %, а длительность подвижки варьируется в диапазоне от 0,5 до 8 с. Для эпизодов медленного скольжения наблюдается тенденция увеличения амплитуды межблоковых перемещений при увеличении их длительности $(A \sim T)$. Вероятно, в природе данному типу событий соответствуют эпизоды медленного скольжения (SSE).

Наибольшей интенсивностью характеризуются события типа «динамический срыв», к которым относились эпизоды скольжения со значениями скоростей $V_{\rm M}$ более чем на 2 порядка превышающих u_s. Динамический срыв характеризуется резким сбросом сдвигового усилия, следующим за длительной стадией роста нагрузки. Сброс сдвигового усилия сопровождается быстрым проскальзыванием подвижного блока с максимальной скоростью до 0,5 м/с. Продолжительность всех событий данного типа примерно одинакова и при жесткости K = 60 H/MM варьируется в диапазоне от 40 до 80 мс. Стоит отметить, что длительность динамических срывов изменяется при изменении жесткости нагружающего элемента *K* и массы блока *m*. В природе динамическим срывам соответствуют нормальные землетрясения разного масштаба.

«Медленные срывы» являются переходным звеном от эпизодов медленного скольжения к динамическим срывам и в наших экспериментах характеризуются скоростями от 5 до $50-100u_s$. Медленные срывы характеризуются стадией относительно медленного увеличения скорости, за которой следует плавное замедление. Закономерность изменения параметров событий данного типа сильно зависит от состава материала заполнителя. Так, если заполнитель нарушения сплошности состоит из хрупких гранул (например, стеклянные шарики, кварцевый песок), то наблюдается уменьшение длительности событий T с увеличением амплитуды A; если же заполнитель характеризуется большим содержанием пластичных гранул (например, глина и тальк), то, наоборот, наблюдается увеличение длительности с увеличением амплитуды смещения как при эпизодах медленного скольжения. В природе медленным срывам, вероятно, соответствуют низкочастотным (LFE) и очень низкочастотным (VLF) землетрясениям.

В общем случае при изменяющемся напряженно-деформируемом состоянии классификация динамических событий на типы на основе кинематических параметров T, $V_{\rm M}$ и A не реализуема и требует введения других параметров, например величины излученной сейсмической энергии $E_{\rm s}$ (раздел 2.4).



срывы.

1-3 – натрия хлорид с размером гранул 0,32-0,40, 0,16-0,32 и 0,05-0,16 мм,
соответственно; 4-7 – стеклянные шарики с размером гранул 0,04-0,40, 0,04-0,10, 0,10-0,32 и 0,20-0,32 мм, соответственно; 8 - кварцевый песок с массовым содержанием глицерина 0,25 %, 9 – искусственный грунт; 10 – гранитная крошка 0,32-0,40 и 0,06-0,16 мм; 11 – обводненная смесь кварцевого песка (70 %) и глины (30 %).

2.2.2. Изменение параметров контакта в ходе цикла нагружения

Основываясь на экспериментальных данных о сильной нелинейности реологической зависимости $\tau(W)$ для разломов и трещин, разные авторы (Кочарян, Кабыченко, 2003; Соболев, Пономарев, 2003; Johnson P.A., Jia X., 2005) независимо высказывали соображения о том, что при переходе очаговой зоны в метастабильное состояние сдвиговая жесткость разломной зоны должна снижаться. Однако количественно этот эффект до сих пор не исследовался. В настоящем разделе экспериментально оценен характер изменения жесткости межблокового контакта на разных стадиях процесса прерывистого скольжения.

При различных режимах деформирования закономерности изменения параметров контакта между блоками существенно отличаются. Можно выделить регулярный режим, при котором динамические события одного типа реализуются как регулярно повторяющиеся события, и нерегулярный режим, при котором динамические события одного типа реализуются как случайные стохастические события (рисунок 2.7). При этом для нерегулярного режима характерно наличие, как эпизодов медленного скольжения, так и отдельных актов динамических срывов.



Рисунок 2.7 – Примеры изменения кинематических параметров при регулярном (а) и нерегулярном (б) режимах деформирования. Пунктирная линия соответствует скорости протяжки пружины *u*_s.

Рассмотрим закономерности изменения параметров модельной трещины при регулярном режиме. Наиболее сильные изменения характеристик нарушения сплошности наблюдаются при регулярно повторяющихся динамических срывах (прерывистое скольжение).

На рисунке 2.8 более подробно рассмотрено изменение параметров процесса и характеристик контакта в течение одного цикла режима регулярно повторяющихся динамических срывов. В отличие от упрощенных моделей прерывистого скольжения, в которых между участками скольжения движения нет, блок на протяжении всего цикла непрерывно движется с определенной конечной скоростью V(t), при этом скорость на стадии подготовки и во время динамического срыва может отличаться в 10^6 раз. На стадии увеличения сдвиговых напряжений (подготовка динамического срыва) можно выделить участок снижения скорости (и/или собственных колебаний) (а), участок относительной стабильности (б), когда блок движется с низкой постоянной скоростью, и участок увеличения скорости (в), который заканчивается динамическим событием. Этим участкам соответствуют определенные особенности изменения состояния контакта.

Макроскопическими деформационными параметрами, которыми удобно характеризовать изменение состояния нарушения сплошности массива горных пород, является нормальная и сдвиговая жесткости:

$$\kappa_n = d\sigma/dW_n, \ \kappa_s = d\tau/dW_s, \tag{2.2}$$

где σ и τ - соответственно нормальные и сдвиговые напряжения; W_n и W_s – нормальные и сдвиговые относительные смещения берегов нарушения сплошности.



Рисунок 2.8 – Эволюция состояния нарушения сплошности. сверху – зависимость смещения (черная) и скорости (красная) блока от времени; снизу – изменением сдвиговой жесткости от перемещения.

а – стадия упрочнения, б – стадия относительной стабильности, в – стадия разупрочнения.

На участке *a* (рисунок 2.8) после динамического срыва (в момент времени 10 с) несмотря на рост сдвигового усилия, движение постепенно замедляется. Данная особенность не обусловлена инерциальным движением блока, а связана именно с изменением состояния контакта. На данном участке наблюдается быстрое возрастание сдвиговой жесткости более чем на порядок, которая достигает максимального значения $\kappa_{s, max}$ (в рассматриваемом примере 900 МПа/м) через несколько секунд после срыва. Конец участка *a* можно считать концом стадии упрочнения межблокового контакта. Участок *б*, относительной стабильности, характеризуется незначительными вариациями сдвиговой жесткости и минимальными значениями скорости движения V(t). На заключительном этапе подготовки события наступает стадия разупрочнения *в*, в ходе которой жесткость радикально снижается по мере накопления перемещений и, как правило, убывает по степенному закону (в рассматриваемом случае $\kappa_s \sim W^{-2,2}$). В свою очередь снижение жесткости нарушения сплошности приводит к увеличению скорости блока. Длительность стадии разупрочнения *в*, в среднем, составляет примерно 2/3 продолжительности одного цикла нагружения. Заметим, что представленные закономерности изменения сдвиговой жесткости могут существенно варьироваться для различных материалов-заполнителей, однако общая тенденция сохраняется.

Аналогичные закономерности изменения параметров наблюдаются и при регулярно повторяющихся медленных срывах. Нарушенный в процессе динамического события контакт упрочняется на стадии относительного покоя, на которой сдвиговая жесткость возрастает до значений не более 50–100 МПа/м, что, в среднем, более чем на порядок ниже, чем при прерывистом скольжении. Следующая за этим стадия относительного покоя характеризуется относительно малой продолжительностью или полным отсутствием. На заключительной стадии жесткость контакта также убывает с увеличением перемещений по степенному закону.

Регулярный режим эпизодов медленного скольжения состоит из повторяющихся участков очень медленного ускорения и плавного замедления. В этом случае наблюдаются медленные вариации сдвигового напряжения с относительным изменением ($\Delta \tau / \tau_s$) не более нескольких процентов.

Существенно иная картина наблюдается при нерегулярном режиме деформирования. Ни перед эпизодами медленного скольжения ни перед медленными срывами не было обнаружено каких-либо характерных изменений параметров деформирования нарушения сплошности – события происходили спонтанно. Характерные стадии подготовки можно обнаружить только перед наиболее крупными событиями. В представленном на рисунке 2.9 примере, упрочнение контакта наступает после эпизода медленного скольжения Э длительностью 1,5 с, произошедшего в момент времени 77 с со скоростью смещения 45 мкм/с. Так, после слабого эпизода медленного скольжения Э несмотря на высокий уровень сдвиговых напряжений скоростью смещения блока резко уменьшилась до 3 мкм/с, а сдвиговая жесткость выросла до ~ 50 МПа/м. После непродолжительной стадии относительного покоя наблюдалось резкое увеличение скорости и последующий динамический срыв С. Продолжительность временного интервала между событиями Э и С составила примерно 13 с, что в несколько раз меньше характерного периода повторения при регулярном режиме динамических срывов той же амплитуды. Наблюдаемый эффект аналогичен «сейсмическому затишью» наблюдаемому перед наиболее крупными землетрясениями и горно-тектоническими ударами (Wyss, Habermann, 1988, Соболев, 1993).

51



Рисунок 2.9 – Эволюция состояния модельной трещины при нерегулярном режиме деформирования. Сверху – изменение сдвигового усилия со временем; снизу – изменение скорости смещения. Красная область – стадия сейсмического затишья, Э – эпизод медленного скольжения, С – динамический срыв.

Таким образом, выполненные эксперименты продемонстрировали, что при подготовке динамических срывов (и при регулярном режиме, и при нерегулярном) свойства контакта непрерывно изменяются. Нарушенный в процессе динамического события контакт упрочняется на стадии относительного покоя, на которой скорость смещения мала. Накопление энергии упругой деформации приводит к постепенному увеличению скорости скольжения и величины межблокового перемещения, что в свою очередь вызывает быстрое разупрочнение контакта. Разумно предположить, что снижение жесткости разломной зоны перед возникновением динамического срыва может оказаться чувствительным индикатором перехода системы в метастабильное состояние. При этом данный эффект может быть обнаружен и в природе.

Известно, что предсейсмическое скольжение регистрируется на поверхности Земли лишь при очень крупных землетрясениях. При событиях меньшего масштаба предсейсмическое скольжение происходит, вероятно, лишь в окрестности будущего гипоцентра, расположенного обычно на значительной глубине. Это делает диагностику таких зон существующими методами весьма затруднительной. Однако, одним из возможных проявлений снижения жесткости разломной зоны может оказаться появление в спектре микросейсм специфических низкочастотных колебаний. Подобные эффекты наблюдались Г.А. Соболевым и А.А. Любушиным перед несколькими землетрясениями (Соболев, 2011). Наиболее ярко это явление проявилось перед землетрясением с магнитудой $M_W = 9,2$ на о. Суматра 26.12.2104 г., где период таких колебаний, появившихся более чем за двое суток до главного толчка, стремительно увеличивался по мере приближения события (рисунок 2.10).



Рисунок 2.10 – Изменение характерных периодов колебаний (заштрихованная область), возникших перед землетрясением 26.12.2004 г. на о. Суматра, по данным (Соболев, 2011).

Низкочастотные колебания с периодами до 200 с наблюдались и другими исследователями (Левин, Сасорова, 1999) за некоторое время до главного толчка. Представляется, что подобные явления могут быть связаны с установленным эффектом снижения жесткости разломной зоны перед динамическим срывом. В работе (Кочарян, Кабыченко, 2003) рассмотрена модель возникновения собственных колебаний блока земной коры на прослойке – разломной зоне. Показано, что характерная частота таких колебаний может быть оценена как

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k_s}{\rho L}},$$
(2.3a)

где L – характерный размер блока, км; ρ – плотность; k_s – сдвиговая жесткость разломной зоны. При этом для оценки сдвиговой жесткости разлома длиной L в состоянии покоя можно использовать выражение (Кочарян, Спивак, 2003):

$$k_{s} = 1,7 \cdot 10^{8} \cdot L^{-0,41}, \qquad (2.36)$$

Полагая для примера L=50-100 км, получаем из соотношений (2.3а) и (2.3б) период таких колебаний $\Pi_0 = 15 - 20$ с. И при снижении на порядок жесткости разлома перед динамическим срывом имеем $\Pi_1 = 150 - 200$ с.

2.3.Закономерности формирования различных типов динамических событий

Известно, что необходимым условием возникновения динамической неустойчивости является эффект динамического «разупрочнения» контакта – снижения эффективного значения коэффициента трения с ростом скорости скольжения (Scholz, 1988). Другим условием является достаточно большая сдвиговая жесткость контакта (трещины или разломной зоны) в фазе разгрузки, превышающую общую жесткость нагружающей системы (жесткость массива):

$$\kappa_f = \sigma_N \left| \frac{d\mu}{dW} \right| > K \,. \tag{2.4}$$

Исследования многих авторов показали, что на режим деформирования трещины влияет геометрия гранул заполнителя. Крис Марон с коллегами показал, что для заполнителей, содержащих угловатые частицы, характерно стабильное скольжение, в то время как для заполнителей с содержанием угловатых гранул менее 30 % характерно прерывистое скольжение; кроме этого, параметры прерывистого скольжения определяются размером частиц и скоростью нагружения u_s (Mair et al.,2002; Anthony, Marone, 2005; Savage, Marone, 2007).

В ходе выполнения диссертационных исследований было показано, что формирование определенного режима деформирования определяется не только геометрией зерен, но и их химико-физическими свойствами. В таблице 2.2 представлены параметры всех экспериментов с 1-компонентными узкодисперсными заполнителями. Действительно, для всех заполнителей со сферическими гранулами формируется режим прерывистого скольжения. Однако, при рассмотрении заполнителей, состоящих только из угловатых частиц можно заметить, что если, например, для сухого песка и графита характерно стабильное скольжение, то для соли и корунда – прерывистое скольжение. Анализ таблицы 2.2 показывает, что для всех заполнителей с гранулами, характеризующихся ионной связью молекул, наблюдается прерывистое скольжение взаимодействие контактирующих гранул.

Таблица 2.2 – Режимы деформирования при различных заполнителях трещины.

Заполнитель	тип динамических событий	Молекулярный состав (тип связи)
натрия хлорид	динамический срыв	NaCl (ионная)
сухой кварцевый песок отсутствуют		SiO ₂ (ковалентная)

продолжение таблицы 2.2

сухая гранитная крошка, фракция 0,1 более мм	отсутствуют	_	
гранитная крошка	Menneuulie chlidli	см. Приложение А	
фракция 0-50 мкм	медленные срывы	ст. приложение А	
стеклянные шарики	динамический срыв	SiO ₂ (ковалентная)	
пирофиллит	отсутствуют	см. Приложение А	
тальк	отсутствуют	_	
глина	отсутствуют	см. Приложение А	
корунд	динамический срыв	Al ₂ O ₃ (ионная)	
графит, фракция 0,2-0,4 мм	отсутствуют	С (металлическая)	
оксид магния	медленный срыв	ный срыв MgO (ионная)	

Примечание: эксперименты проводились при $\sigma_{\rm N} = 65$ кПа, K = 40 - 60 Н/мм и $u_s = 20$ мкм/с

Образование динамических подвижек также наблюдается и при добавлении небольшого количества увлажняющей жидкости. Известно, что наличие флюида может привести к кардинальному изменению процессов самоорганизации и сегрегации гранулированной среды (Hornbaker et al., 1997). В проведенных экспериментах добавление 1 % по массе флюида с вязкостью 0,9 Па·с в заполнитель с хрупкими угловатыми гранулами приводило к формированию динамический неустойчивости, при этом если для кварцевого песка становились присущи динамические срывы, то для гранитной крошки – регулярные медленные срывы; увлажнение стеклянных шариков, в свою очередь, увеличивало амплитуду динамических срывов. Природа данного эффекта, вероятно, заключается в том, что при добавлении небольшого количества флюида между шероховатыми поверхностями гранул формируются особые жидкие перемычки, которые создают дополнительные адгезионные силы (Восquet et al., 1998). Вероятно, при контакте округлых частиц кварцевого песка формируется большее количество «перемычек», чем для гранул гранитной крошки, что приводит к более сильному межгранулярному взаимодействию.

Таким образом, в лабораторных экспериментах при постоянных внешних условиях формирование динамических событий обусловлено двумя факторами – геометрией гранул заполнителя и их межгранулярным взаимодействием. И чем сильнее межгранулярное взаимодействие, тем меньшую роль играет форма гранул заполнителя.

2.3.1. Трансформация деформационного режима (многокомпонентные среды)

При использовании в качестве заполнителя трещин узкодисперсных смесей различных гранулированных сред была реализована плавная трансформация режима деформирования, как вследствие изменения формы гранул, так и величины межгранулярного взаимодействия.

Используя смеси, содержащие в разных пропорциях кварцевый песок и стеклянные шарики, можно проследить влияние формы гранул на режим деформирования (рисунок 2.11). При отсутствии гладких частиц для сухого песка реализуется стабильное скольжение (если песок долгое время находится в помещении и приобретает комнатную влажность, то могут быть реализованы медленные события со скоростью смещения 0,1-0,2 мм/с). Увеличение количества «гладких» частиц до 20 % приводит к появлению одиночных динамических событий со скоростью смещения несколько мм/с. Дальнейшее увеличение содержания стеклянных шариков приводит к возрастанию как среднего значения максимальной скорости скольжения V_M, так и числа циклов, которые можно квалифицировать как динамические срывы (V_M > 100u_s). При массовой доле стеклянных шариков порядка 40 % характер движения представляет собой режим прерывистого скольжения (повторяющиеся динамические срывы) с относительно малой величиной сброшенного напряжения. При деформировании заполнителя, целиком состоящего из стеклянных шариков, скачок сдвигового усилия составляет примерно 15 % от значения τ_s , а максимальная скорость смещения достигает величины 70–80 мм/с. Аналогичные закономерности трансформации режима деформирования наблюдались при использовании смеси стеклянных шариков с гранитной крошкой.



Рисунок 2.11 – Изменение максимальной скорости перемещения V_M при изменении структуры заполнителя (смесь кварцевого песка и стеклянных шариков). Вертикальные отрезки указывают диапазон изменения значений V_M.

Нормальная нагрузка составляет 63 кПа.

Линия – аппроксимация данных в диапазоне от 0 до 60 % – и соответствует зависимости $V_M = 7 \cdot 10^{-2} \exp(0.1\delta)$, где δ – доля стеклянных шариков.

Закономерности изменения параметров динамических событий вследствие изменения величины межгранулярного взаимодействия существенно различаются для заполнителей с различными физическими свойствами гранул. Так, рассмотрим случаи с использованием в качестве заполнителя трещины смесей кварцевого песка с солью (NaCl) и пирофиллита с солью. Как в случае смеси, содержащей стеклянные шарики, постепенное увеличение содержания соли приводит к переходу от стабильного скольжения к прерывистому (рисунок 2.12).



Рисунок 2.12 – Изменение максимальной скорости перемещения V_M при изменении структуры заполнителя. Нормальная нагрузка составляет 63 кПа.

а – кварцевый песок с добавлением соли, линия соответствует зависимости $V_M = 0.3 \exp(0.1\delta); 6$ – пирофиллит с добавлением соли, линия – $V_M = 8 \cdot 10^{-4} \exp(0.1\delta)$

Для заполнителя, состоящего из песка и соли, на начальном этапе при концентрации частиц соли от 0 до 45 % максимальная скорость смещения блока увеличивается экспоненциально с увеличением содержания гранул соли; дальнейшее (более 50 %) их увеличение приводит к более медленному изменению среднего значения $V_{\rm M}$. В то же время, для заполнителя, состоящего из пирофиллита и соли, увеличение доли гранул соли вплоть до 40 % не изменяет параметры режима – наблюдается стабильное скольжение со скоростью 20 мкм/с, возрастает при содержании соли более 40 % максимальная скорость также по экспоненциальному закону. Данные различия в закономерностях изменения параметров режима, вероятно, обусловлены тем, что гранулы пирофиллита являются гибкими, в то время как гранулы песка - хрупкими.

Как было упомянуто выше, в разделе 2.3, увлажнение заполнителя приводит к формированию динамической неустойчивости. Рассмотрим, случай увлажнения кварцевого песка (рисунок 2.13). Так, если контакт, заполненный сухим кварцевым песком, во всем диапазоне используемых нагрузок демонстрирует стабильное скольжение, то незначительное увлажнение материала-заполнителя радикально изменяет процесс деформирования, переводя контакт в режим прерывистого скольжения. Увеличение содержания флюида с вязкостью 0,9 Па·с уже при $\psi = 0,1$ % приводит к резкому увеличению скорости подвижки более чем в 300 раз – до 160 мм/с, при этом относительное изменение сдвиговых напряжений во время подвижки $\left(\frac{\Delta \tau}{\tau_s}\right)$ увеличивается до 0,3. Дальнейшее добавление глицерина (вплоть до 10 % от

массы) не вносит существенных изменений в характер деформирования.



Рисунок 2.13 – Зависимость максимальной скорости перемещения от степени увлажнения кварцевого песка жидкостью с вязкостью $\eta \approx 0.9$ Па·с.

