GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST
SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2018 VOLUME 9 ISSUE 3 PAGES 671–691 ISSN 2078-502X

https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0367

LABORATORY STUDIES OF SLIP ALONG FAULTS AS A PHYSICAL BASIS FOR A NEW APPROACH TO SHORT-TERM EARTHQUAKE PREDICTION

G. G. Kocharyan[1, 2], I. V. Batukhtin[1, 2]

[1] *Institute of Geosphere Dynamics of RAS, Moscow, Russia*
[2] *Moscow Institute of Physics and Technology* (*State University*), *Moscow, Russia*

Abstract: The physical effects that may prove useful for developing a new approach to short-term earthquake prediction have been studied in laboratory conditions. In seismology and earthquake foci mechanics, one of the major challenges is searching for indicators of an upcoming seismic event and attempting to reliably record such indicators by available instruments. In this regard, the best result of the laboratory studies of dynamic slip along faults would be the identification of specific macroscopic parameters controlling the deformation process, which are measurable in field. Dynamic stiffness of a fault zone seems to be an appropriate parameter. The recent laboratory experiments have shown that the value of this parameter predetermines the slip mode along the fault (unstable slip, creep, tremor, etc.), and a radical decrease in shear stiffness takes place as the fault zone reaches the metastable state. The effect discovered in the laboratory conditions gives grounds to suggest that changes in the stress-strain state of the fault zone at the final stage of earthquake preparation are detectable from the parameters of microseismic noise in the low-frequency range. Apparently, the noise records during and after the arrival of surface waves from distant earthquakes can provide the best opportunity for determining the parameters characterizing the study area. The wave oscillations with a period of a few dozen seconds have significant amplitudes and duration, which contributes to the excitation of resonance oscillations of the blocks. There are problems requiring additional laboratory experiments: estimating the size of a fault, which predetermines regularities in decreasing of the own frequency of the block-fault system; determining the ratio of the mechanical parameters of the fault in the nucleation zone and on the periphery of the future rupture, etc. Having analyzed the results of experimental studies carried out by other researchers, we conclude that laboratory experiments under normal conditions and low pressures can successfully address a number of fundamental issues on the way to creating a new approach to short-term earthquake prediction. Increasing pressure and temperature to values characteristic of seismogenic depths does not lead to the occurrence of any fundamentally new features in the behavior of the block-fault system at the stage when dynamic slip is being prepared. During slip, friction reduces due to melting, physical and chemical transformations at the micro- and nanoscales and other processes on the slipping surface, but these effects play no role at the stage when dynamic rock failure and the onset of slip are being prepared.

Key words: earthquake; precursor; fault; seismic ambient noise; dynamic stiffness; passive seismic monitoring

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: V.V. Ruzhich

Received: March 13, 2018
Revised: May 7, 2018
Accepted: May 23, 2018

For citation: *Kocharyan G.G., Batukhtin I.V.*, 2018. Laboratory studies of slip along faults as a physical basis for a new approach to short-term earthquake prediction. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 671–691. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0367.

Для цитирования: *Кочарян Г.Г., Батухтин И.В.* Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 671–691. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0367.

Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений

Г. Г. Кочарян[1, 2], И. В. Батухтин[1, 2]

[1] *Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия*
[2] *Московский физико-технический институт* (*государственный университет*), *Москва, Россия*

Аннотация: Рассмотрены некоторые результаты исследований в условиях лаборатории физических эффектов, которые могут оказаться полезными для развития новых подходов к краткосрочному прогнозу землетрясений. Одной из основных задач сейсмологии и механики очага землетрясения является поиск признаков готовящегося события, которые могут быть надежно зарегистрированы инструментально. В этой связи наилучшим результатом лабораторных исследований процесса динамического скольжения по разлому является установление макроскопических параметров, контролирующих деформационный процесс, которые, в свою очередь, могут быть измерены в натурных условиях. Возможно, что подходящим параметром является динамическая жесткость разломной зоны. Судя по результатам лабораторных экспериментов последних лет, величина этого параметра определяет тип скольжения по разлому – неустойчивое скольжение, крип, тремор и т.д. При этом величина сдвиговой жесткости радикально снижается в процессе приближения разломной зоны к метастабильному состоянию. Обнаруженный в лаборатории эффект дает основания полагать, что изменения напряженно-деформированного состояния разломной зоны на заключительной стадии подготовки землетрясения могут быть обнаружены при анализе параметров низкочастотного микросейсмического шума. По-видимому, одним из наиболее благоприятных для определения значений, характерных для изучаемого региона, является участок записи во время и после прохождения поверхностных волн от далеких землетрясений. Эти колебания с периодом в несколько десятков секунд обладают значительной амплитудой и длительностью, что способствует возбуждению резонансных колебаний блоков. Целый ряд важных вопросов требует дополнительной проработки именно в лабораторном эксперименте: оценка характерного размера, определяющего закономерности снижения собственной частоты системы блок–разлом, соотношение механических параметров разлома в зоне нуклеации и на периферии будущего разрыва и т.д. Выполненный анализ результатов экспериментальных исследований разных авторов позволяет заключить, что лабораторные эксперименты, проводимые при нормальных условиях и небольших давлениях, в состоянии дать ответ на ряд принципиальных вопросов, которые необходимо решить на пути к созданию нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений. Повышение давления и температуры до значений, характерных для сейсмогенных глубин, не приводит к появлению принципиально новых черт в поведении системы блок–разлом на стадии подготовки динамического срыва. Эффекты снижения трения из-за плавления, физико-химических преобразований поверхности скольжения на микро- и наноуровне и других процессов не играют решительно никакой роли на стадии подготовки динамического срыва и начала скольжения.

Ключевые слова: землетрясение; предвестник; разлом; сейсмический шум; динамическая жесткость; пассивный сейсмический мониторинг

1. Введение

В своей монографии, увидевшей свет в 2014 г., С.И. Шерман сформулировал оригинальную тектонофизическую концепцию разломообразования и сейсмического процесса, к которой он шел в течение 40 лет [*Sherman, 2014*]. Геолог по образованию, Семен Иойнович вместе с учениками и коллегами сумел в своих работах одним из первых выйти далеко за рамки традиционной геологии и чрезвычайно успешно работать в области, находящейся на стыке тектоники, геологии, физики и геофизики. Именно этот широкий взгляд предопределил актуальность и востребованность его работ. В своих трудах С.И. Шерман постепенно подошел к новым представлениям о короткопериодной селективной активизации разломов. Справедливо отмечая неясность избирательной современной активизации разноранговых и разновозрастных разломов, он предложил провести их классификацию и ранжирование по количественному индексу сейсмической активности и ввести в рассмотрение короткопериодную составляющую активизации разломов в реальном времени [*Sherman, 2014*]. Так называемые «медленные волны деформации» предполагаются в качестве одного из триггеров генерации сейсмической активности. Данная точка зрения позволяет говорить о «тектонофизическом подходе» к прогнозу землетрясений. Тектонофизическая концепция С.И. Шермана представляет собой, как точно отме-

тил Г.А. Соболев в предисловии к монографии [*Sherman, 2014*], «положенные на геологическую основу общие принципы физики землетрясений, … детализированные для конкретных сейсмогеологических условий».

Переходя к проблеме прогноза землетрясений, можно подметить, что качественные прорывы в интерпретации результатов наблюдений и создании адекватных моделей физических процессов, происходящих в очаговой области, наблюдались в периоды активного сотрудничества сейсмологов, физиков и геологов, когда формировались команды, включающие специалистов по получению и обработке полевого материала, механиков, способных теоретически описать закономерности динамического распространения разрыва, экспериментаторов, проводящих лабораторные опыты, аналитиков, обобщающих различные аспекты явления. Широкоизвестными результатами подобного сотрудничества являются, например, модели подготовки землетрясения (в частности, модель лавинно-неустойчивого трещинообразования и дилатантно-диффузионная модель) [*Mjachkin et al., 1976*].

Бурное развитие наблюдательных технологий в науках о Земле в последние 20 лет привело к многократному увеличению объема и качества получаемого материала. Результаты регистрации параметров колебаний плотными сетями широкополосной сейсмической аппаратуры, данные космической геодезии предоставляют столь обильную пищу для спекуляций, что без четких, пусть даже упрощенных, представлений, определяющих связи между основными параметрами физических процессов, интерпретация результатов наблюдений может оказаться глубоко ошибочной.

В предлагаемой статье на основе сведений о структуре очаговой области землетрясения сформулированы основные задачи исследования в условиях лаборатории процессов, которые могут оказаться полезными для разработки новых, основанных на ясных физических эффектах подходов к краткосрочному прогнозу землетрясений. Краткий анализ результатов экспериментальных исследований, выполненных разными авторами, позволил оценить, насколько приемлемы и информативны эксперименты, проводимые в интересах решения этой задачи, в физических условиях, далеких от условий сейсмогенных глубин.

2. О ЛОКАЛИЗАЦИИ ДЕФОРМАЦИЙ В ОЧАГЕ И ПОДХОДАХ К ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Структуру деформационных процессов, происходящих в окрестности очага землетрясения, с известной долей условности можно разделить на две подобласти, едва пересекающиеся во времени и пространстве, – зону подготовки землетрясения и собственно зону разрыва.

Многие физические процессы, связанные с подготовкой крупного землетрясения, детерминированы эволюцией соответствующего участка земной коры. К ним относятся закономерное изменение напряженно-деформированного состояния геосреды, трансформация ее физико-механических характеристик, гидрогеологические процессы, вариации параметров физических полей в ближней и дальней окрестности будущего разрыва и т.д. Эти процессы охватывают обширные области коры, и именно с ними связано большинство эффектов, которые относят к предвестникам землетрясений. По разным оценкам характерные размеры этой зоны составляют, по крайней мере, до нескольких размеров будущего разрыва [*Dobrovolsky, 1991; Kissin, 2015; Chebrov et al., 2011*].

За многие годы накоплен большой объем наблюдений за разнообразными предвестниками землетрясений. Вполне естественно, что именно эта группа работ создает основу для развития большинства методов прогноза землетрясений. Эти методы основаны на региональных эффектах и являются следствием крупномасштабных процессов в недрах Земли [*Romashkova, Kossobokov, 2007*]. Ряд отработанных алгоритмов прогноза имеют своей целью обнаружение периодов повышенной вероятности возникновения сильных землетрясений на основе анализа свойств потока землетрясений [*Panza et al., 2014; Romashkova, Kossobokov, 2013*]. Хотя за годы развития некоторые прогностические признаки, например наклон графика повторяемости, плотность сейсмогенных разрывов и др., получили солидное физическое обоснование [*Sobolev, 1993; Sobolev, Ponomarev, 2003; Zavyalov, 2006*], они, очевидно, довольно слабо связаны с физическими процессами, происходящими непосредственно в зоне будущего разрыва. Анализ результатов многолетних наблюдений за рядом геофизических предвестников показал, что вероятность успешного прогноза по любому из них не превышает 0.3 [*Zavyalov, 2006*].

То же относится и ко второму подходу, в котором используется вероятностная оценка сейсмической опасности на основе комплексного анализа коррелированности сейсмической активности, регулярности землетрясений, плотности событий в пространстве и во времени, а также ряда более сложных параметров [*Sobolev, 2014; Lyubushin, 2014a, 2014b; Sobolev et al., 2008*]. Уделяя относительно небольшое внимание физике процесса, сейсмологи, работающие в рамках этого направления, смогли достигнуть значительных успехов в определении

статистических закономерностей сейсмичности, часто оказывающихся полезными для долгосрочного и среднесрочного прогноза. Слабая опора на физику приводит к тому, что в качестве прогнозных признаков часто используются экзотические характеристики – атмосферное давление, фазы приливов, циклоны, тайфуны, магнитные бури и т.д.

Необходимо иметь в виду, что сам момент динамического срыва во многом случаен, определяется локальными процессами в области зарождения скольжения, а иногда и внешними по отношению к очаговой зоне, порой довольно слабыми воздействиями. Скорее всего, именно этим и обусловлены регулярные неудачи краткосрочных прогнозов, тогда как успешные прогнозы были почти случайны.

Изучение собственно процесса скольжения по разлому включает условия зарождения, распространения и остановки разрыва, деформационные события, происходящие на разных масштабных уровнях, – от перемещений геоблоков [*Kocharyan, 2016*] до образования нанокристаллов в зеркалах скольжения, влияния на характер скольжения прочностных, фрикционных, реологических свойств материала, структуры разломной зоны, ее флюидодинамики и т.д. [*Sobolev et al., 2015, 2016b*].

Обследования эксгумированных участков древних разломов, испытавших в своей истории сейсмогенные деформации, позволяют, пожалуй, как никакие другие виды работ, существенно расширить и уточнить представления о внутренней структуре очагов землетрясений, геологических и физико-механических условиях формирования косейсмических подвижек [*Ruzhich, Khil'ko, 1987; Ruzhich, 1997; Ruzhich, Kocharyan, 2017*]. В этой связи многими группами исследователей, главным образом за рубежом, проведены интенсивные обследования эксгумированных разломов, а также работы по глубинному бурению скважин, пересекающих разломные зоны. Обзор этих работ можно найти в монографии [*Kocharyan, 2016*].

Одним из важнейших результатов этих исследований явилось заключение о чрезвычайно высокой степени пространственной локализации косейсмической подвижки, что, в совокупности с результатами лабораторных исследований [*Adushkin et al., 2016a, 2016b; Kocharyan, 2016*], позволяет говорить о кардинальном влиянии на процесс скольжения механических характеристик и структуры геоматериала в узкой центральной части разлома.