Нормальная нагрузка 83 кПа.

Радикальное влияние на вид реологической кривой модельной трещины имеет также вязкость увлажняющей жидкости. Эксперименты показали, что при малом содержании (0,5 % по массе) флюида изменение его вязкости не приводит к радикальному изменению прочности контакта – τ_s варьируется в пределах 35–45 кПа (при нормальной нагрузке 83 кПа), т.е. вариация составляют около 20 %. Значительно сильнее, в 15 раз, изменялась в экспериментах величина скачка напряжений $\Delta \tau$ во время динамического события; при этом наблюдается переход от прерывистого скольжения к режиму регулярно повторяющихся медленных срывов. Амплитуду сброса напряжений удобно характеризовать отношением $\frac{\Delta \tau}{\tau_s}$, зависимость которого от вязкости флюида, увлажняющего заполнитель, показана на рисунке 2.14. Из приведенного графика видно, что зависимость $\frac{\Delta \tau}{\tau_s}(\eta)$ оказывается не монотонной, а носит выраженный пороговый характер. Постепенно возрастая с увеличением вязкости флюида вплоть до величины $\eta \approx 1 \, \Pi a \cdot c$, значение $\frac{\Delta \tau}{\tau_s}$ затем резко падает почти на порядок с дальнейшим постепенным снижением. Таким образом, при вязкости флюида выше определенного предела режим деформирования контакта становится квазистабильным – реализуются регулярно повторяющиеся медленные события (рисунок 2.14б). При этом если величина $\frac{\Delta \tau}{\tau_s}$ изменяется в

15 раз, то значение $V_{\rm M}$ более чем на 2 порядка от 170 мм/с до 0,4 мм/с. Это обусловлено тем, что увлажнение заполнителя флюидом с высокой вязкостью приводит к более медленной релаксации напряжений, по сравнению со случаем жидкости с низкой вязкостью ($\eta < 1 \, \Pi a \cdot c$).



Рисунок 2.14 – Зависимость изменения скачка сдвиговых напряжений от вязкости увлажняющей жидкости (а) и зависимость изменения максимальной скорости от вязкости в области $\eta > 1$ Па·с (б). Содержание увлажняющей жидкости составляло 0,5 % по массе.

При исследовании процесса перехода от стабильного режима скольжения к прерывистому важным является определить закономерности изменения параметров при нерегулярном режиме деформирования, т.е. когда одновременно могут быть реализованы и эпизоды медленного скольжения, и динамические срывы.

В выполненных лабораторных экспериментах основным условием реализации нерегулярного режима деформирования является использование заполнителей с угловатыми и слабовзаимодействующими гранулами. Из всех используемых заполнителей реализация нестабильного режима была осуществлена только при использовании искусственного грунта и 20-40 %-ных смесях стеклянных шариков с кварцевым песком или гранитной крошкой. В зависимости от ширины распределения гранул заполнителя по размерам вероятности формирования динамических событий одного типа существенно отличаются. Так, если для узкодисперсной смеси кварцевого песка и шариков наблюдается близкое к равномерному распределение событий по энергиям, то для широкодисперсного искусственного грунта – степенное распределение (рисунок 2.15). Это значит, что при нерегулярном режиме скольжения именно спектр размеров отдельностей определяет соотношение между количеством сильных и слабых событий. Эксперименты с широкодисперсным искусственным грунтом показали, что определяющим статистику динамических событий, параметром, является ширина распределения частиц по размерам. С увеличением ширины распределения *n* наблюдается уменьшение угла наклона графика, т.е. увеличивается вероятность сильных динамических событий.



Рисунок 2.15 – График повторяемости динамических событий для заполнителей из искусственных грунтов разной шириной распределения n: n = 0,5 – красный, n = 2 – черный. Нормальная нагрузка составляет 85 кПа. Линии – наилучшая аппроксимация данных уравнением $\ln(N) = a - b \cdot A$, где A – амплитуда смещения.

60

2.3.2. Влияние геометрии межблокового контакта на параметры

режима

Механические и структурные характеристики отдельных участков разлома могут существенно отличаться. В этой связи важным является исследование закономерностей деформирования межблокового контакта с пространственно неоднородной структурой.

В серии экспериментов исследовалось влияние гетерогенности межблокового контакта на параметры режима деформирования. Так, формируя области межблокового контакта, характеризующиеся разными структурными свойствами заполнителя, можно проследить изменение параметров динамических событий в зависимости от размера областей с различными свойствами.

Для выявления закономерностей изменения параметров динамических событий зона межблокового контакта была разделена на несколько областей (рисунок 2.16). Одна область («1») модельной трещины заполнялась сухим кварцевым песком, для которого характерно стабильное скольжение, другая область («2») – кварцевым песком, увлажненным глицерином. Вторая смесь, как отмечалось выше, обеспечивает режим прерывистого скольжения. При этом заполнители выбирались таким образом, чтобы разные области модельной трещины характеризовались примерно одинаковыми значениями предела прочности *т*_s.



Рисунок 2.16 – Зависимость скачка сдвиговых напряжений ($\Delta \tau$) от площади области контакта, характеризующейся прерывистым скольжением. Площадь нормирована на 64 см².

Сверху показана 2 способа деления межблокового контакта на подобласти: «1» – подобласть стабильного скольжения, «2» – прерывистого скольжения. Красные крестики соответствуют расположению подобластей «1-2-1»; синие треугольники – «2-1-2».

61

Аналогично результатам численных экспериментов (Dublanchet et al., 2013) увеличение площади зоны прерывистого скольжения приводит к увеличению величины сброшенных напряжений. Причем при равномерном распределении приложенных нормальных и сдвиговых напряжений, имевших место в лабораторных экспериментах, величина $\Delta \tau$ определяется не количеством и размером отдельных подобластей, а суммарной площадью зон межблокового контакта, характеризующейся режимом прерывистого скольжения.

2.4.Исследование излучательной эффективности динамических событий

Как известно, сейсмические события, связанные с процессами деформирования и разрушения массива горных пород, характеризуются двумя энергетическими параметрами: сейсмическим моментом (M₀) и сейсмической энергией (E_s). Скалярный сейсмический момент:

$$M_0 = \mu \cdot U \cdot S \tag{2.5}$$

является общепризнанной мерой размера события. Эта величина не зависит от деталей развития процесса в очаге, поскольку определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот, пропорциональна амплитуде низкочастотной области спектра и при условии использования современной аппаратуры и методов обработки определяется достаточно надежно (Маловичко, Маловичко, 2010). В выражении (2.5) μ – модуль сдвига породы в очаге, U – смещение по разрыву, S – площадь очага. Расхождение значений, определенных разными авторами для крупных землетрясений, редко превышает 2–3 раза.

Сейсмическая энергия, т.е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, напротив, определяется динамикой развития разрыва и зависит от скорости распространения разрыва, баланса энергии в очаге и т.д. Величина сейсмической энергии обычно определяется путем интегрирования зарегистрированных колебаний.

В качестве характеристики, применяемой для сопоставления событий различного масштаба, часто используется такой параметр, как отношение сейсмической энергии к сейсмическому моменту или приведенная сейсмическая энергия:

$$e = \frac{E_s}{M_0}.$$
 (2.6)

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 самом деле, для натурных событий скалярный сейсмический момент ест произведение скачка сдвигового усилия ΔF_s , достигнутого на разрыве, на его длину L:

$$M_0 = \mu \cdot U \cdot L^2 = \mu \frac{U}{L} L^3 = \Delta \tau \cdot L = \Delta F_s \cdot L.$$
(2.7)

Соответственно, в экспериментах со слайдером $\Delta F_s = K \cdot D$, а в качестве характерного размера принимаем размер блока *l*.

Долю энергии деформации пружины, перешедшую в кинетическую энергию движения блока («излученную при лабораторном микроземлетрясении»), удобно оценить, используя экспериментальную зависимость измеренного сдвигового усилия от межблокового перемещения. Примеры таких зависимостей показаны на рисунке 2.17.

По достижении в точке x=0 напряжениями, касательными к плоскости раздела, предела прочности контакта τ_p и выполнении условия (2.4), сопротивление сдвигу $\tau_{fr}(x) = \frac{R(x)}{l^2}$ начинает снижаться с ростом перемещения быстрее, чем приложенная нагрузка $\sigma_s(x) = \frac{F_s(x)}{l^2}$. В результате начинается скольжение, описываемое уравнением:

$$m \cdot \frac{\partial^2 x}{\partial t^2} = [\sigma_s(x) - \tau_{fr}(x)] \cdot l^2, \qquad (2.8)$$

где m – масса подвижного блока, x – относительное перемещение блоков. При достижении некоторого перемещения D_c, величина которого зависит от шероховатости стенок трещины, свойств заполнителя и т.д., значение τ_{fr} достигает остаточного (динамического) значения и перестает меняться.

После выполнения условия:

$$\int_{0}^{x} [\sigma_{s}(\chi) - \tau_{fr}(\chi)] d\chi = 0, \qquad (2.9)$$

скольжение блока по границе раздела прекращается (*x* = *D*_{tot} на рисунке 2.17а) и начинается новый цикл накопления энергии деформирования.

Если характер зависимости $\tau_{fr}(x)$ таков, что разность $\sigma_s(x) - \tau_{fr}(x)$ становится отрицательной раньше, чем достигается минимально возможная величина силы трения (рисунке 2.17б), то контакт фактически полностью не выходит на режим скольжения, что и приводит к малому значению скачка напряжения. Такой эффект наиболее выражен для трещин с высоким содержанием пластичных гранул (тальк, глина).

Энергия E_s , излученная в процессе динамического проскальзывания, определялась путем интегрирования разности экспериментальных зависимостей приложенной нагрузки $\sigma_s(x)$ и сопротивления сдвигу $\tau_{fr}(x)$:

$$E_s = \int_{0}^{D_0} [\sigma_s(\varsigma) - \tau_{fr}(\varsigma)] \cdot l^2 \cdot d\varsigma , \qquad (2.10)$$

где D_0 – перемещение, при котором $\sigma_s(D_0) - \tau_{fr}(D_0) = 0$.

На диаграммах, представленных на рисунке 2.17, излученная энергия (кинетическая энергия движения блока в лабораторных экспериментах) пропорциональна площади заштрихованной области, заключенной между кривой изменения фрикционного сопротивления сдвигу по контакту и линией разгрузки массива (в наших экспериментах – снижение усилия пружины). Это означает, что чем ближе жесткость межблокового контакта к жесткости массива, тем больше энергии диссипируется в очаге и тем меньше излучается в упругую область. Как видно из графиков на рисунке 2.17 максимальные значения сдвиговых усилий, прикладываемых к блоку, в приведенных примерах близки, т.е. энергия деформации, запасенная в системе примерно одинакова. При этом «излученная энергия» различается многократно.





а – пример динамического срыва (заполнитель: кварцевый песок увлажненный
 глицерином (1 % по массе)); б – медленного срыва (обводненная смесь кварцевого песка
 (70 %) и глины (30 %)). Отсчет перемещения ведется от начала динамического события в
 одном из циклов нагружения.

Рассмотрим как изменяется в лаборатории величина приведенной излученной энергии $e_{\text{lab}} = \frac{E_s}{K \cdot D \cdot l}$. Анализ результатов экспериментов показывает, что эффективность излучения снижается по мере роста жесткости пружины. Этот эффект отчетливо виден в серии опытов, проведенных с одним и тем же заполнителем, но с пружинами разной жесткости. Зависимость $e_{\text{lab}}(K)$ для данной серии опытов показана значками на рисунке 2.18а.

Сильное влияние на величину приведенной излученной энергии оказывают и свойства заполнителя трещины. На рисунке 2.186 приведены результаты серии экспериментов с увлажнением межблокового контакта различными жидкостями, проведенными при одной и той же жесткости пружины. В данной серии фрикционная прочность контактов изменялась в пределах 20 % (раздел 2.3.1). Как видно из графика, величина e_{lab} изменяется на 3 порядка при минимальном различии прочностных характеристик заполнителя трещины.



Рисунок 2.18 – Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от жесткости пружины (а) и величины условного сейсмического момента (б); а – все эксперименты проведены с одним и тем же материалом заполнителем – кварцевым песком, увлажненным глицерином (0,5 % по массе), значки – результаты измерений, линия – наилучшее приближение экспериментальных данных соотношением $e_{\rm lab} = 5,84K^{-2}$; б – все эксперименты проведены при одной и той же жесткости пружины К = 40 Н/мм; в качестве заполнителей использовался кварцевый песок, слегка увлажненный флюидами с различной вязкостью (рисунок 2.14).

Т.к. на стадии нагружения состояние межблокового контакта определяется сдвиговой жесткостью межблокового контакта, то уместно предположить, что и на стадии разупрочнения эволюция межблокового контакта будет определена сдвиговой жесткостью $\kappa = \frac{d\tau_{fr}}{dx}$. На рисунке 2.19 приведена зависимость величины приведенной сейсмической энергии от отношения максимальной сдвиговой жесткости на стадии разгрузки $\left(\kappa_{f} = \max_{V(t)>u_{s}} \left| \frac{d\tau_{fr}}{dx} \right| \right) \kappa$ жесткости пружины *K*. Для получения безразмерного отношения жесткость разлома умножена на площадь контакта. Анализ результатов всех лабораторных экспериментов, которые

представлены в данной главе, показывает, что по мере уменьшения величины жесткости разлома и приближения её к жесткости пружины величина приведенной кинетической энергии

монотонно снижается, при этом оцененные значения e_{lab} полностью соответствуют данным натурных наблюдений. Т.е. можно сделать вывод, что режим скольжения определяется соотношением двух параметров, которые могут быть определены из результатов сейсмологических наблюдений – жесткости разлома и жесткости окружающего массива.



Рисунок 2.19 – Зависимость величины приведенной сейсмической энергии (e_{lab}) от отношения максимальной сдвиговой жесткости контакта на стадии разгрузки и жесткости пружины (κ_f/K).

Разные значки – эксперименты с различными заполнителями и пружинами разной жесткости.

2.5.Изменение параметров режима деформирования при внешнем вибрационном воздействии

Хорошо известно, что воздействие волнами удаленных землетрясений вызывает в некоторых случаях резкий всплеск сейсмичности. В то же время этот эффект носит явно избирательный характер и в пространстве и во времени. Подавляющее число инициированных событий – это землетрясения малых магнитуд, происходящие в областях с высокой геотермальной активностью и на крипующих участках разломов (Hill, Prejean, 2006).

Эксперименты с триггерным (вибрационным) воздействием проводились на той же установке. В блоке, служившем основанием установки, возбуждались колебания ударами стальных шариков массой 30 г и периодичностью 1 с. Период основных фаз одиночного импульса составлял 200–300 мкм. Колебания имели малую, по сравнению с прочностью контакта, амплитуду. Как показали полученные результаты, эффект вибраций существенно зависит от режима деформирования контакта, который, напомним, определяется в наших экспериментах структурными характеристиками межблокового контакта.

В случае регулярного прерывистого скольжения (рисунок 2.20а) с высокой амплитудой скачка напряжений присутствие вибраций может заметно ослабить амплитуды отдельных динамических срывов, снижая при этом рекуррентное время между событиями. Данный эффект характерен для заполнителей со слабым контактным взаимодействием гранул. При этом кумулятивная амплитуда смещения, реализуемая в ходе всех динамических срывов, снижается всего лишь на 5–15 %, т.е. на медленный крип, инициируемый вибрациями, приходится около 5–15 % перемещения.

В случае нерегулярного режима деформирования амплитуда смещений либо слабо снижается, либо может парадоксальным образом увеличиваться (рисунок 2.20б). Наконец, в области низкоамплитудных подвижек, происходящих с малыми скоростями (рисунок 2.20в), вибрация приводит к практически полной трансформации потенциальной энергии деформации в стабильное скольжение.



Рисунок 2.20 – Зависимость межблокового перемещения от времени для экспериментов без вибрации – линия 1, с вибрацией – линия 2. (а) – кварцевый песок с содержанием стеклянных шариком 75 %; (б) – искусственный грунт (*n* = 1) с содержанием шариков 40 %; (в) – кварцевый песок с содержанием шариков 20%.

Для оценки степени воздействия вибраций на режим деформирования использовался параметр:

$$Z = \frac{\langle D_0 \rangle - \langle D_1 \rangle}{\langle D_0 \rangle}, \qquad (2.11)$$

где $\langle D_0 \rangle$ – средняя амплитуда смещения во время всех динамических событий в эксперименте без вибраций, $\langle D_1 \rangle$ – средняя амплитуда смещения в эксперименте с вибрациями. Данный параметр показывает относительное изменение средней амплитуды смещения, реализованного в ходе одного динамического события. В дальнейшем данный параметр будем называть Zфактор. В случаях, когда Z-фактор положителен, средняя амплитуда смещения динамического события уменьшается, при отрицательных значениях – средняя амплитуда смещения возрастает.

На рисунке 2.21 приведена зависимость Z-фактора от процентного содержания стеклянных шариков в смесях с кварцевым песком и в искусственном грунте. При подсчете среднего значения амплитуды смещения учитывались только события со скоростью подвижки более 0,1 мм/с, а более медленные события были отнесены к условному крипу.



Рисунок 2.21 – Зависимость Z-фактора от процентного содержания стеклянных шариков в заполнителе. Черные – кварцевый песок, зеленый – искусственный грунт с *n*=1.

Обращает внимание существенная разница в реакции на вибрационное воздействие трещин с заполнителем на основе песка и искусственного грунта. Как отмечалось выше, наиболее эффективным воздействие вибраций оказывается для перевода низкоамплитудных подвижек в режим стабильного скольжения. Так, при заполнителях из смеси кварцевого песка и стеклянных шариков (доля менее 30 %) кумулятивная амплитуда смещения во время динамических событий уменьшается многократно.

В условиях нерегулярного режима скольжения (смесь на основе искусственного грунта) вибрации переводят большую часть низкоамплитудных событий в крип, в то время как количество событий с относительно большими амплитудами изменяется незначительно. Это приводит к сужению спектра динамических событий и эффекту сильного снижения величины

Z-фактора вплоть до отрицательных его значений, что означает увеличение средней амплитуды подвижки.

При регулярном прерывистом скольжении трещин, заполненных гранулами со слабым контактным взаимодействием, средняя амплитуда динамических срывов может снизиться почти вдвое под воздействием вибраций. Вероятно, из-за слабого контактного взаимодействия даже небольшие остаточные перемещения, возникающие в результате вибрационного воздействия, переводят контакт в неустойчивое состояние.

Более сильное контактное взаимодействие гранул заполнителя снижает эффективность воздействия вибраций. Это видно как на примере искусственного грунта, так и в экспериментах с увлажненным песком.

На рисунке 2.22 представлена зависимость изменения Z-фактора в экспериментах с увлажненным кварцевым песком. Напомним, что добавление всего лишь 0,05 % глицерина приводит к резкому изменению режима скольжения (рисунок 2.13). Изменение режима деформирования вследствие увеличения силы контактного взаимодействия приводит к тому, что эффект вибраций существенно ослабевает. Z-фактор уменьшается до 0,25. Дальнейшее увеличение содержания глицерина ведет к образованию еще более прочных контактов гранул, для разрыва которых требуются большие амплитуды колебаний. Это приводит к снижению эффективности вибрационного воздействия и Z-фактор уменьшается до значений Z = 0,02-0,04.



Рисунок 2.22 – Зависимость Z-фактора от массовой доли флюида с вязкостью $\eta\!=\!0.9\,\Pi a\!\cdot\!c\,.$

2.6. Маломасштабные полевые эксперименты в постановке «слайдер»-модели

В рамках диссертации проводилось исследование процессов деформирования межблокового контакта в маломасштабных полевых экспериментах. В таких опытах, 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).

2.6.1. Методика проведения полевых экспериментов

Эксперименты проводились на геодинамическом полигоне в п. Листвянка Иркутской области на установке «Трибо», созданной В.В. Ружичем (Ruzhich et al., 2014) и показанной на рисунке 2.23. Исследование закономерностей формирования различных режимов сдвигового деформирования было выполнено в классической постановке эксперимента «слайдер»-модели. Бетонный блок размещался на обнажении одной из плоскостей скольжения участка Ангарского сейсмоактивного разлома с углом падения 43° - 45° на юго-запад. 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 от 5 до 8. Размер и масса блока составляли соответственно $110 \times 90 \times 25$ см³ и 525 кг. Контакт между поверхностью блока и плоскостью скольжения заполнялся слоем гранулированного материала. Вследствие сложного рельефа плоскостей скольжения толщина слоя в разных точках контакта варьировалась от 1 до 5–7 см.



Рисунок 2.23 – Общий вид экспериментальной установки «Трибо»: Л – лазерный датчик перемещения, У – упругий элемент, Д – гидравлический домкрат, С – датчик силы.