Степень локализации деформаций в некоторых случаях может производить сильное впечатление. На рис. 1 представлены фотографии вскрытого и расчищенного участка разлома землетрясения с магнитудой 7.2 в Кобе (Япония) 1995 г. Можно видеть, что ширина зоны основного сдвига составляет величину порядка 10 см (рис. 1, *а*), а повреждения, образовавшиеся в зоне влияния (рис. 1, *б*), весьма незначительны. Аналогичные результаты были получены при бурении скважин через этот разлом. В скважине DPRI-500 зона сместителя локализована по контакту между слоями перетертых гранодиоритов и не имеет на этой глубине никакой значимой толщины. Специальные исследования позволили установить, что имел место фрикционный нагрев в зоне шириной 6 мм. В буровой скважине GSJ зона скольжения, толщиной в миллиметр, была найдена на глубине 625.27 м, а в скважине NIED PSZ на глубине 1140.6 м она обнаружена в виде слоя переизмельченных зерен толщиной 10 мм внутри ультракатаклазитового слоя [*Kocharyan, 2016*, и ссылки в этой работе].

Гигантские разрушения в окрестности сейсмодислокаций некоторых землетрясений, скорее всего, обязаны своим происхождением наличию свободной поверхности. Аналогичная картина регулярно наблюдается при крупных подземных взрывах – так называемая зона откола [*Kocharyan, Spivak, 2003*].

Локализация деформаций часто происходит даже в породах, для которых характерно пластическое течение. Зачастую узкие, протяженные участки хрупкого разрушения встречаются в толщах милонитов [*Seminsky et al., 2013; Sherman, 2016; Wibberley, Shimamoto, 2003*]. Как отмечается в работе [*Rodkin, Rundquist, 2017*], «… узкий хрупкий разлом исторически унаследует характер деформации глубинной сдвиговой зоны». В.Н. Николаевский связывает это с явлением «повторного охрупчивания» при высоких температурах [*Nikolaevskiy, 1996*].

3. О ПОДХОДАХ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В КОРЕ

Детали деформационных процессов, происходящих на сейсмогенных глубинах, практически недоступны для непосредственного наблюдения. В этой связи огромную роль в достижении понимания физических явлений, происходящих в зоне скольжения, и в определении макроскопических характеристик, контролирующих режим скольжения, играет моделирование. В то же время постановки лабораторных и численных экспериментов, как правило, до предела упрощены, что вызывает частые сомнения в возможности их экстраполяции на натуру. Справедливо отмечается, что во многих случаях не выполняются соотношения подобия, что условия проведения лабораторных опытов бесконечно далеки от условий на сейсмогенных глубинах, что невозможно воспроизвести ни в лаборатории, ни, пока что, при проведении расчетов весь комплекс сложнейших процессов, происходя-

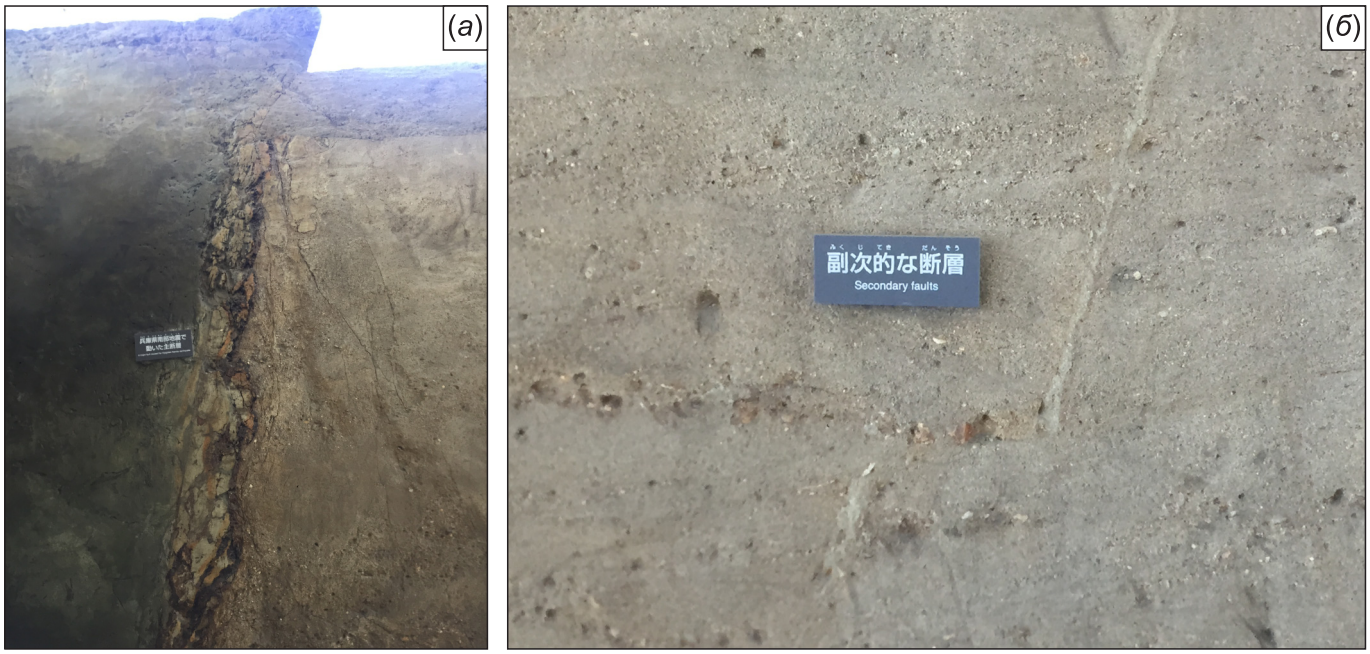

Рис. 1. Вид центральной части разлома Nojima, по которому произошла подвижка при землетрясении с M=7.2 в 1995 г.: (*а*) – магистральный разрыв; (*б*) – вторичные нарушения сплошности в зоне влияния (фото Г.Г. Кочаряна). Перемещения по магистральному разрыву, которые в глубине массива превышали 3 м, а на участке экспозиции составили величину ~20–30 см, локализованы в зоне шириной до 10 см (*а*). В зоне влияния нарушения имеют вид волосяных трещин (*б*).

Fig. 1. The central segment of the Nojima Fault (photo by G.G. Kocharyan). In this area, an earthquake-related slip occurred in 1995 (M=7.2): (*а*) – main fault; (*б*) – secondary fractures in the zone of influence. Displacements along the main fault exceeded 3.0 m in the depth of the rock massif. On the photographed site, slip of ~20–30 cm occurred within a 10-cm wide zone (*а*). Hairline fractures are observed in the zone of influence (*б*).

щих в очаге землетрясения и т.д. Эти возражения основаны на ошибочном представлении о том, что лабораторные эксперименты непременно есть форма масштабного моделирования, как, например, моделирование обтекания летательного аппарата в аэродинамической трубе. Экспериментальные работы в геомеханике разломных зон следует рассматривать, скорее, как исследования фундаментальных закономерностей процесса деформирования. Полученные результаты могут быть использованы для улучшения понимания отдельных компонентов процессов, гипотетически происходящих на больших глубинах, для проверки теорий и идей.

Моделирование должно служить решению основной задачи сейсмологии и механики очага, которая, на наш взгляд, формулируется следующим образом: **поиск таких признаков готовящегося землетрясения, которые могут быть надежно зарегистрированы инструментально.** Это означает, что наилучшим результатом моделирования является установление макроскопических параметров, контролирующих деформационный процесс, которые, в свою очередь, могут быть измерены в натурных условиях.

В рамках существующих подходов к исследованию закономерностей сейсмического цикла в лабораторных экспериментах, в известной мере условно, можно выделить два направления.

Первая группа моделей, наиболее часто применяемая в тектонофизике, имеет целью максимально точное воспроизведение всего цикла деформирования или его отдельных частей [*Bornyakov et al., 2014; Boutelier, Chemenda, 2011*]. Этот подход оказывается полезным для оценки тенденции развития напряженно-деформированного состояния рассматриваемого участка коры, но основной цели моделирования сейсмогенных процессов – прогноза времени сильного землетрясения – достигнуть не в состоянии. Это, прежде всего, связано с тем, что, как отмечалось выше, сам момент динамического события определяется локальными процессами в области зарождения скольжения, которые не могут быть воспроизведены при такой постановке эксперимента.

Другой подход заключается в лабораторном или численном исследовании закономерностей динамического разрушения (в том числе фрикционного скольжения по существующему разлому) и сопут-

ствующих процессов (дилатансия, трение, плавление, физико-химическое преобразование поверхности) целого или составного образца, в какой-то степени моделирующего очаговую область. Здесь иногда воспроизводятся некоторые отдельные условия и процессы, характерные для натуры (давление, температура, поровое фрикционное плавление и т.д.), однако речь о подобии, как правило, не идет. Целью этих работ является установление физических закономерностей возникновения разрушения и интерпретация на их основе результатов натурных наблюдений [*Adushkin et al., 2016c; Anthony, Marone, 2005; Hedayat et al., 2014; Kocharyan, 2014; Kocharyan, Novikov, 2016; Kocharyan, Ostapchuk, 2015; Marone, 1998; Ruzhich et al., 2014; Scuderi et al., 2016; Sobolev et al., 2016a; и др.*].

В самом деле, критерии подобия до определенной степени могут быть соблюдены при моделировании деформационных процессов, идущих в области подготовки землетрясения. В тех же случаях, когда речь идет о скольжении по разлому, это, по-видимому, невозможно. Так, например, сохраняя отношение линейных размеров и геометрии тектонических блоков в натуре и в эксперименте, не удается получить аналогичное соотношение для толщины зоны скольжения. Характерные размеры зерен заполнителя примерно одинаковы в натуре и в лабораторной модели, тогда как волнистость и шероховатость контактных поверхностей отличаются на много порядков. И этот список легко может быть продолжен.

4. Какие процессы следует учитывать при моделировании? Управляющие параметры

Как известно, сейсмический цикл условно можно разделить на несколько стадий: межсейсмическую стадию накопления энергии деформирования, предсейсмическую стадию неупругого поведения среды при критическом уровне напряжений, косейсмическую стадию перехода части потенциальной энергии в кинетическую и, наконец, постсейсмическую стадию перехода среды к новому равновесному состоянию [*Kasahara, 1981*]. С точки зрения решения основной задачи – поиска признаков перехода разлома в стадию динамического срыва, моделирование процесса должно охватывать заключительную фазу подготовки и начальный участок скольжения. При этом необходимо предложить инструментально контролируемые макроскопические параметры, которые адекватно отражали бы текущее состояние разломной зоны.

При изучении процесса формирования скольжения в настоящее время принята примерно следующая схема предсейсмической и косейсмических стадий. В ходе медленного нагружения участки ускоряющегося скольжения (либо трещины) – прообразы будущих гипоцентров – квазистатически увеличиваются в размерах [*Scholz, 2002*]. Когда один такой регион достигает некоторого размера (размер нуклеации), начинается динамическая стадия. Разрыв выходит за пределы зоны нуклеации и растет с переменной, но сопоставимой со скоростью поперечных волн, скоростью до размеров много больших диаметра первоначального пятна, пока не будет остановлен либо неоднородностью какого-либо вида, либо в силу изменения фрикционных характеристик разлома и/или напряженно-деформированного состояния и упругих свойств вмещающего массива горных пород.

На предсейсмической стадии разнообразные характеристики, включая значения скоростей сейсмических волн, амплитуды перемещений свободной поверхности, параметры эманации газов из толщи пород и др., существенно изменяются в большой по площади области, но это, как отмечалось выше, не дает достаточно оснований уверенно судить о степени «готовности разрыва» к динамическому срыву.

При моделировании скольжения основным изучаемым свойством является трение горных пород. Вообще говоря, поскольку предмет исследования – свойство материала, никакой модельный материал не может являться адекватной заменой. Однако в распоряжении исследователей чаще всего нет образцов, отобранных из интересующего сегмента разлома. В этой связи следует установить параметры, управляющие процессом скольжения.

Непременным условием возникновения скольжения является достижение в локальной области уровня напряжений τ, превышающих текущий уровень прочности контакта τ_p:

$$\tau \geq \tau_p. \qquad (1)$$

Сразу заметим, что характерные значения этой прочности до сих пор обсуждаются. Низкие, по некоторым данным, значения тектонических напряжений в окрестности очагов землетрясений [*Rebetsky, 2007*] иногда называют «парадоксом напряжений» [*Sornette, 2000; Rodkin, Rundquist, 2017*]. Подчеркнем, что текущее значение прочности, вообще говоря, может оказаться заметно ниже предельной кулоновской прочности. Примером может служить инициирование скольжения низкоамплитудной вибрацией [*Kocharyan, 2016*].

Другое необходимое условие – разупрочнение области скольжения с ростом скорости v и/или амплитуды D перемещения бортов:

$$\frac{\partial \tau}{\partial v} < 0; \frac{\partial \tau}{\partial D} < 0. \qquad (2)$$

Совершенно ясно, что если прочность контакта не будет снижаться в процессе сдвига, то динамическое скольжение становится практически невозможным.