В процессе гравитационного соскальзывания движение блока контролировалось системой нагружения, которая состояла из гидравлического домкрата (Д) и упругого элемента (У) с жесткостью $K = 490\pm5$ Н/мм. Скорость деформации упругого элемента u_s равнялась скорости опускания плунжера домкрата. Перемещения блока относительно плоскости разлома измерялись лазерным датчиком ILD2220-10 (Л)). Создаваемые плунжером сдвиговые усилия контролировались датчиком силы DACELL UU (С), но из-за низкой чувствительности датчика и его большой инерционности результаты измерения силы использовались только в качестве ориентира.

В качестве материала-заполнителя трещины использовались различные природные материалы – смесь кварцевого песка с суглинком (далее «песок»), крошка диорита и хлорид натрия (далее «соль»). В некоторых экспериментах сдвиговое деформирование осуществлялось без заполнителя, т.е. блок размещался непосредственно на обнажении разлома.

2.6.2. Различные режимы деформирования

Как и в лабораторных экспериментах, использование различных гранулированных материалом и их смесей позволило реализовать широкий спектр режимов деформирования. В качестве основных параметров, характеризующих тот или иной режим деформирования, использовались максимальная скорость скольжения во время динамических событий ($V_{\rm M}$) и периодичность появления динамических событий с близкими значениями максимальных скоростей (ΔT). В зависимости от регулярности появления динамических событий с разной магнитудой можно выделить режимы условно стабильного, нестабильного и прерывистого скольжения. Примеры различных режимов деформирования показаны на рисунке 2.24, а их характеристики, полученные в экспериментах, приведены в таблице 2.3.

Выполненные эксперименты демонстрируют, что условно стабильное скольжение состоит из нерегулярных участков ускорения и замедления, продолжительность которых варьируется от 1 до 4 с. Максимальная скорость скольжения $V_{\rm M}$ не превышает ~5 $u_{\rm s}$. В ряде случаев могут присутствовать одиночные спонтанные акты проскальзывания со скоростями до $10u_{\rm s}$.



Рисунок 2.24 – Зависимость смещения и скорости смещения блока от времени для различных режимов деформирования. Серой линией обозначена скорость деформации упругого элемента u_{s.}

(а) – условно стабильный режим; (б) – нестабильный режим; (в) – прерывистый режим.

В процессе прерывистого скольжения контакт, нарушенный в результате динамического срыва, упрочняется на продолжительной стадии относительного покоя, на которой скорость превышает в смещения блока не среднем $0,1u_s$. Закономерности лвижения на «предсейсмической» и «постсейсмической» стадиях динамических событий определяются свойствами материала-заполнителя. Для заполнителя, состоящего из увлажненной соли, накопление упругой энергии приводит к 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. Для прерывистого скольжения характерным считалось наличие событий с максимальными скоростями, как правило, более 20и_s. В ходе регулярного прерывистого скольжения наблюдалась хорошая воспроизводимость параметров при повторных циклах, а относительная амплитуда сброса сдвиговых напряжений не превышала величины 0,1.

Отдельное место при этом занимает режим повторяющихся медленных ($V_{\rm M}$ варьируется в диапазоне от $5u_{\rm s}$ до $20u_{\rm s}$) динамических событий. Для данного режима характерны медленный набор скорости и плавное торможение, так что продолжительность события могла длиться 1–2 секунды, а рекуррентное время 6–10 секунд.
Режим нестабильного скольжения характеризуется наличие интервалов как условностабильного скольжения, так и нерегулярных динамических срывов с максимальными скоростями скольжения от 10*u*_s до 200*u*_s.

Проведенные эксперименты продемонстрировали более сильные вариации параметров нарушения сплошности, чем в лабораторных опытах. Для исследования упорядоченности процессов сдвигового деформирования нарушений сплошности был применен метод Грассбергера-Прокаччиа 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, который определяется следующим образом:

$$C(\varepsilon) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1,i\neq j}^{N} \chi \left(\varepsilon - \left\| \vec{z}_i - \vec{z}_j \right\| \right), \qquad (2.12)$$

где N – объем выборки, χ – функция Хевисайда, ε – параметр близости, $\vec{z_i} = (x_i, x_{i+\delta}, x_{i+2\delta}, ..., x_{i+\delta(m-1)})$ – вектора размерности m, построенные по исходным значениям измеряемой величины с временной задержкой δ . Так как компоненты z-векторов должны быть независимы, величина δ 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: $\lim_{\varepsilon \to 0} C(\varepsilon) \sim \varepsilon^d$, где d – положительный показатель степени, называемый корреляционной размерностью аттрактора. Следовательно,

$$d = \lim_{\varepsilon \to 0} \frac{\log C(\varepsilon)}{\log \varepsilon}.$$
(2.13)

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. При этом корреляционная размерность d_0 характеризует упорядоченность режима деформирования.

Анализ таблицы 2.3 показывает, что режим условно стабильного скольжения характеризуется максимальными значениями размерности d_0 , а режим прерывистого скольжения – минимальными; при этом с ростом корреляционной размерности наблюдается уменьшение средних значений максимальной скорости блока во время динамических событий $V_{\rm M}$.

Таблица 2.3 – Характеристики различных режимов сдвигового деформирования нарушения сплошности в полевых экспериментах.

№ опыта	Материал- заполнитель	Тип скольжения *,**	и, мкм/с	Кумулятивное смещение, мм	Диапазон изменения V _M , мм/с	Рекуррентное время (ΔТ), с	Корреляционная размерность, d ₀
03-2		1	10	2	0,02–0,04	21±5	4,3
	песок с крошкой	2	5	8	0,05–2,75	17±16	4,2
	диорита	2	0	9	0,25–7,08	18±6	3,9
		2	35	10	0,32–1,77	5±3	3,8
06-7	соль	3	10	30	10,11–10,47	110±12	<1
		3	12	9	10,00–12,69	102±18	<1
		3	38	25	9,49–10,47	25±1	<1
		3	60	17	10,12–15,36	21±4	<1
04-5	без заполнителя	2	35	14	0,21–4,81	18±16	4,4
		2	40	7	0,08–2,77	11±8	4,6
		3	62	15	1,22–9,65	21±20	3,8
05-11	песок	1	100	17	0,18–0,39	8±4	5,4
		1	210	26	0,41–0,82	5±4	4,6
		1	145	10	0,31–0,73	7±11	5,6
06-2		1	200	15	0,40–0,93	6±4	5,3
		1	210	21	0,43–1,79	4±2	4
	отдельные зоны песка	2	145	9	0,32–3,48	4±3	4,5
	и соли	2	210	8	0,44–1,78	2±2	3,3
		3	145	8	2,04–10,10	7±4	<1
		3	210	25	1,19–5,23	3±1	1,1
		3	200	5	4,36–6,25	4	<1

Примечание: * – Определяется по зависимостям x(t) и V(t); ** –1 соответствует условно стабильному режиму скольжения; 2 – нестабильному; 3 – прерывистому.

2.6.3. Различные типы динамических событий

Как отмечалось выше, мы классифицировали разные режимы деформирования по максимальным скоростям подвижек. Как и в лабораторных экспериментах, различные акты высвобождения накопленной упругой энергии (динамические события) можно условно разделить на три типа: эпизоды медленного скольжения ($V_{\rm M} < 5u_{\rm s}$), медленные срывы ($5u_{\rm s} < V_{\rm M} < 20u_{\rm s}$), динамические срывы ($V_{\rm M} > 20u_{\rm s}$). В ряде случаев к динамическим срывам были отнесены события со скоростями менее $20u_{\rm s}$, но характеризующиеся продолжительностью стадии разгрузки менее 0,3 с. Заметим, что данное деление на моды является весьма условным и

сделано для «наглядной» классификации полученных результатов. Примеры зарегистрированных экспериментальных зависимостей различных типов динамических событий приведены на рисунке 2.25.



Рисунок 2.25 – Зависимость изменения смещения (черная) и скорости смещения (серая) блока от времени.

(а, б) – эпизод медленного скольжения; (в, г) – медленный срыв; (д, е) – динамический срыв.

Результаты измерений показывают, что динамические события, относящиеся к одному и тому же типу, могут иметь заметно отличающиеся закономерности изменения скорости скольжения от времени. Эпизоды медленного скольжения с одинаковой максимальной скоростью скольжения могут характеризоваться длительностями, отличающимися в 2–3 раза. В общем случае продолжительность эпизодов варьируется от 0,5 до 4 с. Для разных срывов отличия наблюдаются как на предсейсмической, так и динамических на постсейсмической стадиях цикла. В ряде случаев полностью отсутствует предсейсмическая стадия, в тоже время при других срывах длительность интервала времени, на котором наблюдается ускоренное движение, достигает 1 с. На постсейсмической стадии срыва может наблюдаться особый тремор, наличие и продолжительность которого определяются свойствами материала-заполнителя. Заметные отличия наблюдаются и между медленными подвижками. Существенно изменяются продолжительность событий, закономерности ускоренного движения перед актом проскальзывания. В ряде случаев наблюдаются «парные медленные подвижки» (рисунок 2.25г) продолжительностью от 1 до 3 с. Отмеченные различия в пределах одной и той же моды скольжения обусловлены, главным образом, свойствами межблокового контакта, а не параметрами нагружающей системы.

Для выявления особенностей процесса деформирования межблокового контакта проанализируем закономерности изменения параметров движения блока на постсейсмической стадии динамического события.

В работе (Кочарян и др., 2006) установлено, что любое постдинамическое движение по границе блоков с удовлетворительной точностью может быть описано уравнением с использованием реологических соотношений типа структурной сверхпластичности:

$$\dot{W} = \frac{1}{\varsigma} \cdot \sigma_s^{1/\alpha}, \qquad (2.14)$$

при этом межблоковое перемещение определяется выражением:

$$W(t) = \frac{\tau V_0}{\alpha} \left\{ 1 - \left[1 + (1 - \alpha) \frac{t}{\tau} \right]^{\frac{\alpha}{\alpha - 1}} \right\},$$
(2.15)

где $V_0 = \frac{dW}{dt}(0)$ – скорость смещения, $\tau = \frac{\alpha}{\kappa_s V_0} \sigma_{s0}$ - характерное время процесса, σ_{s0} – величина касательных напряжений на границе блоков в момент окончания динамической фазы движения, κ_s – сдвиговая жесткость контакта. Параметр α – показатель степени в реологическом соотношении для контакта (соотношение 2.14) может изменяться от 0 до 1. При $\alpha \rightarrow 1$ реология контакта соответствует вязкой жидкости, а при $\alpha \rightarrow 0$ – закону сухого трения со скоростным упрочнением.

Таким образом, аппроксимируя экспериментальную зависимость межблокового перемещения от времени соотношением (2.15), можно судить о закономерностях сопротивления контакта сдвиговой деформации на стадии релаксации напряжений.

Стоит обратить внимание на то, что в нашем случае соотношение (2.15) характеризует деформирование неконсолидированного межблокового контакта, заполненного гранулированной средой, а не деформирование твердого тела. «Квазипластичность» межблокового контакта при малых давлениях обусловлена проскальзыванием по контактам гранул заполнителя вследствие быстрого смещения берегов трещины и определяет закономерности релаксации напряжений на стадии разупрочнения и не связана с истинной пластичностью материала.

Примеры событий, характеризующиеся различной реологией, представлены на рисунке 2.26. Реологический параметр α , наилучшим образом аппроксимирующий экспериментальные эпюры, варьировался в диапазоне от 0,05 до 1. Статистический анализ случайной выборки объемом 100 событий из множества всех реализованных динамических событий показал, что $\alpha = 0,7\pm0,3$. В то же время для заполнителя «соль» значение $\alpha = 0,8\pm0,2$, а для «песка» с крошкой диорита $\alpha = 0,5\pm0,2$.



Отметим, что для некоторых динамических срывов подобрать аппроксимирующую кривую невозможно из-за отсутствия «постдинамического» скольжения.

2.6.4. Изменение режима деформирования в процессе сдвига

Проведенные натурные эксперименты продемонстрировали более сложные закономерности изменения режимов деформирования, чем наблюдаемые в лабораторных экспериментах. При деформировании межблокового контакта с пространственно неоднородной наблюдается структурой заполнителя не только изменение параметров режима деформирования, но и изменение самого режима в ходе эксперимента.

Для выявления особенностей трансформации режимов деформирования в серии опытов контакт заполнялся фракциями песка и соли поочередно так, что ~ 25 % площади контакта приходилось на соль и ~ 75 % – на песок. При деформировании такого сложно структурированного объекта наблюдалась смена режимов скольжения. Пример такого изменения представлен на рисунке 2.27. Корреляционная размерность временного ряда определялась в интервале длительностью 15 с с шагом 10 с.



Рисунок 2.27 – Трансформация режима деформирования. *u*_s составляет 200 мкм/с. а – изменение скорости блока со временем; б – изменение корреляционной размерности со временем; в – примеры 10-секундных интервалов записи смещения блока от времени.

Представленный режим деформирования можно разделить на 5 этапов (рисунок 2.24). На первом этапе реализован режим нестабильного скольжения, характеризующийся корреляционной размерностью от 2,4 до 4. При кумулятивном смещении ~29 мм начинают появляться события медленного скольжения, а при кумулятивном смещении ~35 мм – динамические срывы. Второй этап – режим прерывистого скольжения – характеризуется размерностью от 1 до 2,8 и максимальными скоростями скольжения от 3 до 7 мм/с. Дальнейшее деформирование (кумулятивное смещение составляет ~53 мм) приводит к появлению регулярных событий медленного скольжения (этап 3). Для событий медленного скольжения на данном этапе характерны максимальная скорость скольжения 1–2 мм/с и продолжительность

0,4–0,6 с. 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.

При аппроксимации постсейсмичекой стадии событий соотношением (2.15) все реализованные в процессе деформирования контакта со сложной структурой динамические события условно можно разделить на 2 группы: динамические срывы с реологическим параметром $\alpha = 0,9\pm0,1$ и медленные динамические события с $\alpha = 0,4\pm0,1$. Первая группа характеризует этапы 2 и 4 (прерывистое скольжение), вторая – этапы 1, 3 и 5 (условно стабильное, нестабильное). Следовательно, регулярное прерывистое скольжение было реализовано только в тех случаях, когда реология контакта соответствовала реологии «соли». Это, в свою очередь, означает, что при деформировании крупного нарушения сплошности со сложным профилем берегов реализация определенного типа динамических событий обусловлена свойствами некоторой локальной области контакта, которая в процессе деформирования может измениться.

2.7.Выводы к главе 2

- Разработана экспериментальная методика воспроизведения различных режимов межблокового скольжения.
- Предложена классификация режимов скольжения на основе максимальной скорости смещения бортов V_M. В проведенных лабораторных экспериментах деформационные события классифицированы на динамические срывы (максимальная скорость смещения блока более чем на два порядка превышает среднюю скорость деформации контакта V_M > 100u_s), медленные срывы (5u_s < V_M < 100u_s) и эпизоды медленного скольжения (V_M < 5u_s). Установлено, что реализация того или иного режима скольжения определяется жесткостью нагружающей системы, напряженным состоянием контакта, механическими и структурными его характеристиками.
- Количественно описан эффект изменения жесткости нарушения сплошности в ходе цикла нагружения. Установлено, что на заключительном этапе подготовки динамического срыва жесткость трещины радикально снижается. Изменение этого параметра является надежным индикатором перехода контакта в метастабильное состояние и может быть обнаружено сейсмическими методами.

- Экспериментально установлено, что в условиях скоростного разупрочнения контакта режим скольжения определяется соотношением двух параметров, которые могут быть определены из результатов сейсмологических наблюдений – жесткости разлома на стадии разгрузки и жесткости окружающего массива.
- Показано, что небольшие вариации вещественного состава, которые слабо сказываются на эффективной прочности разлома, могут приводить к существенному изменению его сдвиговой жесткости достаточному для смены режима скольжения и значительному изменению доли энергии, излучаемой в виде сейсмических волн.
- Установлено, что эффект внешнего низкоамплитудного воздействия на напряженный межблоковый контакт в значительной степени определяется фоновым режимом деформирования последнего. Наиболее эффективным воздействие вибраций оказывается для перевода низкоамплитудных подвижек в режим стабильного скольжения. В случае квазистабильного скольжения с небольшим количеством низкоамплитудных подвижек, кумулятивный сейсмический момент, реализованный через динамические подвижки, уменьшается многократно. При развитом стик-слипе, внешнее воздействие способно снизить амплитуды отдельных динамических событий, хотя кумулятивная величина излученной энергии остается неизменной. В условиях переходных режимов скольжения внешнее воздействие может даже увеличить амплитуду динамических срывов.
- В маломасштабным натурных экспериментов установлены факторы, определяющие режим деформирования сложного межблокового контакта. При деформировании контакта с пространственно неоднородной структурой может иметь место изменение режима деформирования.

ГЛАВА 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ДЕФОРМИРОВАНИЯ НАРУШЕНИЙ СПЛОШНОСТИ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Получившие мощное последние лесятилетия развитие геодезические В И сейсмологические методы исследований не могут дать полной информации о процессах, происходящих в земной коре. Недостаточное разрешение таких методов и неоднозначность интерпретации обратных сейсмологических задач делает затруднительным создание единой геомеханической модели различных режимов межблокового скольжения. Источником дополнительной информации является геофизический деформационный мониторинг нарушений сплошности массива горных пород.

Деформографы предназначаются для регистрации движений в диапазоне периодов от долей секунды до нескольких лет и позволяют получать данные в частотной области не всегда доступной для сейсмологических и геодезических методов. Кроме того, и сейсмология, и геодезия, включая GPS методы, позволяют контролировать деформационные процессы в некоторой области лишь интегрируя их по пространству. Деформационные же методики дают возможность проведения наблюдений на конкретном структурном нарушении. Использование деформографов для мониторинга относительных межблоковых перемещений ведется с 1888 г. (Milne, 1888). Долгое время из-за малой точности измерений их использование с целью изучения задач геомеханики разломных зон было бесполезным, из-за возникающих затруднений с интерпретацией медленных апериодических движений, регистрируемых деформометрами. Основными задачи деформационного мониторинга были исследование долгопериодных процессов, таких как приливные деформации горного массива (Тимофеев и др., 2012), медленные тектонические движения (Gosar, 2007), развитие катастрофических склоновых явлений (Востриков и др., 2009).

Развитие измерительной техники и открытие большого числа различных режимов межблокового скольжения позволяют по-новому взглянуть на данные, получаемые при деформационном мониторинге природных нарушений сплошности, и решать новые актуальные задачи геомеханики разломных зон.

3.1. Методика проведения деформационных измерений

Деформационный мониторинг проводят на обнажениях разломов либо на дневной поверхности, либо в выработках на глубине десятки и сотни метров. С этой целью могут быть использованы различные типы деформометров, обзор которых представлен, например, в (Латынина, Кармалеева, 1978).

Длительный мониторинг активных нарушений сплошности позволяет выявить суточные и сезонные перемещения, обнаружить эффекты накопления деформаций, если они имеют место, а также изучить другие особенности деформационного режима, в том числе, апериодические межблоковые подвижки. Исследования на дневной поверхности сопровождаются сильными вариациями температуры, давления, ветровой нагрузки и т.д. С одной стороны, это позволяет оценить влияние природных метеофакторов на режим деформирования, с другой, вносит существенную ошибку в точность измерений.

Мониторинг, направленный на исследование деформаций тектонического происхождения, более целесообразно проводить в выработках на глубине десятки и сотни метров от поверхности, что позволяет уменьшить число внешних метеофакторов, которые влияют на деформационные характеристики межблокового контакта. Так, например, температурные деформации, вызванные периодическим неравномерным нагревом поверхности, на дневной поверхности могут достигать 10⁻⁶; но при заглублении пункта измерений происходит экспоненциальное затухание величины эффекта и уже на глубине 30 м относительные деформации составляют 10⁻⁸.

В ходе исследований в рамках диссертации, деформационный мониторинг проводился с помощью штангового деформографа, представленного на рисунке 3.1. Его основным элементом является стержень из кварцевого стекла диаметром 1 см и длиной от 30 до 60 см, пересекающий плоскость нарушения сплошности. Один конец стержня жестко закреплен на одном из берегов нарушения сплошности в ненарушенном массиве с помощью стальной оснастки, второй свободно движется относительно другого берега. В качестве регистрирующей системы относительных перемещений берегов нарушений сплошности использовались индуктивные М-022А типа LVDT производства фирмы «Микромех» (г. Санктдатчики перемещения Петербург), которые представляют собой электромеханический преобразователь, преобразующий линейное перемещение в электрический сигнал. Датчик перемещения устанавливался в ненарушенном массиве так, чтобы ось датчика совпадала с осью стержня, а головка датчика соприкасалась с торцом стержня (рисунок 3.1б). К отличительным особенностям регистрирующего датчика можно причислить очень большой динамический диапазон измеряемых перемещений и возможность работать в самых жестких условиях эксплуатации. В измерительный канал, кроме датчиков, входил четырехканальный контролер БИН-8 производства НПО «Промтрансавтоматика» (г. Санкт-Петербург) и регистрирующий компьютер. Данный измерительный канал позволяет проводить измерения относительных смещений в пределах от -1,5 до +1,5 мм с разрешением 0,2 мкм (относительные деформации $\sim 10^{-7}$). Регистрация велась в непрерывном режиме с шагом по времени 1 с.