Наконец, третье условие: скорость снижения во вмещающем массиве напряжений, касательных к плоскости скольжения (жесткость массива K), должна быть ниже, чем скорость снижения сопротивления сдвигу (модуль жесткости разлома k_s на участке спадающей ветви реологической кривой):

$$|k_s| = \left|\frac{\partial\tau}{\partial D}\right| \geq K = \eta\frac{G}{\hat{L}}, \qquad (3)$$

где G – модуль сдвига вмещающего массива, η~1 – коэффициент формы [*Scholz, 2002*], а $\hat{L}$ – характерный размер, связанный с магнитудой землетрясения, возможные значения которого будут обсуждены ниже.

Смысл соотношений (1)–(3) удобно продемонстрировать на схеме, приведенной на рис. 2. После достижения уровнем напряжений текущей прочности контакта (на рис. 2 τ_p соответствует максимуму реологической кривой $\tau(D)$, хотя это не обязательно) прочность разлома начинает снижаться с ростом относительного перемещения и его скорости. При этом, если условие (3) выполняется (черная сплошная линия на рис. 2), то возникает динамическая неустойчивость и энергия излучается из системы. Величина излученной энергии в этом простом примере соответствует площади, заключенной между реологической кривой и сплошной линией разгрузки вмещающего массива. В случае, когда условие (3) не выполняется (пунктир на рис. 2), динамическое скольжение и, соответственно, излучение энергии невозможны.

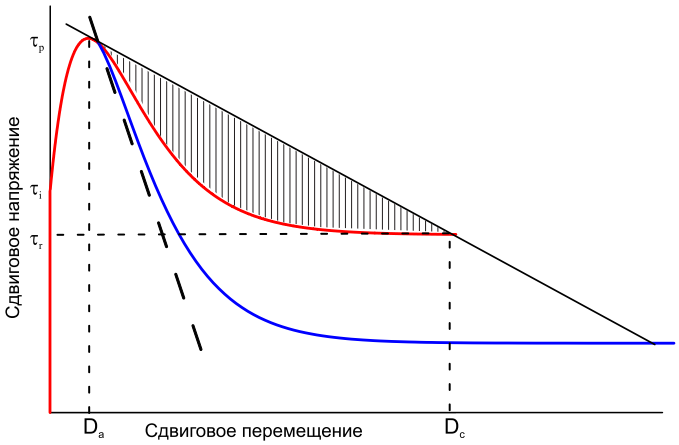

Рис. 2. Схема возникновения скольжения по разлому. Красная линия – реологическая зависимость напряжение – перемещение для разлома; черные прямые – линии разгрузки вмещающего массива в процессе относительного перемещения берегов. Сплошная линия – скорость разгрузки массива ниже, чем скорость снижения сопротивления сдвигу по разлому. Этот случай соответствует возникновению динамического скольжения. Энергия, излученная с единицы площади, соответствует заштрихованной области. Пунктир – скорость разгрузки массива выше, чем скорость снижения сопротивления сдвигу по разлому. В этом случае разлом остается стабильным. Синяя линия – снижение эффективного трения в процессе скольжения за счет фрикционного плавления, термальных эффектов и т.д. Легко видеть, что эти процессы изменяют параметры землетрясения, но не момент старта динамического процесса.

Fig. 2. Schematic diagram showing the onset of sliding along the fault. Red line – rheological dependence between stress and displacement along the fault. Black line – stress release of the host rock massif during movements of the sides. Solid line – the stress release rate is lower than the rate of decrease in resistance to shear along the fault; this is a case of dynamic slip; the energy released from a unit area corresponds to the shaded area. Dashed line – the stress release rate is higher than the rate of decrease in resistance to shear along the fault; in this case, the fault remains stable. Blue line – the effective friction reduces during slip due to frictional melting, thermal effects, etc. It is clear that these processes change the earthquake parameters, but not the moment when the dynamic process starts.

В результате скольжения со скоростью ~1–10 м/с в P–T условиях, характерных для сейсмогенных глубин, на взаимодействующих поверхностях может происходить целый ряд процессов, сильно влияющих на параметры сопротивления сдвигу. К таким процессам можно отнести снижение трения из-за термальных эффектов, либо эффектов, связанных с высокой скоростью скольжения. Следует упомянуть такие явления, как фрикционное плавление [*Di Toro et al., 2006, 2011*], динамическая смазка твердыми веществами [*Brodsky, Kanamori, 2000*], локализация нагрева на площади «действительного» контакта [*Rice, 2006*], макроскопический подъем температуры и скоростное разупрочнение [*Noda, 2008*], термальное разложение минералов и связанные с ним увеличение порового давления и генерация слабого материала [*Brantut et al., 2008; и др.*], образование силикагеля при аморфизации кварца при высоком давлении и значительных деформациях [*Kirkpatrick et al., 2013*], неоминерализация поверхности скольжения на уровне нанокристаллов [*Sobolev et al., 2015, 2016b*].

Все эти эффекты весьма важны, поскольку приводят к снижению остаточного трения τ_r (синяя линия на рис. 2) и, следовательно, амплитуды сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ и величины излученной энергии (магнитуды землетрясения). Однако, поскольку они никак не сказываются на выполнении условий (1)–(3), для решения основной задачи – поиска признаков подготовки динамического срыва – они не имеют никакого значения.

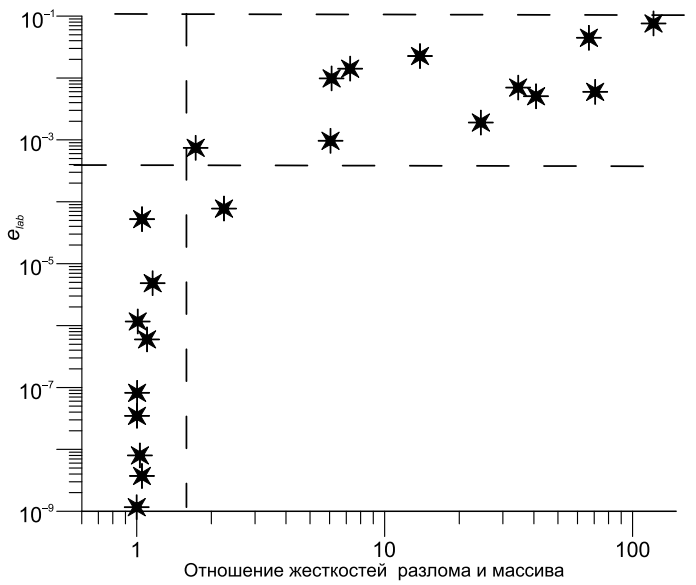

Рис. 3. Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от отношения жесткостей разлома и массива. Значки – результаты лабораторных экспериментов. Горизонтальным пунктиром показана зона динамических срывов. Слева от вертикального пунктира – медленные события.

Fig. 3. Seismic energy value vs. the ratio of rigidity of the fault and that of the massif. Symbols mark the laboratory experiment results. The horizontal dashed line contours the zone of dynamic rock failure. Slow seismic events are shown to the left of the vertical dashed line.

Таким образом, в качестве характеристики, которая контролирует начальную стадию развития разрыва землетрясения, целесообразно выбрать модуль скорости снижения сопротивления сдвигу (жесткость разлома $|k_s|$ в начале спадающей ветви реологической кривой). Отношение $\psi = |k_s|/K$ определяет не только возможность, но и характер скольжения. Зависимость величины приведенной сейсмической энергии от этого параметра, построенная по результатам лабораторных экспериментов [*Kocharyan, 2016*], показана на рис. 3. Можно видеть, что прерывистое скольжение происходит в довольно широком диапазоне изменения ψ, тогда как медленные режимы скольжения реализуются в узкой области значений $|k_s|/K \sim 1–2$. Это означает, что на хрупких разломах, где жесткость (скорость снижения сопротивления сдвигу) достаточно высока, энергия деформирования реализуется только в виде динамических срывов – «нормальных» землетрясений. На разломах с низкой жесткостью могут иметь место события медленного скольжения. Поскольку жесткость массива в коре слабо изменяется как с глубиной, так и для разных регионов, управляющим параметром является именно жесткость разлома k_s.

Схема перехода контакта от предсейсмической к косейсмической стадии показана на рис. 4. По мере приближения разлома к началу стадии потери устойчивости его жесткость $k_s = \frac{\partial \tau}{\partial D}$ постепенно снижается, меняя знак при переходе разлома в стадию скольжения. Таким образом, снижение величины k_s может оказаться прогностическим признаком, свидетельствующим о приближении разлома к метастабильному состоянию.

Эффект снижения жесткости поверхности раздела в процессе развития неустойчивости наблюдался в лабораторных экспериментах разными авторами. В работе [*Chen et al., 1993*], вероятно впервые, в лабораторном эксперименте было установлено значимое снижение амплитуды волны, проходящей через границу раздела между блоками, перед началом прерывистого скольжения. Позднее эффект изменения величины сдвиговой жесткости в ходе подготовки динамического срыва и в процессе восстановления характеристик контакта был рассмотрен более детально [*Adushkin et al., 2016c; Kocharyan, Ostapchuk, 2011; Hedayat et al., 2014; и др.*]. Во всех цитированных работах применялся метод активного мониторинга – жесткость разлома оценивалась по результатам измерения параметров колебаний, возбуждаемых извне в системе и взаимодействующих с разломом.

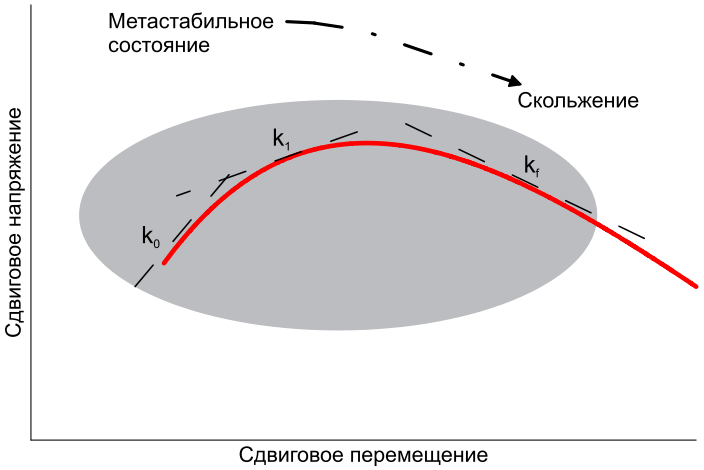

Рис. 4. Схема перехода контакта от предсейсмической к косейсмической стадии (скольжение). Радикальное снижение величины сдвиговой жесткости контакта (пунктирные линии) с k_0 до k_1 может оказаться прогностическим признаком, свидетельствующим о приближении разлома к метастабильному состоянию.

Fig. 4. Transition of the contact from the pre-seismic stage to the coseismic stage (slip). A radical decrease in shear stiffness of the contact (dashed lines) from k_0 to k_1 may be a prognostic indicator that the fault will soon reach the metastable state.

Таким образом, полученные результаты показывают, что эффект снижения жесткости разлома на заключительной стадии перехода к скольжению существует, по крайней мере в лаборатории. Однако возникают вполне естественные сомнения. Во-первых, насколько правомерно ожидать, что эффект, полученный в лаборатории при малых давлениях и комнатных температурах, будет иметь место в натуре. Во-вторых, может ли быть эффект снижения жесткости перед землетрясением обнаружен in situ?

Попытаемся разобраться с этими важными вопросами.

5. Переход к P–T условиям сейсмогенных глубин

Многие специалисты в области наук о Земле весьма скептически относятся к возможности даже качественного переноса результатов лабораторных исследований процессов скольжения по искусственным разломам на натуру. Одним из основных возражений является невозможность обеспечения P–T условий, характерных для сейсмогенных глубин, в лабораторном эксперименте. В самом деле, смесь кварцевого песка с глиной сильно отличается и по составу, и по свойствам от геоматериалов, слагающих область магистрального сместителя реальных разломов. Нетривиальные, с точки зрения техники эксперимента, исследования, упомянутые выше [*Adushkin et al., 2016c; Hedayat et al., 2014; и др.*], практически невозможно провести при высоких температурах и давлениях. При этом выполнено множество лабораторных исследований реологического поведения материалов при сдвиге в условиях давлений и температур, приближенных к условиям сейсмогенных глубин. В настоящем разделе мы, используя эти данные, рассмотрим, насколько влияют P–T условия на эффект снижения жесткости как признак перехода от предсейсмической к косейсмической стадии эволюции разлома.

Рассмотрим данные обширного исследования закономерностей испытаний ненарушенных образцов гранита, представленных в монографии [*Ohnaka, 2013*].

Прежде всего отметим устойчивость соотношений между характерными параметрами реологической кривой D_a и D_c (см. рис. 2). По данным [*Ohnaka, 2013*] соотношение

$$D_a \approx 0.2 D_c \tag{4}$$

выполняется в широком диапазоне давлений и температур как для целых, так и для предварительно разрезанных образцов. Ясно, что выражение (4) не является универсальным, но оно может быть использовано для оценок.

На основе большого количества опытов в этой работе предложена зависимость от давления и температуры сдвиговой прочности сухих образцов гранита Westerley:

$$\tau_p(\sigma_n, T) = (135.7 + 0.750\sigma_n) \cdot \tanh[1500(1/T - 1/1600)] \tag{5}$$

и водонасыщенного гранита Tsukuba:

$$\tau_p\left(\sigma_n^{eff}, T\right) = [120 + 0.698\sigma_n^{eff} - 1.2 \cdot 10^{-4}\left(\sigma_n^{eff}\right)^2] \cdot \tanh[2800(1/T - 1/1030)], \tag{6}$$

где σ_n^{eff} – эффективное нормальное напряжение Терцаги $\sigma_n^{eff} = \sigma_n - p$, учитывающее влияние порового давления p.