Рисунок 3.1 – Индукционный датчик перемещения М-022А и контрольноизмерительный блок БИН-8 (а) и схема установки штангового деформографа (б).

Для исследования общих закономерностей режима деформирования, обусловленных различными эндо-, экзо- и техногенными факторами, измерения проводились как на дневной поверхности, так и в штольне сейсмостанции Талая (TLY) на глубине 30 м.

Для измерения всех компонент относительного смещения берегов нарушения сплошности устанавливается 4 датчика (рисунок 3.2а). Датчики устанавливаются в специально пробуренные шпуры на цементный раствор. Один из датчиков (#1) устанавливается на целике, т.е. на участке, не содержащем видимых нарушений, остальные три датчика (#2–#4) пересекали плоскость исследуемого разлома или трещины. Для учета влияния вариаций температурного режима на показания деформографа проводились измерения температуры с точностью 0,1°C. Датчик температуры крепился на одной из опорных штанг. Датчик #2 измеряет относительное перемещение берегов в направлении перпендикулярном плоскости среза (смещение по простиранию разлома – S_{\otimes}). Датчики #3 и #4 располагались под разными фиксированными углами к линии разлома. Путем пересчета определялись компоненты деформации, соответствующие смещению по падению разлома (S_{\parallel}) и раскрытию разлома (S_{\perp}).

Для того чтобы из показаний датчиков #3 и #4 получить соответствующие компоненты деформации разлома, рассмотрим следующую схему (рисунок 3.26). Пусть имеется нарушение сплошности, простирающееся вдоль оси Ох, на берегах которого установлены два датчика: AB и CD (Точки A и C неподвижны; B, D – подвижны). Оси датчиков составляют с направление оси Ох соответственно углы α_1 и α_2 . Пусть в процессе наблюдения произошло относительное смещение берегов $\vec{s}(S_{\parallel}, S_{\perp})$, в результате чего датчики заняли новое положение AB₁ и AD₁. Показания датчиков соответствуют относительному изменению длины датчиков:

$$\Delta_1 = AB_1 - AB$$

$$\Delta_2 = CD_1 - CD$$
(3.1)

83

Для того чтобы установить связь между истинными показаниями датчиков и компонентами смещения S_{\parallel} и S_{\perp} рассмотрим соответственно треугольники ABB₁ и CDD₁. Можно видеть, что:

$$AB_{1}^{2} = (AB\cos\alpha_{1} + S_{\parallel})^{2} + (AB\sin\alpha_{1} + S_{\perp})^{2}$$

$$CD_{1}^{2} = (CD\cos\alpha_{2} + S_{\parallel})^{2} + (CD\sin\alpha_{2} + S_{\perp})^{2},$$
(3.2)

тогда с учетом соотношения (3.1) получаем:

$$2AB \cdot \Delta_{1} + \Delta_{1}^{2} = 2AB \cdot S_{\parallel} \cdot \cos \alpha_{1} + 2AB \cdot S_{\perp} \cdot \sin \alpha_{1} + S^{2}$$

$$2CD \cdot \Delta_{2} + \Delta_{2}^{2} = 2CD \cdot S_{\parallel} \cdot \cos \alpha_{2} + 2CD \cdot S_{\perp} \cdot \sin \alpha_{2} + S^{2},$$
 (3.26)

Так как $L >> \Delta_{1,2}$ и L >> S, то с точностью до первого порядка можно получить следующие соотношения для компонент смещения:

$$S_{\perp} = \frac{\Delta_{1} \cos \alpha_{2} - \Delta_{2} \cos \alpha_{1}}{\sin(\alpha_{1} - \alpha_{2})}$$

$$S_{\parallel} = \frac{\Delta_{2} \sin \alpha_{1} - \Delta_{1} \sin \alpha_{2}}{\sin(\alpha_{1} - \alpha_{2})}$$
(3.3)



Рисунок 3.2 – Схемы проведения измерений (а) и расчета компонент относительного смещения берегов нарушения сплошности (б).
(а): черная линия– нарушение сплошности, #1–#4 – измерительные датчики
(б): AB(B₁) и CD(D₁) соответствуют датчикам #4 и #3, соответственно. *S*(S₁, S_⊥) – относительное смещение берегов.

3.2. Деформационный мониторинг нарушений сплошности на дневной поверхности

Исследования проводились в летние периоды 2010 и 2015 гг. на 2 различных объектах, расположенных в Байкальской рифтовой зоне.

3.2.1. Структурное нарушение в зоне влияния Ангарского надвига

С 12 по 19 июля 2010 г. сотрудниками ИДГ РАН и ИЗК СО РАН проводился деформационный мониторинг на берегу озера Байкал на разломах, расположенных в зоне влияния Ангарского надвига, в 5 км восточнее поселка Большие Коты, недалеко от мыса Соболёва. На рисунке 3.3 показаны место проведения полевых работ и общий вид экспериментальной площадки. Измерения проводились на нарушения сплошности массива, который сложен из конгломерата осадочной горной породы, представляющей собой сцементированную гальку с примесью песка, гравия и валунов. Цементирующим материалом в конгломерате обычно являются окислы железа, карбонаты, глинистый материал и реже кремнекислота.



Рисунок 3.3 – Общий вид экспериментальной площадки «Большие Коты». T1, T2 – измерительные точки 1 и 2, соответственно, ПВ – пункты взрывов.

Для проведения измерений использовалась методика, описанная в предыдущем разделе. Однако из-за сложной конфигурации нарушения сплошности были использованы только 2 датчика #3 и #4 (рисунок 3.2, измерение компоненты S_{\otimes} не проводились). Датчики деформации были установлены на борта двух нарушений сплошности, выходящих на поверхность. Измерительные точки представлены на рисунке 3.36. В первом случае структурное нарушение

представляет собой трещину с раскрытием (на свободной поверхности) 2–5 см (точка 1), во втором – с раскрытием 10–20 см (точка 2).

Примеры зарегистрированных в измерительной точке 1 записей датчиков деформаций и температуры представлены на рисунке 3.4. Погрешность измерений составляет порядка 1 мкм и учитывает точность измерений деформографа и датчика температуры, а также погрешность определения геометрии расположения датчиков. В ходе мониторинга наибольшее влияние на периодические знакопеременные вариации деформации массива оказывают суточные колебания температуры. Вклад вариаций атмосферного давления, ветровой нагрузки, грозовой активности, как правило, оказывается малосущественным. Анализ рядов данных показал, что наибольшая корреляция (-0,77) температуры и компоненты S_{\perp} («раскрытие» трещины) наблюдается при сдвиге рядов на 2,9 часа, т.е. температурные деформации нарушения сплошности достигают максимума через 2,9 часа после соответствующего изменения температуры. Отметим, что коэффициент корреляции между рядами температуры и компоненты S_{\parallel} составляет -0,28.



Рисунок 3.4 – Зависимость компонент деформаций нарушения сплошности (S_{\perp} и S_{\parallel}), ненарушенного массива (S_0 – черная линия) и температуры (красная кривая) и от времени. Моменту времени «0» соответствует начало регистрации 12.07.2010 г. в 15:47:40 (GMT+8).

На представленных графиках S_0 , S_{\perp} знак «плюс» соответствует растяжению, «минус» – сжатию.

86

В ходе экспериментов было зарегистрировано 11 микроподвижек, 3 из которых имели продолжительность ~ 2 с и 8 – продолжительность более 10 с. Здесь и далее, будем называть подвижки с продолжительностью менее 5 с – быстрыми, с продолжительностью более 10 с – медленными. Параметры всех зарегистрированных событий представлены в таблице 3.1. Анализ параметров показывает, что если для всех быстрых событий продолжительность примерно одинакова, то для медленных событий наблюдается тенденция увеличения продолжительности событий при увеличении амплитуды смещений (рисунок 3.5). Наблюдаемая тенденция изменения параметров медленных событий аналогична тем, что представлены в предыдущих главах (рисунки 1.9 и 2.6).

Таблица 3.1 – Параметры зарегистрированных межблоковых подвижек на полигоне «Большие Коты».

#	Время начала*	Продолжительность, с	ΔS_{\perp} , мкм	ΔS_{\parallel} , мкм
1	1,781	250 c	-6	4
2	2,647	1300 c	-6	-10
3	3,119	120 c	-	3
	3,123	200 c	1	0
4	3,816	2-5 c	15	-2
5	3,823	2 c	1	2
6	3,903	180 c	-10	-8
7	5,785	520 c	-8	-8
8	5,803	604 c	-6	-7
9	5,818	2 c	2	-240
10	6,129	11 c	-2	-4
11	6,238	50 c	-1	-1

Примечание: * – Времени начала «0» соответствует начало регистрации 12.07.2010г. в 15:47:40 (GMT+8).



Рисунок 3.5 – Зависимость длительности эпизода скольжения *T* от амплитуды перемещения.

Линией показано наилучшее приближение – $T = 26 \cdot S_{\parallel}^{1,4}$.

Особое внимание стоит обратить на аномалии деформационного режима 18 июля (рисунок 3.6). В ходе измерений наблюдались разнонаправленные межблоковые подвижки с разными скоростями деформациий. Первой в 10:37 произошла медленная подвижка #7, состоящая из двух стадий. Первая стадия продолжительностью 4,1 минуты характеризовалась относительным смещением верхнего борта трещины вниз (увеличение компоненты S_{II}) и одновременным сжатием трещины. На второй стадии продолжительностью 17,5 минут наблюдается только относительное скольжение бортов при неизменной ширине трещины. Начало стадии быстрого роста температуры совпадает с началом медленного события #8 продолжительностью 21,6 мин. Оценить точно компоненты смещения не представляется возможным из-за резкого изменения температуры и сложности учета соответствующих температурных деформаций массива. Через ~ 6 минут после медленного события #8 произошло быстрое, длительностью около 2 с, наиболее сильное событие #9 со следующими параметрами: раскрытие $\Delta S_{\parallel} = 2$ мкм, сдвиг $\Delta S_{\parallel} = -240$ мкм. Во время этого эпизода наблюдалось не только смещение по трещине, но и необратимые деформации визуально ненарушенного массива. В момент события #8 датчик, установленный на целике, зафиксировал расширение (относительная деформация ~ 10⁻⁴). Отметим, что данному событию $\Delta S_0 = 35$ мкм предшествовал аномально быстрый рост температуры (на 20 °C за полчаса), что, вероятно, и привело к инициированию раскрытия микротрещин в визуально ненарушенном массиве. Перед всеми остальными событиями метеофакторы, которые могли бы однозначно выступить в роле триггера, обнаружены не были.



Рисунок 3.6 – Зависимость изменения компонент деформаций нарушения сплошности (S_⊥ и S_{||}), со временем 18 июля 2010г. Время указано по Иркутску (GMT+8).

При проведении измерений в точке 2 основное внимание было уделено исследованиям деформаций нарушения сплошности при внешнем техногенном воздействии: нагружение домкратом и взрывы малой мощности.

При нагружении домкратом (рисунок 3.3) давление с помощью ручного насоса увеличивалось до определенной величины, затем в течение нескольких минут выдерживалось на заданном уровне, после чего резко сбрасывалось. Т.е. нагружение трещины было квазистатическим, а эффект схлопывания имел квазидинамический характер. В результате быстрого схлопывания происходила генерация сейсмических волн, которые распространяясь, могли инициировать подвижки на соседних трещинах. Реакция трещины на нагружения её домкратом представлена на рисунок 3.7. В результате воздействия на трещине регистрировались как нормальные S_{\perp} , так и сдвиговые S_{\parallel} остаточные деформации. В ходе первого нагружения максимальное раскрытие трещины ΔS_{\perp} составило 550 мкм (при максимальном давлении ~ 300 атм), после разгрузки остаточная деформация компоненты ΔS_{\perp} составила 160 мкм ($\Delta S_{\parallel} = 0$ мкм). В ходе второго нагружения (максимальное давление ~700 атм) трещина претерпела максимальное раскрытие $\Delta S_{\parallel} = 1500$ мкм, а остаточные деформации составили 500 мкм. При этом в момент разгрузки в измерительной точке 2 произошло инициирование межблоковой подвижки #5 в таблице 3.1.



Рисунок 3.7 – Изменение компонент деформаций трещины в измерительной точке №2 на нагружение домкратом. Моменту времени «0» соответствует начало регистрации 12.07.2010г. в 15:47:40 (GMT+8). Красная линия – изменение температуры.

Также в ходе экспериментов было осуществлено 3 взрыва зарядов с эквивалентом ~30 г тротила каждый на расстоянии от 7 до 15 м от измерительных точек (рисунок 3.3). Датчики деформации трещин никак не среагировали на прохождение сейсмовзрывных волн от всех трех взрывов, вероятно из-за слишком низкой интенсивности воздействия на трещину (амплитуда максимальных колебаний составляла примерно 40 мкм/с).

3.2.2. Структурное нарушение в зоне влияния Приморского разлома

В период с 20 июля по 6 августа 2015 г. сотрудниками лаборатории деформационных процессов в земной коре ИДГ РАН совместно с сотрудниками ИЗК СО РАН проводился деформационный мониторинг нарушений сплошности на полигоне ИЗК СО РАН, недалеко от деревни Куяда Ольхонского района Иркутской области. Экспериментальная площадка была выбрана на скальном обнажении в зоне Приморского разлома в толще неопротерозойских гранитогнейсов Приморского комплекса Байкальской рифтовой зоны.

Скальный массив, на котором проводились измерения, представляет собой приконтактную зону Приморского разлома, представленную системой напластования гранитогнейсов видимой мощностью около 30 м с углом падения 65° на юго-запад (рисунок 3.8).

90

Для проведения деформационного мониторинга были выбраны два нарушения сплошности (рисунок 3.8). В первом случае структурное нарушение представляло собой контакт двух соседних слоев напластования толщиной 1–3 см (точка 1), во втором – контакт двух соседних блоков толщиной 5–10 см (точка 2). Кроме деформационного мониторинга эксперименты включали в себя исследование реакции нарушений сплошности на взрывное воздействие.



Рисунок 3.8 – Общий вид экспериментальной площадки «Куяда». T1, T2 – измерительные точки 1 и 2, соответственно, ПВ – пункт взрывов.

Проведенный мониторинг показал, что, несмотря на близость расположения двух измерительных точек (менее 3 м) и их приуроченность к единому массиву, нарушения сплошности характеризуются кардинально различающимися режимами деформирования. В точке 2 наблюдаются только периодические температурные деформации, в то время как точка 1 также характеризуется большим числом апериодических межблоковых подвижек. Суточное изменение температуры достигало 20 °C. Примеры зарегистрированных в точке 1 записей датчиков деформаций и температуры представлены на рисунке 3.9.



Рисунок 3.9 – Зависимость компонент деформаций нарушения сплошности S_⊥, S_{||} и температуры от времени. Моменту времени «0» соответствует началу регистрации 20.07.2015 г в 00:00:00 (GMT+8). Записи отфильтрованы в полосе частот от 0 до 3·10⁻⁴ Гц. Красные круги – значения компоненты деформации S_{||min}, соответствующие суточному

минимуму температуры.

В отличие от результатов, полученных в Б. Котах, все зарегистрированные межблоковые подвижки классифицируются как медленные события с продолжительностью от нескольких часов до суток (таблица 3.2). Из-за малых скоростей межблоковых подвижек и сильного влияния температуры определение точных значений их параметров (амплитуда и продолжительность) затруднительно. Продолжительность оценивалась ПО характерным изменениям скорости деформации, а амплитуда – по остаточным суточным деформациям нарушения сплошности. Оценка амплитуды основывалась на том факте, что ночной минимум температур совпадает с минимальным значением компоненты S_{II}. Тогда, вычитая из температурную составляющую (коэффициент минимальных суточных значений $S_{\parallel \min}$ 1,8 мкм/°С), можно оценить кумулятивную амплитуду теплового расширения $\beta =$ произошедших за сутки подвижек ΔS_{\parallel} .

#	Время начала*, день	Продолж-сть, ч	ΔS_{\parallel} , мкм	инициирующий фактор
1	0,36	2,6	-	
2	3,7	16,67	-10	интенсивный дождь
3	4,42	6,86	-10	
4	5,78	1,61	5	
5	6,43	2,44	5	
6	10,47	3,75	5	
7	10,74	26,08	10	сильный дождь
8	13,31	2,22	-	
9	13,40	1,94	5	взрыв с амплитудой воздействия: $V_{\perp}^{\text{max}} = 0,4 \text{ мм/c}, V_{\parallel}^{\text{max}} = 0,5 \text{ мм/c}$
10	17,42	0,28	-	
11	18,81	4,72	5	

Таблица 3.2 – Оценка параметров зарегистрированных межблоковых подвижек на площадке «Куяда».

Примечание: * – Времени начала «0» соответствует началу регистрации 20.07.2015г в 00:00:00 (GMT+8); ** – Δ*S*₁ оценивалось по остаточным значениям суточных вариаций деформации.

В ходе мониторинга было выделено 2 вероятных тригтера: интенсивные атмосферные осадки и взрывное воздействие. В период проведения измерений в районе экспериментального полигона было зафиксировано 2 случая интенсивного выпадения атмосферных осадков, и в двух случаях они предшествовали медленным событиям (#2 и #7). Других очевидных метеофакторов (резкое изменение атмосферного давления, сильный ветер, умеренное волнение озера), которые в это же время могли выступить в роли триггера, обнаружено не было. Интенсивное выпадение осадков как возможный инициирующий фактор было отмечено, например, в (Cervelli et al., 2002; Hainzl et al., 2006).

Как было показано в предыдущем разделе, межблоковые подвижки могут быть инициированы внешним воздействием на массив. В ходе экспериментов были проведены 4 взрыва малых зарядов с эквивалентной мощностью от 10 до 50 г ТНТ на расстоянии 10 м от измерительной точки 1. Из 4-х проведенных взрывов, только взрыв мощностью 50 г ТНТ, вероятно, инициировал медленное событие #8.

Возможность инициирования геодинамических процессов является весьма обсуждаемой в геофизике. Рассматривается возможность инициирования деформационных процессов как при воздействии природных факторов, так и при антропогенном воздействии. При этом если техногенное влияние человека является иногда очевидным (Ellworth, 2013; Еманов и др., 2014), то влияние природных факторов на сейсмичность является не столь очевидным. Часто рассматривается возможность инициирования межблоковых перемещений приливными деформациями, удаленными землетрясениями и взрывами (Tanaka et al., 2002; Кочарян и др., 2004). Обсуждается влияние на сейсмичность таких факторов, как вариации атмосферного давления, солнечной активности, интенсивность выпадения осадков и др. (Emter, 1997; Hainzl et al., 2015). При этом мнения о возможности инициирования геодинамических явлений часто диаметрально противоположны – например, от несомненно доказанных фактов снижения времени подготовки землетрясения даже кратковременными возмущениями (Gomberg et al., 1998), до категорического отрицания такой возможности (Scholz, 1998).

Проведение деформационного мониторинга разных массивов горных пород при близких метеоусловиях позволили оценить влияние одних и тех же метеофакторов на деформационный режим исследуемых массивов. Так, на двух исследуемых площадках были зафиксированы интенсивное выпадение осадков и сильные суточные изменения температуры, однако отклик массивов, как было показано выше, не имел единой картины. Различной была реакция и на сейсмовзрывное воздействие, в «Б.Котах» была инициирована быстрая подвижка, в «Куяде» – медленная. Разная реакция массивов на внешние факторы, вероятно, обусловлена различным строением массивов и различным фоновым деформационным режимом (для площадки «Б.Коты» характерны и медленные, и быстрые подвижки, для площадки «Куяда» – только продолжительные медленные подвижки).

Полученные результаты показали неоднозначность реакции массивов на внешнее воздействие. Реакция было различной как при антропогенном воздействии, так и при воздействии природных факторов. Данный результат может быть объяснен либо малой продолжительностью мониторинга, и, следовательно, малой статистикой наблюдаемых эффектов, либо тем, что нарушениям сплошности массивов горных пород присуще избирательность восприятия различных типов внешнего воздействия.

3.3. Деформационный мониторинг нарушений сплошности в штольне сейсмостанции Талая

Исследование проводилось в юго-западной части Байкальской рифтовой системы (БРС) на южном фланге Главного Саянского сейсмоактивного разлома. Штольня сейсмологической станции Талая (51,68° с.ш.; 103,65° в.д.), в которой проходили измерения, находится в Слюдянском районе Иркутской области в 6 км от озера Байкал (рисунок 3.10). Штольня пройдена горизонтально, имеет шесть боковых штреков длиной до 20–25 м и ориентирована по

азимуту 332°N. Породный массив представлен высокометаморфизованными гранитогнейсами и мраморизованными известняками докембрия.



Рисунок 3.10 – Расположение сейсмостанции «Талая» (TLY).

Высокоточные измерения деформаций и наклонов в штольне сейсмостанции «Талая» ведутся с середины 80-х годов прошлого столетия, однако они были направлены только на анализ длиннопериодных вариаций процесса деформирования. Было показано, что югозападной части БРЗ присущ сдвиговый характер деформирования и размер геоблока, который подвержен современным движениям, отраженным в наклонах и деформациях в точке наблюдений TLY, составляет порядка 40 км (Гриднев и др., 1990; Тимофеев и др., 2012).

Для проведения данного деформационного мониторинга были выбраны 2 нарушения сплошности, расположенные в зоне влияния Главного Саянского разлома Байкальской рифтовой зоны (рисунок 3.11). Измерительные точки располагались в штольне в 60 м от портала на глубине около 30 м от дневной поверхности. Штольня не имеет бетонной обделки, что позволяло проследить исследуемые разломы и на обеих стенках, и на кровле. Первое нарушение сплошности представляет собой трещину толщиной 2–3 см с выделенной зоной магистрального сместителя и заполненной минерализованным веществом центральной частью. По простиранию трещина перпендикулярна оси штольни, а по падению образует с последней угол 15°. На данном нарушении сплошности измерения проводились с апреля 2009 по июль 2010 гг. Второе нарушение – зона распределенных деформаций без выделенного магистрального сместителя мощностью около 30 см. Ориентация второго нарушения сплошности примерно совпадает с ориентацией первого, а мониторинг проводился с декабря 2009 по май 2011 гг.



Рисунок 3.11 – Общий вид измерительной штольни и исследуемые нарушения сплошности. Т1 – первое нарушение сплошности, Т2 – второе нарушение сплошности.

Проведенный деформационный мониторинг продемонстрировал кардинальное различие изменения компонент смещения со временем. Стоит отметить, что на протяжении всего интервала проведения деформационного мониторинга вариации температуры в измерительных точках не превышали 0,2 °C, что позволило увеличить точность измерений до 0,4 мкм. Рассмотрим закономерности деформационного процесса нарушения сплошности в точке 1 (рисунок 3.12). Представленный режим условно можно разделить на 2 этапа. На первом этапе (с апреля по октябрь 2009 г) закономерность изменения компоненты S_{\otimes} (направление CB-ЮЗ) характеризуется как повторяющиеся события медленного скольжения (SSE): в течение 4 недель скорость смещения составляет примерно 0,04 мм/год, а затем в течение примерно недели наблюдается обратное поступательное движение со скоростью –0,2 мм/год. Аналогичная картина повторяющихся событий медленного скольжения наблюдаются, например, в области разломной зоны Ла-Вента Чакалапана (Kostoglogov et al., 2016). Закономерность изменения компоненты S_{\parallel} характеризуется наличием быстрых динамических микроподвижек, следующих

за стадией медленного крипа с характерной скоростью -0,5 мм/год. На данном этапе было зафиксировано 5 быстрых микроподвижек с амплитудами смещения от 2 до 10 мкм. Второй этап начинается, примерно, в октябре 2009 года и характеризуется существенным изменением закономерностей деформирования. Так, компонента S_{II} демонстрирует замедление деформаций – наблюдается стабильное скольжение со скоростью 0,02 мм/год (в направлении смещения микроподвижек); в свою очередь компонента S_© характеризуется стабильным скольжением со скоростью 0,08 мм/год. На данном этапе, начиная с 25 ноября 2009 г., происходит серия подвижек в течение 4 дней с кумулятивной амплитудой $\Delta S_{II} = 16$ мкм и $\Delta S_{\odot} = 8$ мкм. Сказать что-либо определенное о типе подвижек не представляется возможным, поскольку происходили периодические выключения регистрирующей аппаратуры, датчики при этом продолжали отслеживать происходящие изменения, поэтому остаточное смещение было зарегистрировано.



Рисунок 3.12 – Изменение компонент смещения трещины от времени в точке 1. На врезке показаны ориентация компонент вектора смещения относительно нарушения сплошности.

Закономерности изменения амплитуды перемещения по трещине, зарегистрированные при мониторинге второго нарушения сплошности, представлены на рисунке 3.13. Наблюдается существенно иной характер зависимостей. Отчетливо прослеживаются сезонные вариации компоненты S_{\perp} , которые незаметны на первом нарушении сплошности, вероятно из-за малой мощности последнего. Режим изменения компоненты S_{\otimes} можно разбить на несколько

характерных стадий. На начальной стадии наблюдается крип со скорость ~ 90 мкм/год, затем скорость деформации медленно уменьшается до 0 и разлом «останавливается». Далее в течение ~ 10 недель происходило накопление упругих деформаций. Динамическая разгрузка, произошедшая 8 июля, включала два события, произошедших с интервалом 1 час и компонентами амплитуд смещения, соответственно, $\Delta S_{\otimes 1} = 3$ мкм и $\Delta S_{\otimes 2} = 20$ мкм. После событий наблюдается непродолжительная стадия постсейсмического скольжения, на которой скорость деформации уменьшается до характерных значений 90 мкм/год. Отметим, что кроме «высокоамплитудного» события в процессе деформирования было зафиксировано 9 микроподвижек с амплитудой смещения от 1 до 4 мкм.



Рисунок 3.13 – Закономерности деформационного процесса нарушения сплошности в точке 2. Пунктирная линия – соответствует крипу со скоростью 90 мкм/год.

Большое количество быстрых и медленных микроподвижек было выделено и при анализе компоненты S_{\parallel} . Особое внимание обращает на себя событие-дуплет, представленное на рисунке 3.14. 23 декабря 2010 г. было зафиксировано начало медленной подвижки. Данная подвижка имела продолжительность 6 дней и характеризовалась кумулятивным смещением 9 мкм. Далее, 29 декабря наблюдается внезапное увеличение скорости движения – происходит быстрая подвижка с амплитудой смещения 3,5 мкм. После разгрузки наблюдается крип со скоростью 20 мкм/год. Стоит отметить, что в процессе данного акта разгрузки имеет место как быстрое, так и медленное движение, причем кумулятивное смещение, реализованное через медленное движение, в 3 раза больше.



Рисунок 3.14 – Событие-дуплет, зарегистрированное при деформационном мониторинге второго нарушения сплошности (точка T2).

3.4.Выводы к главе 3

- По результатам деформационного мониторинга нескольких нарушений сплошности в Байкальской рифтовой зоне установлено, что эпизоды деформации трещин, имеющие продолжительность от нескольких секунд до нескольких суток, обладающие фазами нарастания скорости, торможения, относительного покоя, являются типичным явлением.
- Спектр эпизодов скольжения, наблюдающийся на одном и том же нарушении, может быть достаточно широк. Это приводит к важному предположению, что в зависимости от напряженно-деформированного состояния и факторов, инициирующих межблоковые движения, интегральный режим деформирования определяется разными локальными областями межблокового контакта, которые имеют различную жесткость.

ГЛАВА 4. ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМОВ МЕЖБЛОКОВОГО СКОЛЬЖЕНИЯ

С тех пор, как W. F. Brace и J. D. Byerlee (Brace, Byerlee, 1966) впервые предложили рассматривать прерывистое скольжение (стик-слип) как лабораторный аналог сейсмического процесса, теоретические и экспериментальные исследования фрикционного проскальзывания по границе блоков горных пород широко используются для создания предпосылок к пониманию геомеханических процессов, происходящих в течение сейсмического цикла. Согласно модели стик-слип, движение по разломам представляет собой акт динамического проскальзывания, который происходит после достижения напряжениями, касательными к плоскости разлома, определенного предела. Землетрясения и стабильное асейсмическое скольжение являются двумя предельными случаями, между которыми имеются промежуточные режимы деформирования.

Известно несколько феноменологических моделей, объясняющих возникновение разных режимов скольжения, которые могут быть условно разделены на две категории. В первой, предполагается изменение фрикционных свойств поверхности скольжения (с режима скоростного упрочнения, на режим скоростного разупрочнения) после превышения определенного порога скорости относительного смещения берегов (Ikari et al., 2013). Во второй предполагается, что параметры, определяющие величину силы сопротивления сдвигу, изменяются в пространстве, т.е. в различных областях разломной зоны может иметь место либо упрочнение, либо разупрочнение контакта по мере увеличения скорости сдвига. Тем самым формирование зон с различными режимами скольжения обуславливается неоднородным распределением в плоскости разлома фрикционных свойств и напряженного состояния среды. В любом случае, имеющиеся модели базируются на представлении, что динамические режимы (нормальные землетрясения) соответствуют свойствам скоростного разупрочнения, стабильный режим скольжения (асейсмический крип) – скоростному упрочнению, а переходные режимы (LFE, VLFE, SSE) – переходу от хрупкого разуршения к пластическому течению.

Обобщение результатов экспериментов, выполненных в настоящей работе, позволяет предложить новую модель возникновения и трансформации режимов скольжения по разломам, основные положения которой заключаются в следующем:

 Режим скольжения определяется мезоскопической структурой центральной части разлома и особенностями контактного взаимодействия геоматериала в областях концентрации напряжений.

- Макроскопическим параметром, интегрально учитывающим структуру и деформационные свойства нарушения сплошности, является его сдвиговая жесткость.
 Значение сдвиговой жесткости разлома весьма чувствительно к структуре и характеристикам геоматериала области локализации скольжения.
- Закономерности скольжения по разлому определяются, во-первых, закономерностями изменения в процессе сдвига действующей на поверхности скольжения силы трения (скоростное упрочнение либо скоростное разупрочнение) и, во-вторых, соотношением между сдвиговой жесткостью разлома к_f и сдвиговой жесткостью вмещающего участка массива горных пород K.
- Доля энергии, излучаемая в виде сейсмических волн, определяется соотношением
 к_f/*K* и может изменяться в пределах нескольких порядков величины при одном и том же
 реализованном сейсмическом моменте.
- Динамические события с низкой скоростью распространения разрыва и малой энергией сейсмического излучения (в случае событий медленного скольжения E_s→0) могут быть реализованы как в переходной области Р-Т условий хрупко-пластического перехода, так и в режиме скоростного разупрочнения. В режиме скоростного разупрочнения эти типы динамических событий имеют место в узком диапазоне значений отношения к_f/K близких к единице.

В настоящей главе содержится обоснование и обсуждение сформулированных выше положений. Подчеркнем, что разработанная модель основана на интерпретации исключительно макроскопических измерений, которые не позволяют непосредственно наблюдать процессы самоорганизации межблокового контакта и механизмы взаимодействия отдельных структурных элементов. Поэтому некоторые положения имеют гипотетический характер.

4.1. Процесс самоорганизации тонкого гранулированного слоя при сдвиге

Как было показано выше, при близких прочностных параметрах закономерности деформирования трещин с разной структурой заполнителя зачастую радикально различаются. При незначительном изменении таких характеристик, как влажность, гранулометрический состав, форма и тип зерен, стабильное скольжение может смениться динамической формирования неустойчивостью. При условий рассмотрении различных режимов деформирования трещины важным является тот факт, что механические свойства межблокового контакта определяются процессами, происходящими в тонком гранулированном слое материала-заполнителя. Согласно представлениям ряда авторов, например (Sammis et al.,

1987; Liu et al., 1995; Turcotte et al., 2003), возникновение динамических событий связано с возможностью формирования расположенных поперек трещины конгломератов нагруженных частиц. В процессе нагружения эти, так называемые, силовые цепочки испытывают повторяющиеся циклы формирования, нагружения и разрушения. Данные цепочки в совокупности формируют силовой скелет, характеризующийся определенной пространственной структурой и прочностными характеристиками. В численных расчетах по деформированию трещины, заполненной стеклянными шариками, было показано, что закономерности процесса деформирования определяются процессами самоорганизации ансамбля частиц и в зависимости от пространственной упорядоченности силового скелета могут существенно изменяться (Morgan, Boettcher, 1999).

В общем случае, разрушение отдельных силовых цепочек может происходить несколькими способами. Во-первых, это проскальзывание между частицами, составляющими цепочку. Во-вторых, проскальзывание между частицей и поверхностью блока. При значительных нормальных напряжениях могут реализоваться и две моды связанные с разрушением материала – отрывное разрушение частицы при сжатии и разрушение неоднородности на поверхности блока. В условиях проведенных экспериментов (малые нормальные напряжения и шероховатые поверхности блоков) наиболее вероятным является первый механизм – проскальзывание между частицами, составляющими цепочку.

При таком «фрикционном» механизме разрушения силовых цепочек величина сопротивления сдвигу будет зависеть как от силы трения между частицами заполнителя, так и угла α рассогласования между плоскостью относительного сдвига частиц и макроскопической плоскостью сдвигового перемещения (рисунок 4.1), который примерно соответствует углу дилатансии материала.



Рисунок 4.1 – Формирование силовой цепочки в процессе сдвигового деформирования (закрашенная область). *φ* – ориентация силовой цепочки, *α* – угол рассогласования между плоскостью относительного сдвига частиц и макроскопической плоскостью сдвигового перемещения.

Для двумерной цепочки частиц одинакового размера, раскладывая приложенные напряжения на плоскости проскальзывания, можно показать, что отношение приложенных сдвиговых и нормальных напряжений (кажущийся коэффициент трения $\mu_{eff} = \tau/\sigma_n$) выражается через угол рассогласования при помощи выражения (Sammis et al., 1987):

$$\mu_{eff} = \frac{tg\phi + tg\alpha}{1 - tg\phi tg\alpha} = tg(\phi + \alpha), \qquad (4.1)$$

где ϕ – угол трения между частицами.

Величина угла рассогласования зависит от распределения частиц по размерам и величины приложенного нормального напряжения. Таким образом, на мезоуровне имеет место взаимодействие двух процессов – самоорганизация заполнителя, выражающаяся в формировании упорядоченных силовых цепочек, за который отвечает параметр α , и фрикционного взаимодействия частиц (угол трения ϕ).

Так как закономерности процесса деформирования определяются процессами самоорганизации, происходящими в зоне межблокового контакта, то целесообразно рассмотреть процесс деформирования межблокового контакта как временной процесс, обладающий статистическим самоподобием. Для оценки степени упорядоченности деформационного процесса межблокового контакта в лабораторных экспериментах был проведен расчет клеточной фрактальной размерности полученных в лабораторных экспериментах зависимостей смещения от времени x(t) (рисунок 2.7, раздел 2.2.2) в интервале времени 400 с по формуле:

$$d_{c} = \lim_{\Delta t \to 0} \frac{\log N(\Delta t)}{\log(1/\Delta t)},$$
(4.2)

где $N(\Delta t)$ – наименьшее число элементов размером (Δt , $v\Delta t$) (v – характерная скорость), необходимое для полного покрытия кривой x(t). Полученные данные представлены на рисунке 4.2.



Рисунок 4.2 – Зависимость среднего значения максимальной скорости блока V_M во время динамических событий от фрактальной размерности экспериментальных зависимостей *x*(*t*). Зеленый – эпизоды медленного скольжения, желтый – медленные срывы, красный – динамические срывы.

Можно видеть, что по мере уменьшения фрактальной размерности кривой x(t) наблюдается увеличение среднего значения $V_{\rm M}$ и режиму регулярных динамических срывов соответствуют минимальные значения фрактальной размерности. Напомним, что аналогичный результат был получен в разделе 2.6.2, в котором упорядоченность деформационного процесса исследовалась методом Грассбергера- Прокаччиа. Было показано, что режиму регулярного прерывистого скольжения соответствуют минимальные значения корреляционной размерности.

Следовательно, чем выше пространственная упорядоченность силового скелета, тем выше вероятность формирования сильных динамических событий. А значит, спектр динамических событий, которые могут произойти при деформировании межблокового контакта, определяется его структурой на мезоуровне.

4.2.Формирование контактных пятен и их эволюция

При деформировании крупномасштабного объекта разные его участки оказываются в различном напряженно-деформированном состоянии (Садовский и др., 1988; Ребецкий, Маринин, 2006). Это приводит к тому, что наиболее интенсивное силовое взаимодействие происходит в определенных областях межблокового контакта, так называемых «контактных пятнах» (англ. asperities). Локализация и размер «контактных пятен» определяются, главным образом, профилем берегов нарушения сплошности и напряженным состоянием массива.

Как и в лабораторных экспериментах, контактные пятна можно представить как совокупность определенных силовых мезоструктур (силовой скелет), упорядоченность

пространственного расположения которых определяет закономерности процесса деформирования. Разрушенные в процессе деформирования силовые мезоструктуры способны полностью замещаться аналогичными структурными элементами под влиянием сил контактного взаимодействия, когда внешнее воздействие будет полностью скомпенсировано. Пока силовые мезоструктуры разрушены не полностью, динамика деформационного процесса определяется реологией существующих «asperities». Это означает, что при деформировании нарушения сплошности, характеризующегося гетерогенностью реологических свойств, миграция «контактных пятен» может привести не только к изменению параметров режима деформирования, но и к трансформации самого режима вследствие изменения реологии «контактных пятен».

Рассмотрим процесс сдвигового деформирования межблокового контакта, который определяется формирование и эволюцией «контактного пятна». В процессе нагружения подверженные действию внешних сил структурные блоки испытывают в зоне межблокового контакта фрикционное сопротивление сдвигу *R*, которое условно можно записать в виде:

$$R = R_0 + \Delta R \,, \tag{4.3}$$

где R_0 – слабо меняющаяся в процессе сдвига остаточная сила сопротивления, ΔR – вариация силы сопротивления, связанная с образованием и разрушением «контактных пятен». Величина R_0 определяется усредненными прочностными параметрами всего межблокового контакта, шероховатостью берегов и особенностями нагружения. Эта компонента соответствует среднему уровню напряжений на макромасштабе. Компонента ΔR , в свою очередь, зависит от структурных характеристик межблоковой области и особенностей контактного взаимодействия. В отличие от величины R_0 , компонента ΔR характеризуется сильными временными вариациями в процессе нагружения и обусловливает вариации уровня локальных напряжений.

4.2.1. Упругое деформирование контактных пятен

Рассмотрим процесс самоорганизации межблокового контакта на мезоуровне. Пусть в процессе самоорганизации поперек трещины формируется контактное пятно – зона консолидации межблоковой области. Структурными единицами контактного пятна являются силовые мезоструктуры, или цепочки, которые обладают определенными упругими свойствами. Возникающую при деформации одной цепочки силу сопротивления можно записать следующим образом:

$$dR_{i} = \tilde{\kappa}_{i} \cdot dl_{i} = \left(\tilde{\kappa}_{i} = \frac{ES}{\left(\frac{h}{\sin\varphi}\right)}; dl_{i} = \frac{hd\varphi}{\cos\varphi}\right) = ES \tan\varphi d\varphi, \qquad (4.4a)$$

где *E*, *S* и φ – модуль упругости, сечение и ориентация мезоструктуры (см. рисунок 4.1); $\tilde{\kappa}_i$, l_i – коэффициент упругости и абсолютная деформация мезоструктуры, h – ширина межблокового контакта. В дальнейшем предполагается, что *E* и *S* примерно одинаковы для всех цепочек кластера контактного пятна. Интегрируя соотношение (4.4a) по углу φ можно получить зависимость величины сопротивления $R_i(\varphi)$, создаваемого одной цепочкой, от угла её ориентации φ :

$$R_{i} = \int_{\varphi_{0}}^{\varphi} dR_{i} = -ES \ln\left(\left|\cos\phi\right|\right) \left| \begin{array}{c} \varphi \\ \varphi_{0} \end{array} \right|, \tag{4.46}$$

где φ_0 и φ – углы начальной и текущей ориентации мезоструктуры, причем величина $(\varphi - \varphi_0) << 1.$

Так как на начальной стадии упругого деформирования силовых мезоструктур их деформации согласовано с деформацией структурного блока, то связь между ориентацией мезоструктур и деформацией блока определяется соотношением:

$$W = h(\varphi - \varphi_0), \tag{4.5}$$

где *W* – абсолютная деформация прилегающего структурного блока.

В процессе самоорганизации межблокового контакта совокупность силовых цепочек образует самоподобную фрактальную структуру. Предположим, что структурным параметром, подчиняющимся характерному степенному распределению (Ben-Zion, 2008), является только угол начальной ориентации φ_0 . В таком случае результирующее сопротивление, создаваемое совокупностью всех цепочек контактного пятна, ΔR^{κ} будет зависеть от угла ориентации φ следующим образом:

$$\Delta R^{\kappa}(\varphi) = \int_{\varphi_0}^{\varphi} R_i \rho(\phi) d\phi \sim -\int_{\varphi_0}^{\varphi} \frac{\ln(\cos\phi)}{\phi^{d+1}} d\phi , \qquad (4.6)$$

где $\rho(\phi) \sim \frac{1}{\phi^{d+1}}$ - плотность вероятности степенного распределения углов начальной ориентации с показателем *d*.

Численный расчет данной зависимости представлен на рисунке 4.3. Можно видеть, что в диапазоне характерных значений углов φ наблюдается близкий к линейному рост величины $\Delta R^{\kappa}(\varphi)$ по мере увеличения угла ориентации φ . Учитывая соотношение 4.5, получаем, что контактное пятно можно представить как линейно-упругое тело, характеризующейся определенной жесткостью нагружения κ_0 , а значит, на начальной стадии цикла нагружения компонента ΔR^{κ} определяется как:

$$\Delta R^{\kappa} = \kappa_0 W \,, \tag{4.7}$$

где *W* – абсолютная деформация контактных пятен, соответствующая абсолютной деформации структурных блоков.