Используя соотношения (5) и (6), мы пока оставляем без внимания влияние на результат скорости деформации.

Полагая для простоты, что литостатическое давление определяется весом вышележащих пород со средней плотностью $\rho = 3.2 \cdot 10^3$ кг/м^3, а градиент температуры постоянен и составляет величину 30°/км, несложно получить зависимость сдвиговой прочности породы от глубины, которая показана на рис. 5, *а*. Для ориентировки на этом же рисунке прямой линией (1) показана кулоновская прочность без учета влияния температуры.

Значительное влияние на эффективную прочность оказывает давление флюида. Следуя ряду хорошо известных публикаций, например [*Sibson, 1973; Kissin, 2015*], предположим существование повышенного, по сравнению с гидростатическим, давления флюида в коре. Так, И.Г. Киссин выделяет три зоны изменения флюидного давления с глубиной – зону гидростатического давления, зону переходных давлений, где давление возрастает быстрее гидростатического, и зону сублитостатических давлений. Граница между первой и второй зонами в разных геоструктурах расположена на глубинах от 1 до 6 км, а между второй и третьей – установлена лишь в отдельных районах и находится, вероятно, на глубинах 5–10 км [*Kissin, 2015*].

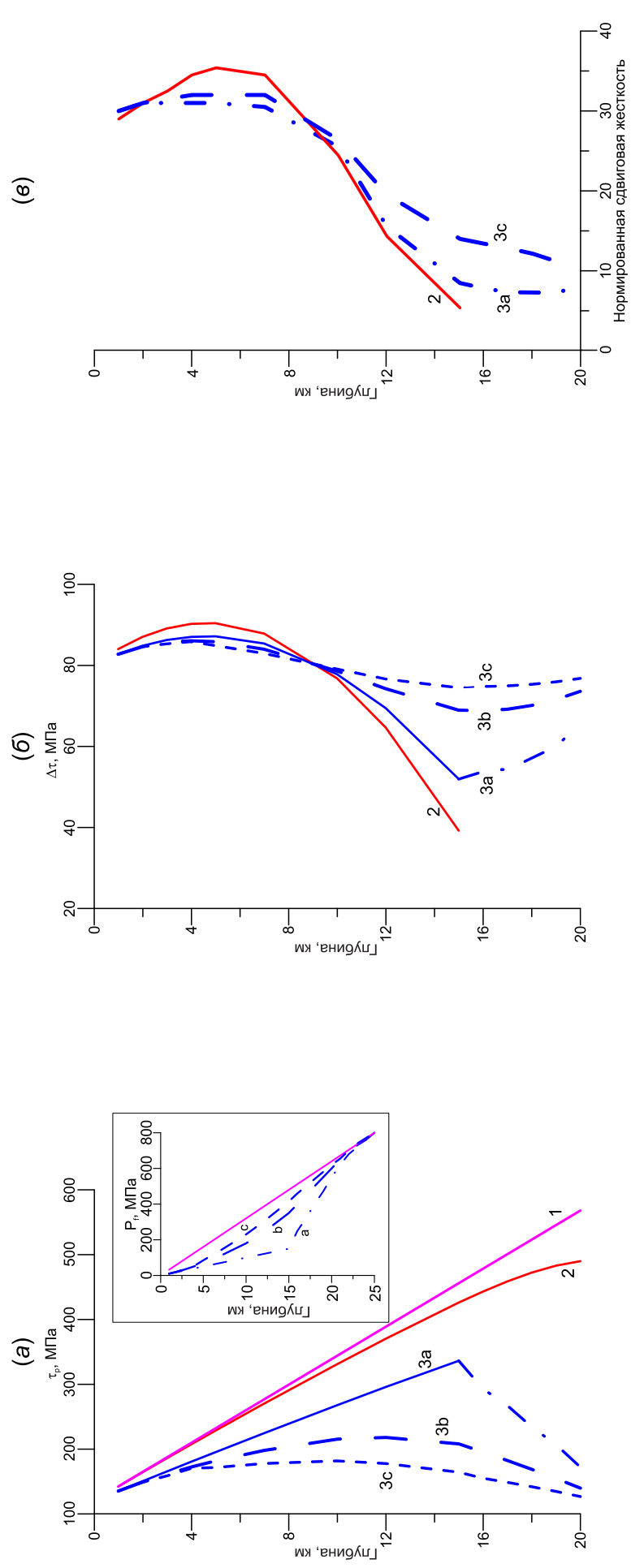

Рис. 5. Изменение параметров геоматериала с глубиной: (*а*) – предельная прочность на сдвиг; (*б*) – величина скачка напряжения при сдвиговом разрушении; (*в*) – безразмерная сдвиговая жесткость, нормированная на условную величину. На врезке на рис. *а* синими линиями показаны варианты изменения давления флюида с глубиной; сиреневая линия соответствует литостатическому давлению. Линия (2) – изменение параметров в сухом массиве; (3) – изменение параметров с учетом порового давления; линии 3 (a–c) соответствуют вариантам (a–c) изменения давления флюида с глубиной, показанным на врезке.

Fig. 5. Changes in the geomaterial parameters with depth: (*a*) – ultimate shear strength; (*б*) – stress increase value during shearing; (*в*) – dimensionless shear stiffness normalized to the conditional value. Inset in Fig. 1*a*: blue lines –variations in fluid pressure with depth; lilac line – lithostatic pressure. Lines (2) – changes in the parameters in a dry rock massif; (3) – changes in the parameters taking into account the pore pressure values. Lines 3 (a–c) correspond to variants (a–c) of the changes in fluid pressure with depth (see the inset).

Заметим, что многие измерения в глубоких скважинах в континентальных областях дают величину порового давления, близкую к гидростатическому [*Sibson, 2011; Kissin, 2015*], как, например, в сверхглубокой скважине КТВ, пробуренной в Германии до глубины 9101 м [*Grawinkel, Stockhert, 1997*]. В то же время на Кольской сверхглубокой скважине (12261 м) на глубинах свыше 4.5 км наблюдалось высокое, близкое к литостатическому, давление воды, источником которого являлась метаморфическая дегидратация минералов.

Сдвиговая прочность при нескольких моделях распределения порового давления (врезка на рис. 5, *а*) показана синими линиями.