Рисунок 4.3 – Зависимость сдвигового сопротивления контактных пятен ΔR^{κ} , нормированного на максимальное значение, от угла ориентации мезоструктур φ .

4.2.2. Разрушение контактных пятен

По мере накопления деформаций наличие структурных неоднородностей приводит к постепенному разрушению контактного пятна и, следовательно, уменьшению жесткости. Будем предполагать, что разрушение мезоструктур происходит за счет раскрытия внутренних микротрещин (неоднородностей) и критическое напряжение необходимое для этого соответствует критерию Гриффитса-Ирвина (Irwin, 1957):

$$\tau_{cr} = \left(\frac{\Delta R_{cr}^{\kappa}}{S}\right) = \frac{C_0}{\sqrt{l_{\rm ef}}}, \qquad (4.8)$$

где $l_{\rm ef}$ – характерный размер неоднородности, C_0 – константа, зависящая от прочностных характеристик структуры. Согласно сделанному выше предположению о степенном характере распределения параметров, будем считать, что распределение структурных нарушений мезоструктур по размерам также подчиняется степенному закону с показателем d. Так как зона «единичного акта» разрушения $\approx l_{\rm ef}^2$, то площадь разрушения контактных пятен зависит от уровня сдвигового сопротивления следующим образом:

$$S_{\text{pasp}}(\tau) = \int_{l_0}^{l} l_{\text{ef}}^2 \rho(l_{\text{ef}}) dl = \int_{l_0}^{l} l_{\text{ef}}^2 \frac{1}{l_{\text{ef}}^{d+1}} dl \sim \int_{\tau_0}^{\tau} \frac{d\tau}{\tau^{5-2d}} \sim S_0 - \frac{C_1}{\left(\Delta R^{\kappa}\right)^{4-2d}},$$
(4.9)

где S₀ и C₁ – константы, зависящие от структурных параметров зоны межблокового контакта. Тогда зависимость жесткости контактного пятна от величины сдвиговых напряжений можно записать как:

$$\kappa \left(\Delta R^{\kappa} \right) = \left(\kappa_0 - \frac{ES_{\text{pasp}}}{h} \right) \sim \frac{1}{\left(\Delta R^{\kappa} \right)^{4-2d}}, \qquad (4.10a)$$

В предположении квазиупругого деформирования вмещающего массива, величина сдвиговых усилий пропорциональна достигнутому уровню деформации структурных блоков $\Delta R^{\kappa} \sim W$, следовательно, изменение жесткости контакта имеет вид:

$$\kappa(W) \sim \frac{1}{W^{4-2d}}$$
 (4.106)

Стоит отметить, что разрушение контактного пятна и резкое снижение жесткости разлома начинается только по достижению определенного уровня сдвигового усилия ΔR^{κ}_{el} , и соответственно, по достижению определенных значений деформаций структурных блоков W_{el} .

4.2.3. Изменение силы сопротивления межблокового контакта

Полученная в предыдущих двух разделах закономерность эволюции межблокового контакта хорошо согласуется с результатами лабораторных экспериментов, представленных в разделе 2.2.2. Сопротивление сдвигу ΔR^{κ} , которое испытывают прилегающие структурные блоки в результате формирования контактных пятен, можно записать в виде:

$$\Delta R^{\kappa} = \kappa(W) \cdot W \cdot \chi(W_{cr} - W), \qquad (4.11a)$$

где *W* – абсолютная деформация структурных блоков, χ – функция Хевисайда, *W*_{cr} – критическое перемещение блока, соответствующее полному разрушению контактных пятен. При этом жесткость межблокового контакта определяется как:

$$\kappa(W) = \kappa_0 \chi(W_{\rm el} - W) + \frac{\kappa_0}{1 + (W - W_{el})^{\beta}} \chi(W - W_{\rm el}), \qquad (4.116)$$

где κ_0 – начальная жесткость контактного пятна (соотношение 4.7), $W_{\rm el}$ – предельное упругое смещение контактных пятен; $\beta = 4 - 2d$ – показатель степени в соотношении (4.10б).

В процессе нагружения постепенное разрушение контактных пятен приводит к увеличению площади неконсолидированной области межблокового контакта. В таких областях действие внешних сил, главным образом, проявляется в межзерновом проскальзывании разгруженных гранул, а значит, возникает дополнительное сопротивление сдвигу ΔR^w , которое определяется реологией межблокового контакта. Как показано в разделе 2.5.3 любое постдинамическое движение по границе блоков с удовлетворительной точностью может быть описано уравнением с использованием реологических соотношений типа структурной
сверхпластичности (соотношение 2.14); тогда компонента ΔR^{W} может быть представлена в виде:

$$\Delta R^{W} = \xi \dot{W}^{\alpha}, \qquad (4.12)$$

 ξ – коэффициент пропорциональности, α – показатель степени в реологическом соотношении (2.14), который может изменяться от 0 до 1. При рассмотрении процесса на мезоуровне коэффициент ξ можно рассматривать как степень подвижности гранул заполнителя и интенсивность процесса «перестройки» межблокового контакта. На макромасштабе параметр ξ может быть рассмотрен как «эффективная вязкость» заполнителя межблокового контакта. При этом компонента ΔR^w вносит вклад и на стадии разрушения контактных пятен, и во время динамической неустойчивости.

Таким образом, в общем случае сила сопротивления межблокового контакта *R* (соотношение 4.3) в процессе деформирования имеет вид:

$$R = R_0 + \kappa(W) \cdot W \cdot \chi(W_{cr} - W) + \xi \cdot \dot{W}^{\alpha} \cdot \chi(W - W_{el}).$$
(4.13)

4.3.Особенности формирования различных режимов межблокового скольжения

Рассмотрим движение блока под действием внешней силы *F*_s и силы сопротивления межблокового контакта *R* в постановке «слайдер»-модели. Уравнение движение блока имеет вид:

$$m\ddot{W} = F_s(t) - R(t), \qquad (4.14)$$

где внешняя сила F_s , создаваемая в результате деформирования упругого элемента жесткостью *K* со скоростью u_s , представляется в виде:

$$F_{s}(t) = K(u_{s}t - W(t)).$$
(4.15)

Сила сопротивления *R* межблокового контакта с реологическим параметром $\alpha = 1$ представляется в виде:

$$R(t) = R_{0} + \kappa(W)W(t)\chi(W_{cr} - W) + \xi \dot{W}(t)\chi(W - W_{el}), \qquad (4.16)$$
$$\kappa(W) = \kappa_{0}\chi(W_{el} - W) + \frac{\kappa_{0}}{1 + (W - W_{el})^{\beta}}\chi(W - W_{el}).$$

Заметим, что при $\alpha = 1$ компонента ΔR^w аналогична выражению для вязкого трения, т.е. коэффициент ξ выступает в качестве «эффективной вязкости» гранулированного заполнителя межблокового контакта.

На начальной стадии действие внешней силы приводит к упругой деформации контактного пятна, а внешняя сила уравновешена силой сопротивления межблокового контакта

 $R \ (\Delta R^{\kappa} >> \Delta R^{W} \cong 0).$ Скорость движения блока на данной стадии может быть оценена следующим образом:

$$\dot{W}(t) = \frac{K}{\kappa_0} u_s. \tag{4.17}$$

В процессе нагружения эволюция контактных пятен приводит к уменьшению жесткости межблокового контакта, в результате чего блок начинает постепенно ускоряться и переходит в метастабильное состояние. После динамического события в момент прекращения относительного перемещения берегов нарушения сплошности происходит формирование нового контактного пятна. Если в момент формирования на блок действует ненулевая результирующая сила ($F_s - R$), то на постсейсмической стадии будут наблюдаться собственные колебания блока (рисунок 4.4а).

Рассмотрим более подробно, как изменение параметров межблокового контакта влияет на формирование различных режимов межблокового скольжения.

Для численного решения уравнений (4.14)–(4.16) использовались параметры модели, характерные для проведенных полевых экспериментов (раздел 2.6): масса блока m = 525 кг, L = 1 м, K = 490 кН/м, $u_{\rm s} = 50$ мкм/с. Варьировались параметры, характеризующие свойства межблокового контакта: κ_0 , β , $W_{\rm el}$, $W_{\rm cr}$, ξ . Примеры рассчитанных зависимостей смещения и скорости блока от времени представлены на рисунке 4.4. При классификации реализованных динамических событий использовался критерий, представленный в разделах 2.2.1: динамические срывы – это события с максимальной скоростью скольжения $V_{\rm M} > 100u_{\rm s}$; медленные срывы – $V_{\rm M} = 5-100 u_{\rm s}$; эпизоды медленного скольжения – $V_{\rm M} < 5u_{\rm s}$).

Расчеты эпюр скорости (рисунок 4.5) показали, что параметрами, наиболее сильно влияющими на максимальную скорость $V_{\rm M}$, являются сдвиговая жесткость «контактного пятна» κ_0 и максимальная упругая деформация $W_{\rm el}$. Действительно, уменьшение значения данных параметров приводит к уменьшению величины накопленной упругой энергии и, тем самым, уменьшается магнитуда готовящегося события. При этом если величина $W_{\rm el}$ влияет на скорость только на стадии разгрузки, то величины κ_0 определяет скорость движения и на стадии нагружения, согласно соотношению (4.17).



Рисунок 4.4 – Примеры деформационных событий, реализованных в численных экспериментах (сплошная линия - смещение).

а) динамический срыв (κ₀ = 5 H/мкм, W_{el} = 100 мкм, β = 1,1, W_{cr} = 300 мкм, ζ = 10³);
б) динамический срыв (κ₀ = 5 H/мкм, W_{el} = 100 мкм, β = 1,6, W_{cr} = 1500 мкм, ζ =10⁵);
в) эпизод медленного скольжения (κ₀ = 2 H/мкм; W_{el} = 150 мкм, β = 1,3, W_{cr} = 3000 мкм, ζ = 5·10⁴).



Рисунок 4.5 – Изменение эпюр скорости при уменьшении предельного упругого смещения W_{el} (a) и максимальной жесткости на стадии нагружения κ_0 (б). (a) параметры модели: $\beta = 1,1, \xi = 10^2, \kappa_0 = 5$ Н/мкм, $W_c = 5W_{el}, W_{el} = 100$ мкм

(черный), $W_{\rm el} = 10$ мкм (синий), $W_{\rm el} = 1$ мкм (зеленый).

(б) параметры модели: $\beta = 1, 1, \xi = 10^2, W_c = 500$ мкм, $W_{el} = 100$ мкм, $\kappa_0 = 5$ Н/мкм (черный), $\kappa_0 = 2,5$ Н/мкм (синий), $\kappa_0 = 1,5$ Н/мкм (зеленый).

111

Способ реализации накопленной упругой энергии также определяется параметром структурированности β и величиной $D_c = W_{cr} - W_{el}$ – разностью между величинами критической И максимально возможной упругой деформациями. Эти параметры, определяют закономерности эволюции «контактных пятен» на стадии разупрочнения. Влияние параметров β и $D_{\rm c}$ на закономерности изменения режимов деформирования показано на рисунке 4.6. На представленной диаграмме можно выделить характерную область, в которой возможна реализация накопленной энергии деформирования в виде событий медленного скольжения – купол медленных событий. В отсутствие компоненты $\Delta R^{W} = 0$ купол формируется в области $D_c > \kappa_0 W_{el} / K$ и по мере увеличения D_c ширина купола по параметру β увеличивается до 0,5 (от $\beta = 0,6$ до $\beta = 1,1$) при $D_c = 3000$ мкм. Согласно [Hirata, 1989] фрактальная размерность распределения нарушений сплошности в крупнейших разломных зонах варьируется от 1 до 1.7. Тогда, если предположить, что фрактальная размерность «контактных пятен» также варьируется от 1 до 1.7, то согласно соотношению $\beta = 4 - 2d$, полученному выше, условия формирования медленных событий необходимо рассматривать в области β от 0.6 до 2. В данном интервале значений β вероятность формирования медленных событий возрастает с уменьшением β и, соответственно, с увеличением фрактальной размерности «контактных пятен». Следовательно, в природе вероятность формирования медленных подвижек выше на сегментах разломных зон, характеризующихся максимальными значениями фрактальной размерности: окончаниях разломов, в зонах их ветвления и взаимного пересечения.

Действие силы ΔR^w , которая обусловлена относительными микроподвижками гранул, приводит к дополнительной диссипации накопленной энергии, и, следовательно, к уменьшению значения V_M, кроме этого, компонента ΔR^w обуславливает закономерности постсейсмических деформаций.

В зависимости от реологических параметров ξ и α (соотношение 4.12) действие силы ΔR^W может существенно изменить условия формирования различных динамических событий. Наблюдается изменение как размера купола медленных событий, так и его формы (рисунок 4.66). Причем увеличение ξ , отражающей подвижность гранул, приводит к сдвигу вершины купола в сторону меньших D_c и увеличению ширины купола по параметру β . Это означает, что в природе при определенных физико-химических структурных параметрах медленные события могут быть приурочены к центральным сегментам разломов.

112





а) купол медленных событий (закрашенная область) при $\Delta R^{W} = 0$; б) огибающие купола медленных событий при $\Delta R^{W} = 0$ (линия 1); $\Delta R^{W} = \xi \dot{W}^{0.8}$, $\xi = 7,3 \cdot 10^{5}$ (линия 2); $\Delta R^{W} = \xi \dot{W}$, $\xi = 10^{5}$ (линия 3).

При исследовании деформационного процесса разломов наблюдение процессов, протекающих на мезоуровне, не представляется возможным. Поэтому является важным определение именно макроскопических параметров разлома, контролирующих формирование того или иного режима межблокового скольжения. С этой целью является целесообразным рассмотреть баланс энергий и закономерности излучения в процессе динамического проскальзывания блоков.

4.4. Излучательная эффективность очагов сейсмических событий

Как указано в разделе 2.4, сейсмические события, связанные с процессами деформирования и разрушения массива горных пород, характеризуются двумя энергетическими параметрами: сейсмическим моментом (M_0) и сейсмической энергией (E_s).

Сейсмический момент определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот, и пропорционален амплитуде низкочастотной области спектра, тем самым сейсмический момент не зависит от деталей развития процесса в очаге. При условии использования современной аппаратуры и методов обработки данный параметр определяется достаточно надежно.

Сейсмическая энергия, т.е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, определяется динамикой развития разрыва и зависит от скорости распространения разрыва, баланса энергии в очаге и т.д. Величина сейсмической энергии обычно определяется путем интегрирования зарегистрированных колебаний. Обычно полагают,

что сейсмическая энергия составляет порядка нескольких процентов от величины изменения внутренней энергии ΔE_e . Однако, в общем случае, доля энергии, излученная в виде сейсмических волн, может варьироваться в широких пределах.

Баланс энергии при образовании тектонического разрыва в условиях фрикционного взаимодействия берегов можно записать в виде:

$$E_s = \Delta E_e - \Delta E_f - \Delta E_{sur}, \qquad (4.18)$$

где ΔE_{sur} – энергия, идущая на разрушение контактных пятен, ΔE_f – работа против сил трения. Баланс энергии схематично показан на рисунке 4.7.



Рисунок 4.7 – Баланс энергии при динамической неустойчивости. E_s – сейсмическая энергия, ΔE_{sur} – энергия, идущая на разрешение контактных пятен, ΔE_f – работа против сил трения.

Т.к. по результатам измерения сейсмических волн является невозможным оценка величины изменения внутренней энергии ΔE_e , то в качестве параметра, определяющего «КПД очага», используют величину

$$\eta = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_{sur}},\tag{4.19a}$$

которую называют излучательной эффективностью источника. Данный параметр может быть выражен следующим образом (Kanamori, Brodsky, 2004):

$$\eta = \frac{2\mu}{\Delta\tau} e, \qquad (4.196)$$

где µ – модуль сдвига массива в окрестности разлома, Δτ – скачок напряжений на разрыве, е – приведенная излученная энергия, определяющаяся как:

$$e = \frac{E_s}{M_0}.$$
(4.20)

Многочисленные сейсмологические наблюдения показывают, что приведенная излученная энергия и, тем более, излучательная эффективность источника для разных очагов может изменяться на несколько порядков (Choy, Boarwright, 1995; Маловичко, Маловичко, 2010). Для объяснения наблюдаемых вариаций во многих случаях приходится использовать, например, такие предположения, как плавление породы в процессе подвижки или высокий уровень порового давления. Уместные при рассмотрении очагов, расположенных на сейсмогенных глубинах 10–20 км, такие предположения становятся крайне маловероятными, например, для очагов шахтной сейсмичности. Стоит отметить, что до настоящего времени не было единого мнения о причинах наблюдаемого разброса значений «КПД» источника.

4.4.1. Жесткость разлома и излучательная эффективность очага

На мезоуровне (раздел 4.3) столь сильные вариации величины приведенной сейсмической могут быть объяснены изменением закономерностей эволюции межблокового контакта на стадии разупрочнения (параметры β и D_c). Т.к. на стадии нагружения состояние межблокового контакта определяется сдвиговой жесткостью межблокового контакта, то уместно предположить, что и на стадии разупрочнения эволюция межблокового контакта будет определена сдвиговой жесткостью разгрузки контакта.

Рассмотрим простейший вариант изменения фрикционного сопротивления сдвигу – постоянство жесткости разгрузки трещины κ_f (рисунок 4.7). В данном случае величину приведенной излученной энергии можно записать в следующем виде:

۸ _

$$e = \frac{E_s}{M_0} = \frac{\frac{\Delta \tau}{2} \left(D - D_c \right)}{\mu D} = \frac{\Delta \tau}{2\mu} \left(1 - \frac{K}{\kappa_f} \right), \tag{4.21}$$

где *К* – жесткость вмещающего участка массива. Для оценки жесткости массива в сейсмологии часто используют простейшее решение о сдвиге среды, содержащей тонкую трещину конечной длины *L* (Scholz, 1998):

$$K = \frac{\partial \tau}{\partial x} = \frac{\eta \mu}{L},\tag{4.22a}$$

где $\eta \sim 1 - коэффициент формы.$

Примерно такое же выражение $K = \mu/L$ следует из модели упругой отдачи (Касахара, 1985) при условии, что размер блока в направлении нормальном границе раздела равен его длине *L*. В работе (Кочарян, 2014) величину жесткости разлома в блочной среде предложено оценивать, как

$$K = \frac{\mu}{\lambda},\tag{4.226}$$

где λ – расстояние между соседними разломами одного ранга. Согласно (Шерман и др., 1983), для крупных разломов $\lambda \approx (0.25 - 0.33) \cdot L$, где L – длина разлома. Для мелких трещин параметр λ может изменяться в более широких пределах, однако он легко может быть определен на основе структурных моделей горного массива.

Тогда с учетом соотношений (4.19б) и (4.21) излучательная эффективность очага может быть оценена:

$$\eta \sim 1 - \frac{K}{\kappa_f}.\tag{4.23}$$

Т.е. процесс излучения определяется отношением двух жесткостей – жесткости нарушения сплошности к жесткости вмещающего участка массива – параметров, которые могут быть определены из результатов сейсмологических наблюдений.

В работе (Kanamori, Brodsky, 2004) показано, что энергетический баланс в рассматриваемой фрикционной модели очага эквивалентен соотношениям, характерным для модели, в которой очаг представляет собой трещину, распространяющуюся в сплошном однородном массиве. В такой модели соотношение между величиной энергии, идущей на разрушение контакта ΔE_{sur} и излученной сейсмической энергией E_s есть интегральный параметр, связанный в теории разрушения со скоростью распространения разрыва V_r . Для трещин типа II («сдвиг») (Fossum, Freud, 1975):

$$\frac{\Delta E_{sur}}{\Delta E_{sur} + \Delta E_s} = \frac{1 - \frac{V_r}{C_R}}{\sqrt{1 - \frac{V_r}{C_s}}},$$
(4.24a)

и для трещин типа III («врез») (Kostrov, 1966, Eshelby, 1969):

$$\frac{\Delta E_{sur}}{\Delta E_{sur} + \Delta E_s} = \sqrt{\frac{1 - \frac{V_r}{C_s}}{1 + \frac{V_r}{C_s}}},$$
(4.246)

где $C_{\rm s}$ и $C_{\rm R}$ – скорости распространения поперечных и релеевских волн, соответственно. Пренебрегая для простоты разницей между $C_{\rm s}$ и $C_{\rm R}$ и учитывая соотношения (4.19а), (4.23) скорость распространения разрыва можно оценить для трещин типа II:

$$\frac{V_r}{C_s} \sim 1 - \left(\frac{K}{k_f}\right)^2, \tag{4.25a}$$

и для трещин типа III:

$$\frac{V_r}{C_s} \sim \frac{1 - \left(\frac{K}{k_f}\right)^2}{1 + \left(\frac{K}{k_f}\right)^2}.$$
(4.256)

Это значит, что по мере уменьшения жесткости разлома эффективная скорость распространения разрыва V_r снижается от значений близких к C_s , до практически 0. Следовательно, снижение доли энергии, излучаемой во время межблоковых подвижек, сопровождается и кинематическими признаками трансформации динамических срывов в события медленного скольжения.

Если жесткость массива величина примерно постоянная, то жесткость нарушения сплошности может существенно изменяться на разных сегментах разломной зоны. Это связано с тем, что жесткость разлома определяется не только его структурными параметрами, но и физико-химическими свойствами материала-заполнителя. Это приводит к тому, что незначительные вариации вещественного состава магистральных зон разломов могут приводить к значительному изменению величины жесткости, а, следовательно, и трансформации режима межблокового скольжения. Это означает, что для возникновения медленных мод скольжения вовсе не обязательно, чтобы разлом находился в переходном состоянии от хрупкого разрушения к пластическому течению, как это происходит либо на довольно больших глубинах (25-45 км) между сейсмогенной зоной и зоной стабильного скольжения в зонах субдукции, где чаще всего наблюдаются события медленного скольжения, либо на небольших глубинах (~ 5 км) между сейсмогенной зоной и поверхностной зоной непрерывного крипа. Присутствие в зоне магистрального сместителя обводненных глин, либо некоторого количества талька, который часто замещает минералы группы серпентина вдоль стенок трещин в результате химической реакции серпентина с двуокисью кремния, содержащейся в термальных флюидах, резко снижает сдвиговую жесткость разлома так, что эта величина может составлять заведомо менее 10 % от нормальной величины. В этой ситуации жесткость разлома может оказаться довольно близка к жесткости массива, что, как было показано выше, может привести к возникновению медленных движений по разломам. Поэтому подобные эффекты могут наблюдаться во всем диапазоне глубин в коре.

В заключение затронем вопрос потенциальной возможности изменения деформационного режима локального участка земной коры техногенными воздействиями. На данном этапе подобная задача может быть актуальна в горном деле, в масштабе разрабатываемых месторождений полезных ископаемых. В контексте подобных инженерных задач, важным является то обстоятельство, что для перевода напряженного участка разлома в режим скольжения с низкой интенсивностью излучения сейсмической энергии необходимо не столько снятие избыточных напряжений, как считалось ранее, сколько снижение жесткости нарушения сплошности. Снижения жесткости нарушения сплошности можно добиться, например, закачкой в разломную зону вязких жидкостей и/или глиносодержащих дилатантных суспензий. Однако, закачка жидкостей может привести не только к снижению жесткости разлома, но и к уменьшению предельной прочности нарушения, что, очевидно, может инициировать эффекты, обратные желаемым.

Напротив, перевод напряженного участка, в опасный режим скольжения с высокой интенсивностью излучения может быть обусловлен, например, нарушением горного массива в окрестности тектонического разлома.

4.5.Выводы к главе 4

- Предложена новая модель формирования и эволюции различных режимов межблокового скольжения в рамках единого формализма. Согласно модели режим скольжения определяется структурой и деформационными свойствами нарушения сплошности. Макроскопическим параметром, ответственным за реализацию режима скольжения является сдвиговая жесткость разлома.
- Одним из вероятных механизмов, который в широких пределах регулирует долю энергии, излучаемой в результате подвижки по нарушению сплошности земной коры, является вариация сдвиговой жесткости отдельных участков разломной зоны в результате иного, по сравнению с соседними участками или другими разломами, вещественного состава зоны магистрального сместителя, сублитостатического уровня порового давления флюида, ряда других механических, геологических и геохимических процессов.
- Возможность достаточно плавного изменения сдвиговой жесткости разломной зоны во времени и пространстве указывает на то, что предположение о единой природе всех режимов скольжения по разломам, образующих перманентный ряд событий, скорее всего справедливо.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертации детально исследованы закономерности формирования и трансформации различных режимов скольжения по нарушениям сплошности массива горных пород. В рамках выполненных работ был проанализирован большой объем опубликованных результатов натурных наблюдений, проведены лабораторные и полевые эксперименты, обработаны и обобщены их результаты. Наиболее существенные выводы, сформулированы в конце каждой главы диссертации. Ниже кратко представлены основные полученные результаты:

- Показано, что активные деформационные процессы в разломных зонах, сопровождающиеся сейсмичностью, локализуются в узких областях, ширина которых в диапазоне длин разломов L = 10 100 км составляет величину порядка (10⁻² 10⁻³)·L. Для зон ветвления разломов степень локализации деформаций существенно ниже. Как правило, меньшая сейсмогенная ширина разломной зоны свидетельствует о более высокой интенсивности деформационных процессов.
- Сдвиговая жесткость разлома является макроскопическим параметром, интегрально учитывающим структуру и деформационные свойства нарушения сплошности, и является весьма чувствительным к изменению этих свойств. Показано, что снижение сдвиговой жесткости является надежным индикатором перехода контакта в метастабильное состояние.
- Разработана экспериментальная методика воспроизведения различных режимов межблокового скольжения и исследованы закономерности изменения состояния нарушения сплошности в ходе цикла нагружения. Установлено, что режим скольжения определяется соотношением двух параметров, которые могут быть определены по результатам сейсмологических наблюдений – сдвиговой жесткости разлома и жесткости окружающего массива.
- По результатам проведенного деформационного мониторинга и анализа опубликованных результатов сейсмологических и геодезических наблюдений показано, что эпизоды деформации нарушений сплошности массива горных пород, имеющие продолжительность от нескольких секунд до многих суток и обладающие фазами нарастания скорости, торможения и покоя, являются типичным явлением в широком диапазоне глубин, включая нарушения сплошности вблизи поверхности.
- На основе обобщения результатов экспериментов, выполненных в работе, предложена новая модель, описывающая процессы формирования и эволюции различных режимов

межблокового скольжения в рамках единого подхода. Согласно модели режим скольжения определяется структурой и деформационными свойствами нарушения сплошности. Макроскопическим параметром, ответственным за реализацию режима скольжения является сдвиговая жесткость разлома.

- Показано, что одним из вероятных механизмов, который в широких пределах регулирует долю энергии, излучаемой в результате подвижки по нарушению сплошности земной коры, является вариация сдвиговой жесткости отдельных участков разломной зоны в результате иного, по сравнению с соседними участками или другими разломами, вещественного состава зоны магистрального сместителя, сублитостатического уровня порового давления флюида, ряда других механических, геологических и геохимических процессов.
- В контексте постановки инженерных задач о переводе напряженного участка разлома в режим скольжения с низкой интенсивностью излучения сейсмической энергии, установлено, что в зависимости от фонового режима деформирования, внешнее воздействие на напряженный межблоковый контакт может иметь различный эффект от перевода в режим стабильного скольжения, до увеличения амплитуды динамических срывов. Важно, что для достижения позитивного результата необходимо не столько снятие избыточных напряжений, как считалось ранее, сколько снижение сдвиговой жесткости нарушения сплошности.

Выполненные исследования позволяют сделать принципиальный вывод о единой природе различных режимов скольжения по разломам. Развитые в диссертации основы новой модели, описывающей процессы формирования и эволюции различных режимов скольжения по разломам, могут быть использованы при постановке и проведении фундаментальных и прикладных работ, направленных на разработку инженерных методов снижения ущерба от природных и техногенных катастрофических событий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин, В. В. Особенности сейсмомагнитного эффекта в зоне влияния разлома / В. В. Адушкин, А. А. Спивак, В. А. Харламов // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 454. – № 5. – С.590.

Беседина, А. Н. Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучений очагов индуцированной сейсмичности. Ч.І. Результаты натурных наблюдений / А. Н. Беседина, С. Б. Кишкина, Г. Г. Кочарян // ФТРПРИ. – 2015. – № 4ю – С. 83-95.

Востриков, В. И. Система мониторинга обвалоопастных участков бортов глубоких карьеров / В. И. Востриков, В. В. Ружич, О. В. Федеряев // ФТРПРИ. – 2009. – № 6. – С. 117-126.

Гриднев, Д. Г. Наклоны земной поверхности на юге Байкала (Талая) / Д. Г. Гриднев, В. Ю. Тимофеев, Ю. К. Сарычева и др. // Геология и геофизика. – 1990. – № 5. – С. 95-104.

Добровольский, И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения / И. П. Добровольский. – М.: Изд. ИФЗ РАН, 1991. – 217 с.

Еманов, А. Ф. Крупнейший техногенный сейсмический процесс на земле. Бачатское землетрясение 18.06.2013 г. (ML = 6.1, Кузбасс) / А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, А. В. Фатеев, Е. В. Лескова, Е. В. Шевкунова, В. Г. Подкорытова // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2014. X Междунар. науч. конгр. (8–18 апреля 2014 г.): Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, раз-ведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология": сб. материалов, Т. 2. — Новосибирск. – 2014.

Касахара, К. Механика землетрясений / К. Касахара. – М.: Мир, 1985. – 264 с.

Кишкина, С. Б.. Использование локальных сейсмических сетей для определения сейсмогенной структуры разломов / С. Б. Кишкина, Г. Г. Кочарян, И. А. Санина, А. А. Остапчук, А. В. Шаумян // Физика Земли. – 2012. – № 3. – С. 22-33.

Костров, Б. В. Механика очага тектонического землетрясения / Б. В. Костров. – М.: Наука, 1975. – 176 с.

Кочарян, Г. Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике / Г. Г. Кочарян // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 2. – С. 353-385.

Кочарян, Г. Г. От землетрясений – к крипу: единство противоположностей / Г. Г. Кочарян // Динамические процессы в геосферах. 2015 – № 7. – С. 10-15.

Кочарян, Г. Г. Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне / Г. Г. Кочарян, Н. В. Кабыченко // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Книга 1. – 2003. – С. 98–107.

Кочарян, Г. Г. Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований / Г. Г. Кочарян, С. Б. Кишкина, В. А. Новиков, А. А. Остапчук // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 4. – С. 863-891.

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

Кочарян, Г. Г. Исследование закономерностей обрушения подземных выработок в горном массиве блочной структуры при динамическом воздействии. Ч.2. О механических свойствах межблоковых промежутков / Г. Г. Кочарян, А. М. Кулюкин // ФТПРПИ. – 1994. – № 5. – С. 27-37.

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

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

Кузьмин, Ю. О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени / Ю. О. Кузьмин // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 2. – С. 401–443.

Кузьмин, Ю. О. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов: Геологическое изучение и использование недр. Вып. № 4. / Ю. О. Кузьмин. – М.: Геоинформмарк, 1996. – С. 43-53.

Латынина, Л. А. Деформографические измерения / Л. А. Латынина, Р. М. Кармалеева. – М. : Наука, 1978. – 156 с.

Левин, Б. В. Сейсмоволновой низкочастотный предвестник подготовки землетрясения / Б. В. Левин, Е. В. Сасорова // Вулканология и сейсмология. – 1994. – № 4/5. – С. 128–133.

Маловичко, А. А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий: Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техно-генных землетрясений и горных ударов / Маловичко, А. А., Маловичко Д.А.; под общ. ред. Н. Н. Мельникова. – Новосибирск. – 2010. – Т. 2. – С. 66-92.

Мячкин, В. И. Основы физики очага и предвестники землетрясений: Физика очага землетрясения / В. И. Мячкин, Б. В. Костров, Г. А. Соболев, О. Г. Шамина. – М.: Наука, 1975. – С.6-29.

Рац, М. В. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород / М. В. Рац, С. Н. Чернышев – М.: Недра, 1970. – 160 с.

Ребецкий, Ю. Л. Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон / Ю. Л. Ребецкий, А. В. Михайлова // Геодинамика и тектонофизика. – 2011. – Т. 2. – № 1. – С. 45-67.

Ребецкий, Ю. Л. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород / Ю. Л. Ребецкий, А. В. Маринин // Геология и геофизика. – 2006. – Т.47. – № 11. – С. 1192-1206.

Ризниченко, Ю. В. Проблема величины землетрясения: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений / Ю. В. Ризниченко. – М.: ИФЗ АН СССР, 1974. – С. 43-78.

Ружич, В. В. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных смещений: Динамика земной коры Восточной Сибири / В. В. Ружич, С. И. Шерман. – Новосибирск: Наука. СО, 1978. – С. 52-57.

Садовский, М. А. О механике блочного горного массива / М. А. Садовский, Г. Г. Кочарян, В. Н. Родионов // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 302. – № 2. – С. 306-307.

Семинский, К. Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект / К. Ж. Семинский. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. – 243 с.

Семинский, К.Ж. Межблоковые зоны земной коры: внутренняя структура и геофизические поля: Триггерные эффекты в геосистемах / К. Ж. Семинский, Н. О. Кожевников, А. В. Черемных и др.: под общ.ред. В. В. Адушкина, Г. Г. Кочаряна. – М. : ГЕОС, 2010. – С. 300-309.

Соболев, Г. А. Основы прогноза землетрясения / Г.А. Соболев. – М.: Наука, 1993. – 313с.

Соболев, Г. А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии / Г. А. Соболев. – М.: ИФЗ РАН, 2011. – 56 с.

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

Стефанов, Ю. П. О закономерностях локализации деформации в горизонтальных слоях среды при разрывном сдвиговом смещении основания / Ю. П. Стефанов, Р. А. Бакеев, И. Ю. Смолин // Физическая мезомеханика. – 2009. – Т. 12. – № 1. – С. 83-88.

Стефанов Ю.П. Структура и стадии формирования разломной зоны в слое геосреды при разрывном горизонтальном сдвиге основания / Ю. П. Стефанов, Р. А. Бакеев, Ю. Л. Ребецкий, В. А. Конторович // Физическая мезомеханика. – 2013. – Т.16. – №5. – С. 41-52.

Тимофеев, В. Ю. Скорости деформаций и смещения в эпоху сильного землетрясения на Южном Байкале / В. Ю. Тимофеев, Д. Г. Ардюков, Е. В. Бойко и др. // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 8. – С.1040-1061.

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

Шебалин, Н. В. Сильные землетрясения. Избранные труды / Н. В. Шебалин. – М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. – 542 с.

Шерман, С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры / С. И. Шерман. – Новосибирск: Наука, 1977. – 103 с.

Шерман С. И. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) /

С. И. Шерман, С. А. Борняков, В. Ю. Буддо. – Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1983. – 110 с.

Anthony, J. L. Influence of particle characteristics on granular friction / J. L. Anthony, C. Marone // J. Geophys. Res. – 2005. – V.110. – B08409.

Barton, N. Strength, Deformation and Conductivity Coupling of Rock Joints / N. Barton, S. Bandis, K. Bakntar // Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. – 1985. – Vol. 22. – № 3. P. 121-140.

Barton, N. The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice / N. Barton, V. Choubey // Rock Mechanics. – 1977. – Vol. 10. – P. 1-54.

Bastesen, E. Comparison of scaling relationships of extensional fault cores in tight carbonate and porous sandstone reservoirs / E. Bastesen, A. Braathen, T. Skar // Petroleum Geoscience. – 2013. – Vol. 19. – N_{0} 4. – C. 385-398.

Beach, A. Reservoir damage around faults: outcrop examples from the Suez rift / A. Beach, A.
I. Welbon, P.J. Brockback, J.E. McCallum // Petroleum Geosciences. – 1999. – V.5. – № 2. – P.109– 116.

Ben-Zion, Y. Collective behavior of earthquakes and faults: continuum-discrete transitions, progressive evolutionary changes, and different dynamic regimes / Y. Ben-Zion // Rev. Geophys. – 2008. – Vol. 46. – RG4006.

Berg, S. S. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of segment of the Moab fault, SE Utah / S.S. Berg, T.Skar // J. Struct. Geol. – 2005. – Vol. 27. – C. 1803-1822.

Bilham, R. Subsurface creep on the Hayward Fault, Fremont, California / R. Bilham, S. Whitehead // GRL. – 1997. – Vol. 24. – P. 1307-1310.

Blenkinsop, T. G. Thickness-displacement relationships for deformation zones: discussion / T. G. Blenkinsop // J. Struct. Geol. – 1989. – Vol. 11. – P. 1051-1054.

Bocquet, L. Moisture-induced ageing in granular media and the kinetics of capillary condensation / L. Bocquet, E. Charlaix, S. Ciliberto, J. Crassous// Nature. – 1998. – Vol. 396. – P. 735-737.

Bradbury, K. K. Mineralogical and textural analysis of drill cuttings from the San-Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) boreholes: Initial interpretations of fault zone composition and constraints on geologic models / K. K. Bradbury, D. C. Barton, J. G. Solum, S. D. Draper, J. P.Evans // Geosphere. – 2007. – Vol. 3. – N_{2} 5. – P. 299-318.

Brace, W. F. Stick-slip as a mechanism for earthquake / W. F. Brace, J. D. Byerlee // Science. – 1966. – Vol. 153. – P. 990-992.

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

Buford, R. O. Slip on the San Adreas fault in Central California from alinement array surveys / R. O. Buford, P. W. Harsh // BSSA. – 1980. – Vol. 70. – P. 1233-1261.

Cates, M. E. Jamming, Force Chains, and Fragile Matter / M. E. Cates, J. P. Wittmer, J.- P. Bouchaud, P. Claudin // PRL. – 1998. – Vol.81. – № 9. – P.1841-1844.

Cervelli, P. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano / P. Cervelli, P. Segall, K. Johnson, M. Lisovski, A. Miklius // Nature. – 2002. – Vol. 415. – P.1014-1018.

Chester, F. M. Ultracataclasite structure and friction processes of Punchbowl fault, San Andreas system, California / F. M. Chester, J. S. Chester // Tectonophysics. – 1988. – Vol. 295. – P. 199-221.

Chester, F. M. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault / F. M.

Chester, J. P. Evans, R. L. Biegel // J. Geophys. Res. - 1993. - Vol. 98. - P. 771-786.

Chester, F. M. Structure and Composition of the Plate-Boundary Slip Zone for the 2011

Tohoku-Oki Earthquake / F. M. Chester, C. Rowe, K. Ujiie, et al // Science. – Vol.342. – P.1208-1211. Chester, J. S. Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system / J. S.

Chester, F. M. Chester, A. K. Kronenberg // Nature. – 2005. – Vol. 437. – P. 133-136.

Childs, C. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations / C. Childs, T. Manzocchi, J. J. Walsh, et al. // J. Struct. Geol. – 2009. – Vol. 31. P. 117-127.

Choi J.-H., Edwards P., Ko K.,Kim Y.-S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach / J.- H. Choi, P. Edwards, K. Ko, Y.- S. Kim // Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol.152. – P. 70-87.

Choy, G. L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress / G. L. Choy, J. L. Boatwright // J. Geophys. Res. – 1995. – Vol. 100. – P. 18205-18228.

Cochran, E. S. Seismic and geodetic evidence for extensive, long-lived fault damage zones / E. S. Cochran, Y.- G. Li, P. M. Shearer, et al. // Geology. – 2009. – V. 37. – № 4. – P. 315-318.

Collettini, C. Fault zone fabric and fault weakness/ C. Collettini, A. Niemeijer, C. Viti, C. Marone // Nature. – 2009. – Vol. 462. – P. 907-911.

Cowie, P. A. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions / P. A. Cowie, Z. K. Shipton // J. Struct. Geol. – 1988. – Vol. 20. – № 8. – P. 983-997.

Dieterich, J. M. Time-Dependent Friction and the Mechanics of Stick-Slip / J. M. Dieterich // PAGEOPH. – 1978. – Vol. 116. – P. 790-806.

Drescher, A. Photoelastic verification of a mechanical model for the flow of a granular material / A. Drescher, G. de Josselin de Jong // J. Mech. Phys. Solids. – 1972. – Vol. 20. – Issue 5. – P. 337-340.

Dublanchet, P. Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model / P. Dublanchet, P. Bernard, P. Favreau // J. Geophys. Res.: Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. – P. 2225-2245.

Ekström, G. Glacial earthquakes / G. Ekström, M. Nettles, G. A. Abers // Science. – 2003. – Vol. 302. – № 5645. – P. 622-624.

Elliott, D. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets / D. Elliott // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. – 1976. – Vol. 203.– P. 289-312.

Ellsworth, W. L. Injection-induced earthquakes / W. L. Ellsworth // Science. - 2013. - Vol. 341. - 1225942.

Emter, D. Tidal triggering of earthquakes and volcanic events: Tidal Phenomena / D. Emter: ed. by A. Withelm. – Amsterdam: Elsevier, 1997. – P. 293-309.

Fagerent, A. Melange rheology and seismic style / A. Fagerent, R. H. Sibson // Geology. – 2010. – Vol. 38. – № 8. – P. 751-754.

Faulkner, D. R. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastem Spain / D. R. Faulkner, A. C. Lewis, E. H. Rutter // Tectonophysics. -2003. - Vol. 367. - No 3-4. - P. 235-251.

Fossen, H. Possible absence of small faults in the Gullfaks Field, northern North Sea: implications for downscaling of faults in some porous sandstones / H. Fossen, J. Hesthammer // J. Struct. Geol. – 2000. – Vol. 22. – N_{2} 7. – P. 851-863.

Fossum, A. F. Nonuniformly moving shear crack model of a shallow focus earthquake mechanism / A. F. Fossum, L. B. Freund // J. Geoph. Res. – 1975. – Vol. 80. – P. 3343-3347.

Gao, H. Scaling Relationships of Source Parameters for Slow Slip Events / H. Gao, D. A. Schmidt, R. J. Weldon // BSSA. – 2012. Vol. 102. – № 1. – P. 352-360.

Gomberg, J. Slow Slip Phenomena in Cascadia from 2007 and Beyond: A Review / J.Gomberg, Cascadia 2007 and Beyond Working Group // Geological Society of America Bulletin. – 2010. – Vol.122. – № 7-8. – P. 963-978.

Gomberg, J. Earthquake triggering by transient and static deformations / J. Gomberg, N. M. Beeler, M. L. Blanpied, P. Bodin // J. Geophys. Res. – 1998. – Vol. 103. – № B10. – P. 24411-24426.

Gosar, A. Micro-deformation monitoring of active tectonic structures in W.Slovenia / A. Gosar, S. Sebela, B. Kostak, J. Stemberk // Acta Geodyn. Geomater. – 2007. – Vol. 4. – № 1. – P. 87-98.

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

Gudmundsson, A. Effects of internal structure and local stress on fracture propagation, deflection, and arrest in fault zones / A. Gudmundsson, T. H. Simmenes, B. Larsen, S. L. Philipp // J. Struct. Geol. – 2010. – Vol. 32. – P. 1643-1655.

Hainzl, S. Monsoon-induced earthquake activity in Talala, Gujarat, India / S. Hainzl, S. K. Aggarwal, P. K. Khan, B. K. Rastogi // GJI. – 2015. – Vol. 200. – P. 627-637.

Hainzl, S. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity / S. Hainzl, J. Kraft, J. Wassermann, et al. // GRL. – 2006. – Vol.33. – L19303.

Hanks, T. A moment magnitude scale / T. Hanks, H. Kanamori // J. Geophys. Res. – 1979. – Vol. 84. – P. 2348-2350.

Heermance, R. Fault structure control on fault slip and ground motion during the 1999 rupture of the Chelungpu fault, Taiwan / R. Heermance, Z. K. Shipton, J. P. Evans // BSSA. – 2003. – Vol. 93, N_{2} 3. – P. 1034-1050.

Higashi, N. Experiments on granular rheology: Effects of particle size and fluid viscosity / N. Higashi, I. Sumita // JGR. – 2009. – Vol. 114. – B04413.

Hill, D. P. Dynamic triggering: Treatise on Geophysics. Volume 4: Earthquake Seismology / D.P. Hill, S. G. Prejean; ed. in chief G.Schubert. – Amsterdam: Elsevier, 2007. pp. 257-291.

Hirata, T. Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scale / T. Hirata // PAGEOPH. – 1989. – Vol. 131. – № 1/2. – P. 157-170.

Hoffmann-Rothe, A. Correlation of electrical conductivity and structural damage at a major strike-slip fault in northern Chile / A. Hoffmann-Rothe , O. Ritter, C. Janssen // JGR. – 2004. – Vol. 109. – B10101.

Hornbaker, D. J. What keeps sandcastles standing? / D. J. Hornbaker, R. Albert, I. Albert, et al. // Nature. – 1997. – Vol. 387. – P.765.

Hull J. 1988. Thickness-displacement relationships for deformation zones. J. Struct. Geol. – 1998. – Vol. 10. – P. 431-435.

Ide, S. A scaling law for slow earthquakes / S. Ide, G. C. Beroza, D. R. Shelly, T. Uchide // Nature. – 2007b. – Vol. 447. – P. 76-79.

Ide, S. Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface / S. Ide, D. R. Shelly, G. C. Beroza // GRL. – 2007a. –Vol. 34. – L03308.

Ikari, M. J. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes / M. J. Ikari, C. Marone, D.
M. Saffer, A. J. Kopf // Nature Geoscience. - 2013. - Vol. 6. - № 6. - P. 468-472.

Irwin, G. Analysis of Stresses and Strains near the End of a Crack Traversing a Plate / Irwin G. // J. Appl. Mech. – 1957. – № 3. – P. 361-364.

Johnson, P. A. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering / P. A. Johnson, X. Jia // Nature. – 2005. – Vol. 437. – № 6. – P. 871-874.

Jordan, T.H. Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures / T. H. Jordan // GRL. – 1991. – Vol. 18. – P. 2019-2022.

Kanamori, H. The physics of earthquakes / H. Kanamori, E. Brodsky // Rep. Prog. Phys. – 2004. – Vol. 67. – P. 1429-1496.

Kanamori, H. A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California / H. Kanamori, E. Hauksson // BSSA. – 1992. – Vol. 82. – P. 2087-2096.

Kaproth, B. M. Slow Earthquakes, Preseismic Velocity Changes, and the Origin of Slow Frictional Stick-Slip / B. M. Kaproth, C. Marone // Science. – 2013. – Vol. 341. – P. 1229-1232.

Kolyukin, D. 2012. Statictical analysis of the relationships between faults attributes / D. Kolyukin, A. Torabi // JGR. – 2012. – Vol. 117. – B05406.

Kostoglodov, V. Slow Slip Events on the Strike Slip Fault in Guerrero, Mexico / V. Kostoglodov, A. L. Husker, J. A. Santiago, et al. // Report at the AGU Chapman conference on the Slow slip Phenomena, 21-25 February 2016, Ixtapa, Guerrero, Mexico. – Available at:: https://agu.confex.com/agu/16chapman1/webprogram/Paper94149.html

Krantz, R. W. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application / R. W. Krantz // J. Struct. Geol. – 1988. – Vol. 10. – P. 225-237.

Kuzmin, Yu. O. Tectonophysics and recent geodynamics / Yu. O. Kuzmin // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. – 2009. – Vol.45. – № 11. – P. 973-986.

Lay, T. Seismological Grand Challenges in Understanding Earth's Dynamic Systems / T. Lay, R. C. Aster, D. W. Forsyth, et al. – Denver: Incorporated Research Institutions for Seismology, 2009. – 76 p.

Li, Y. G. Cochran E.S. Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves / Y. G. Li, J. E. Vidale // GRL. – 2004. – Vol. 31. – L12S06.

Lienkaemper, J. J. Historic creep rate and potential for seismic slip along the Hayward fault, California / J. J. Lienkaemper, G. Borchardt, M. Lisowski // J. Geophys. Res. – 1991. – Vol. 96. – № 18. – P. 261-283.

Liu, C.- H. Force fluctuations in bead packs / C.- H. Liu, S. R. Nagel, D. A. Schecter, et al. // Science. – 1995. – Vol. 269. – P. 513-515.

Linde, A. T. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault / A. T. Linde, M. T. Gladwin, M. J. S. Johnston, et al. // Nature. – 1996. – Vol. 383. – P. 65-68.

Mair, K. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones / K. Mair, K. M. Frye, C. Marone // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107. – № 10. – P. 2219.

Milne, J. The relative motion of neighbouring points of the ground / J. Milne // J. Trans. Seismol. Soc. Japan. – 1888. – Vol. 12. – P. 63-66.

Mitchell, T. M.The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault zone, northern Chile / T. M. Mitchell, D. R. Faulkner // J. Struct. Geol. – 2009. – Vol. 31. – P. 802-816.

Morgan, J. Numerical simulations of granular shear zones using the distinct element method / J. Morgan, M. Boettcher // J. Geophys. Res. – 1999. – Vol. 104. – № B2. – P. 2703-2719.

Muraoka, H. Displacement distribution along minor fault traces / H. Muraoka, H. Kamata // J. Struct. Geol. – 1983. – Vol. 5. – P. 483-495.

Nettles, M. Long-period source characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake / M. Nettles, G. Ekström // BSSA. – 2004. – Vol. 94. – P. 422-429.

Ohta, K. Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the Nankai subduction zone, Japan / K. Ohta, S. Ide // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 116. – B01308.

Otsuki, K. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault / K. Otsuki // Journal of the Geological Society of Japan. – 1978. – Vol. 84. – P. 661-669.

Pachell, M. A. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in joined granite: the Gerimi fault zone, Sierra Nevada, California / M. A. Pachell, J. P. Evans // J. Struct. Geol. – 2002. – Vol. 24. – P. 1903-1924.

Peacock, D. C. P. Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones / D. C. P. Peacock, D. J. Sanderson // J. Struct. Geol. – 1991. – Vol. 13. – P. 721-733.

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

Psakhie, S. G. A new way to manage displacements in zones of active faults / S. G. Psakhie, V.
V. Ruzhich, E. V. Shilko, et al. // Tribology International. – 2007. – Vol. 40. – № 6. – P. 995-1003.

Reid, H. F. Volume 2: The Mechanics of the Earthquake: The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission in two volumes and atlas / H. F. Reid; A. C. Lawson. – Washington, D.C.: Carnegie Institution of Washington, 1910. – 219 p.

Riedel, W. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen / W. Riedel // Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie. – 1929. – Vol. B. – P. 354-368.

Riley, P. R. Control on fault damage zone width, structure, and symmetry in the Bandelier Tuff, New Mexico / P. R. Riley, L. B. Goodwin, C. J. Lewis // J. Struct. Geol. – 2010. – Vol. 32. – P. 766-780.

Robertson, E. C. Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness / E. C. Robertson // Mining Engineering. – 1983. – Vol. 35. – № 10. – P. 1426-1432.

Rubin, A. M. Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults / A. M. Rubin, J.- P. Ampuero // J. Geophys. Res. – 2005. – Vol. 110. – B11312.

Rubinstein, J. L. Non-volcanic tremor: A window into the roots of fault zones: New Frontiers in Integrated Solid Earth Sciences / J. L. Rubinstein, D. R. Shelly, W. L. Ellsworth; eds. S. A. P. L. Cloetingh, J. Negendank. Amsterdam: Springer, 2010. – P. 287-314.

Ruina, A. Slip Instability and State Variable Friction Laws / A. Ruina // J. Geophys. Res. – 1983. – Vol. 88. – № B12. – P. 10359-10370.

Ruzhich, V. V. Experimental modeling of mechanisms of seismic oscilation sources in case of interactions of uneven surfaces in faults / V. V. Ruzhich, E. N. Chernykh, E. I. Ponomareva // Geodynamics & Tectonophysics. -2014. - Vol. 5. - No 2. - P. 563-576.

Saffer, D. M. NSF-MARGINS Decadal Review 2009 / D. M. Saffer, C. Marone, S. Bilek. – Palisades, NY: Lamont-Doherty Earth Observatory. – 2009. – Available at: http://www.nsf-margins.org/Review2009/index.html, and http://www.nsf-margins.org/Review2009/Final/3.2_SEIZE.pdf.

Saffer, D. The frictional, hydrologic, metamorphic and thermal habitat of shallow slow earthquakes / D. M. Saffer, L. M. Wallace // Nature Geoscience. – 2015. – Vol. 8. – P. 594-600.

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

Savage, H. M. Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones / H. M. Savage, E. E. Brodsky // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. – B03405.

Sagy, A. Geometric and rheological asperities in an exposed fault zone / A. Sagy, E. E. Brodsky // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. – B02301.

Savage, H. M. Effects of shear velocity oscillations on stick-slip behaviour in laboratory experiments / H. M. Savage, C. Marone // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – B02301.

Savage, J. C.Postseismic relaxation and aftershocks / J. C. Savage, J. L. Svarc, S. B. Yu // J. Geophys. Res. – 2007b. – Vol. 112. – B06406.

Savage, J. C. Postearthquake relaxation and aftershock accumulation linearly related after the 2003 M6.5 Chengkung, Taiwan, and the 2004 M6.0 Parkfield, California, earthquakes / J. C. Savage, S. B. Yu // BSSA. – 2007a. – Vol. 97. – P. 1632-1645.

Scholz, C. H. Paradigms or small change in earthquake mechanics / C. H. Scholz // International Geophysics. – 1992. – Vol. 51. – P. 505-517.

Scholz, C. H. Earthquakes and friction laws / C. H. Scholz // Nature. – 1998. – Vol. 391. – P. 37-42.

Scholz, C. H. Earthquake prediction: A physical basis / C. H. Scholz, L. R. Sykes, Y. P. Aggarwal // Science. – 1973. – Vol. 181. – P.803-810.

Schueller, S. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: Statistical analysis of field data / S. Schueller, A. Braathen, H. Fossen, J. Tveranger // J. Struct. Geol. – 2013. – Vol. 52. – P. 148-162.

Schulz, S. E. Mesoscopic structure of the Punchbowl Fault, Southern California and the geologic and geophysical structure of active strike-slip faults / S. E. Schulz, J. P. Evans // J. Struct. Geol. – 2000. – Vol. 22. – P. 913-930.

Schwartz, S. Y., Rokosky, J. M. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones / S. Y. Schwartz, J. M. Rokosky // Reviews of Geophysics. – 2007. – Vol. 45. – RG3004.

Segall, P. Mechanics of discontinuous fault / P. Segall, D. D. Pollard // J. Geophys. Res. – 1980. – Vol. 85. – P. 4337-4350.

Segall, P. Nucleation and growth of strike slip faults in granite / P. Segall, D. D. Pollard // J. Geophys. Res. – 1983. – Vol. 88. – P. 555-568.

Sekine, S. Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone / S. Sekine, H. Hirose, K. Obara // J. Geophys. Res. – 2010. – Vol. 115. – № 9. – B00A27.

Shipton, Z. K. Damage zone and slip-surface evolution over mm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah / Z. K. Shipton, P. A. Cowie // J. Struct. Geol. – 2001. – Vol. 23. – № 12. – P. 1825-1844.

Sibson, R. S. Thickness of the seismic slip zone / R. S. Sibson // BSSA. – 2003. – Vol. 93. – № 3. P.1169-1178.

Smith, S. A. F. The structure of an exhumed intraplate seismogenic fault in crystalline basement / S. A. F. Smith, A. Bistacchi, T. M. Mitchell, et al. // Tectonophysics. – 2013. – Vol. 599. – P. 29-44.

Smith E. F. A search in strainmeter data for slow slip associated with triggered and ambient tremor near Parkfield, California / E. F. Smith, J. Gomberg // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. – B00A14.

Steinbrugge, K. V. Fault creep and property damage / K. V. Steinbrugge, E. G. Zacher // BSSA. – 1960. – Vol. 50. – № 3. – P. 389-396.

Tanaka, S. Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data / S. Tanaka, M. Ohtake, H. Sato // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol.107. – № B10. – P. ESE 1-1-ESE 1-11.

Tobin, H. Joint IODP-ICDP Workshop Examines Challenges of Fault Zone Drilling / H. Tobin, H. Ito, J. Behrmann, et al. // Sci. Dril. – 2007. – Special Issue. – P. 5-16.

Tocher, D. Creep rate and related measurements at Vineyard, California / D. Tocher // BSSA. – 1960. – Vol. 50. – № 3. – P. 396-405.

Tonnellier, A. Seismic monitoring of soft-rock landslides: the Super-Sauze and Valoria case studies / A. Tonnellier, A. Helmstetter, J.- P. Malet, et al. // GJI. – 2013. – Vol. 193. – P. 1515-1536.

Turcotte, D. L. Micro and macroscopic models of rock fracture / D. L. Turcotte, W. I. Newman, R. Shcerbakov // GJI. – 2003. – Vol. 152. – P. 718-728.

Vidale, J. E. Slow slip: A new kind of earthquake / J. E. Vidale, H. Houston // Physics Today. – 2012. – Vol. 1. – P. 38-43.

Villemin, T. Fractal distribution of fault length and offsets: Implications of brittle deformation evaluation – the Lorraine Coal Basin: Fractals in the Earth Sciences / T. Villemin, J. Angelier, C. Sunwoo; eds. C. Barton, P. LaPointe. – New York: Plenum Press, 1995. – P. 205-226.

Waldhauser, F. Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods / F. Waldhauser, D. P. Schaff // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. – B08311.

Walsh, J. J. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective / J. J. Walsh, W. R. Bailey, C. Childs, A. Nicol, C. G. Bonson // J. Struct. Geol. – 2003. – Vol. 23. – P. 1251-1262.

Walsh, J. J. Distribution of cumulative displacement and of seismic slip on a single normal fault surface / J. J. Walsh, J. Watterson // J. Struct. Geol. – 1987. – Vol. 9. – P. 1039-1046.

Watterson, J. Fault dimensions, displacements and growth / J. Watterson // PAGEOPH. – 1986. – V. 124. – P. 366-373.

Wei, M. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity / M. Wei, Y. Kaneko, Y. Liu, J. J. McGuire // Nature Geoscience. – 2013. Vol. 6. – P. 566-570.

Wiens, D. A. Simultaneous teleseismic and geodetic observations of the stick-slip motion of an Antartic ice stream / D. A. Wiens, S. Anandakrishnan, J. P. Winberry, M. A. King // Nature. – 2008. – Vol. 453. – P. 770-774.

Wibberley, C. A. J. Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan / C. A. J. Wibberley, T. Shimamoto // J. Struct. Geol. – 2003. – Vol. 25. – P. 59-78.

Wyss, M. Precursory seismic quiescence / M. Wyss, R. E. Habermann // PAGEOPH. – 1988. – Vol. 126. – P. 2-4.

Yoshioka, S. Spatiotemporal slip distributions of three long-term slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, inferred from inversion analyses of GPS data / S. Yoshioka, Y. Matsuoka, I. Satoshi // GJI. – 2015. – Vol. 201. – P. 1437-1455

Zoback, M.D., In situ fault zone observations from SAFOD / M. D. Zoback, S. Hickman, W. L. Ellsworth // inSights: the EarthScope newsletter – 2008. – № winter. – Available at: http://www.earthscope.org/es_doc/onsite/onsite_winter08.pdf).

ПРИЛОЖЕНИЕ А. РЕЗУЛЬТАТЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОБРАЗЦОВ МАТЕРИАЛОВ-ЗАПОЛНИТЕЛЕЙ, ПРОВОДИМЫЕ ФГУП «ВИМС»

А.1. СВЕДЕНИЯ О МЕТОДИКЕ ПРОВЕДЕНИЯ ИСПЫТАНИЙ

Объект анализа	минеральное сырье		
Образец	порошковая проба		
Метод анализа	Рентгенографический количественный фазовый анализ		
Методическое указание	азание Методические указания НСАМ №21 «Рентгенографиче		
	количественный фазовый анализ (РКФА) с использованием		
	метода внутреннего стандарта»; Методические рекомендации		
	НСОММИ № 68 «Экспертный рентгенографический		
	полуколичественный фазовый анализ глинистых минералов»		
Аппаратура	Рентгеновский дифрактометр X'Pert PRO MPD (PANalytical,		
	Нидерланды)		
Условия съемки	Монохроматизированное СиКα- излучение (графитовый		
	монохроматор на дифрагированном излучении), режим работы		
	рентгеновской трубки: V = 50 kV, I = 40 mA, режим записи		
	рентгенограмм непрерывный, шаг 0,02 град 20, время набора		
	импульсов 1,0 с.		

А.2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ

N⁰	Минерал	Теоретическая формула	Содержание, масс., %
1	Кварц	SiO ₂	43,0
2	Каолинит	Al ₄ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈	41,0
3	Анатаз	TiO ₂	3,5
4	Монтмориллонит	$(Na,Ca)_{0,33}(Al,Mg)_2(SiO_{10})(OH)_2 \cdot nH_2O$	2,5
5	Гидрослюда	$K_{<1}Al_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	2,0
6	Гиббсит	Al(OH) ₃	1,0
7	Рутил	TiO ₂	0,5
Сумма кристаллических фаз			93,5

N⁰	Минерал	Теоретическая формула	Содержание, масс., %
1	Калиевый	K(AlSi ₃ O ₈)	34,0
	половой шпат		
2	Кварц	SiO ₂	33,0
3	Плагиоклаз	(Na,Ca)AlSi ₃ O ₈	23,0
4	Серицит	KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀](OH) ₂	3,0
5	Биотит	K(Mg,Fe) ₃ [Si ₂ AlO ₁₀][OH,F] ₂	2,0
6	Амфибол	Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	2,5
7	Кальцит	CaCO ₃	2,0
8	Хлорит	$(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$ · $(Mg,Fe)_3(OH)$	1,5
9	Минералы	Ca ₅ [PO ₄] ₃ (CO ₃ ,F,OH)	0.5
	группы апатита		0,5
10	Метагаллуазит	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8*nH_2O$	0,5
Сумма кристаллических фаз			100

Таблица А.2 – Минералогический состав материала-заполнителя «гранитная крошка фракцией 0–50 мкм»

Таблица А.1 – Минералогический состав материала-заполнителя «пирофиллит»

No	Минерал	Теоретическая формула	Содержание, масс., %
1	Пирофиллит	$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$	52,0
2	Кварц	SiO ₂	19,0
3	Каолинит	Al ₄ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈	18
4	Слюда		
	мусковитового	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	7
	типа		
5	Калиевый	K(AlSi ₃ O ₈)	3
	полевой шпат		
	Сумма	99	