Важным параметром является величина напряжений, сброшенных при разрушении образца $\Delta\tau_b = \tau_p - \tau_r$ (см. рис. 2). Согласно результатам [*Ohnaka, 2013; Kato et al., 2003*], обобщившим экспериментальные данные, полученные при разрушении водонасыщенных образцов гранита Tsukuba, гранита Fichtelbirge и габбро San-Marcos, при P<600 МПа $\Delta\tau_b$ изменяется довольно слабо, а при T<300 °C практически не зависит от температуры. При T>300° амплитуда сброшенных напряжений начинает заметно снижаться с ростом температуры, отражая начало пластического течения материала.

$$\Delta\tau_b(\sigma_n, T) = \begin{cases} f(\sigma_n) & T < 300° \\ f(\sigma_n) \cdot (1 - 6 \cdot 10^{-6}(T - 300)\sigma_n^{eff}) & 500° > T \geq 300°; 600\ \text{МПа} > \sigma_n^{eff} > 100\ \text{МПа} \end{cases}, \quad (7)$$

где $f(\sigma_n) = 100.6 - 0.18\sigma_n^{eff} + 2.76 \cdot 10^{-4}(\sigma_n^{eff})^2$.

Расчеты по соотношению (7) приведены на рис. 5, *б*. Можно видеть, что при P–T условиях, соответствующих глубинам до 10–15 км, амплитуда сброшенных напряжений изменяется довольно слабо. При сублитостатических давлениях флюида величина $\Delta\tau_b$ близка к постоянному значению. Известно, что оценки величины сброшенного напряжения по сейсмологическим данным демонстрируют изменчивость этого параметра на несколько порядков величины. Это, с нашей точки зрения, может быть следствием либо различного соотношения между жесткостью разлома и массива (см. рис. 3), либо постдинамических эффектов снижения трения (синяя и красная кривые на рис. 2)

Как отмечалось выше, с точки зрения прогноза, наибольший интерес представляет величина сдвиговой жесткости $k_s = \frac{\partial\tau}{\partial D}$ – скорость изменения напряжений вдоль реологической кривой $\tau(D)$ в окрестности предела прочности (при рассмотрении фрикционного взаимодействия в ходе прерывистого скольжения – локального предела прочности).

Для расчета этого параметра реологическая зависимость для гранита сдвиговое напряжение – перемещение была принята в виде:

$$\tau(D) = (D \cdot \exp(1 - D) + (1 - \exp(-D)) \cdot A) \cdot B, \quad (8)$$

где параметры A и B подбирались по расчетным величинам предельной и остаточной прочности с использованием соотношений (5) – (7).

Дифференцированием соотношения (8) рассчитывалась сдвиговая жесткость как функция амплитуды сдвига:

$$d\tau/dD = ABS(\exp(1 - D) - D \cdot \exp(1 - D) + A \cdot \exp(-D)) \cdot B. \quad (9)$$

В качестве исследуемого параметра использовался локальный максимум зависимости (9), соответствующий максимальному значению производной функции (8) на ветви разгрузки. Значение максимума в примере расчета для одного из вариантов показано стрелкой на рис. 6. На втором этапе расчета учитывался эффект изменения формы зависимости $\tau(D)$ с ростом температуры [*Ohnaka, 2013*] в виде:

$$|k_s|(T, \sigma_n^{eff}) = |k_s|(\sigma_n^{eff}) \cdot \begin{cases} 1 & T \leq 300\ °\text{C} \\ [1 + 4.5 \cdot 10^{-3}(1 + 3.3 \cdot 10^{-3}\sigma_n^{eff})(T - 300)]^{-1} & 300\ °\text{C} < T < 500\ °\text{C} \end{cases}. \quad (10)$$

Результаты расчета максимальной сдвиговой жесткости на ветви разгрузки приведены на рис. 5, *в*. Можно видеть, что значение этого параметра варьируется в пределах всего лишь нескольких раз.

Перейдем теперь к результатам испытаний образцов, содержащих измельченный геоматериал – заполнитель зоны сместителя разломов. В англоязычной литературе этот материал называют “fault gouge”. Он, пожалуй, объединяет термины «глинка трения» и «продукты катакластического метаморфизма». Заполнитель центральной части разлома (fault gouge) представляет собой несвязанный гео-

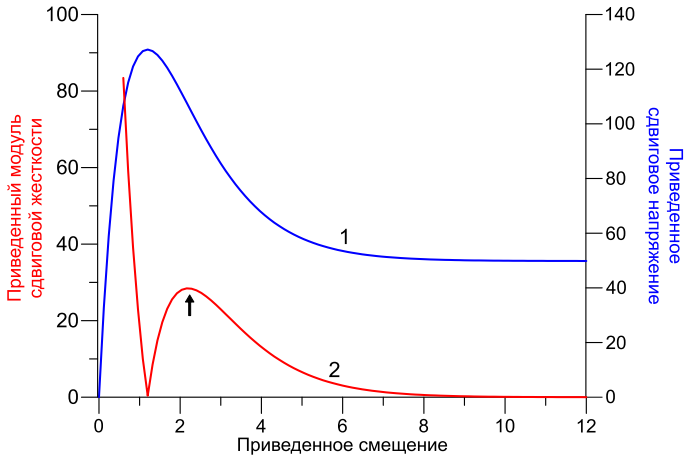

Рис. 6. Пример расчета величины сдвиговой жесткости. 1 – сдвиговое напряжение; 2 – модуль сдвиговой жесткости. Оцениваемое значение показано стрелкой. Все величины обезразмерены нормировкой на условные значения.

Fig. 6. Calculation of shear stiffness. 1 – shear stress; 2 – shear stiffness modulus. The estimated value is marked by the arrow. All the quantities are converted dimensionless by normalization to the conditional values.

материал (по крайней мере, на современных обнажениях), состоящий менее чем на 30 % из крупных (>2 мм) обломков, и может иметь как слоистую (сланцеватую), так и случайную структуру. Термин «несвязанный» определяется как «способность быть разделенным на составляющие гранулы пальцами или при помощи перочинного ножа» [*Woodcock, Mort, 2008*].

Во многих работах традиционно предполагалось, что fault gouge формируется на относительно малых глубинах в зоне хрупкого разрушения в результате фрикционного износа (адгезионного и абразивного) и катакластических деформаций (скольжение по границам зерен, растрескивание зерен и др.), тогда как на больших глубинах имеют место квазипластические деформации, формирующие породы милонитической серии. Обычно полагают, что переход между зонами хрупкой и пластической деформации лежит на нижней температурной границе зеленосланцевой фации (250–350°) или между 10 и 15 км для температурного градиента от 20 до 30 град/км [*Scholz, 2002*].

Сразу подчеркнем, что, судя по результатам лабораторных экспериментов, динамическая неустойчивость может иметь место даже на фоне выраженного пластического упрочнения (рис. 7).

Результаты лабораторных экспериментов, проведенных в последние годы, дают основания для того, чтобы существенно расширить диапазон P–T условий, в которых может иметь место квазихрупкое разрушение. Так, эксперименты на установке кольцевого сдвига показали, что динамические сдвиги в условиях скоростного разупрочнения в кальцитовом gouge могут происходить при таких высоких температурах, как 550 °C. Более того, исследования шлифов образцов, которые продемонстрировали хрупкий фрикционный механизм разрушения, показали характерную милонитическую микроструктуру (удлинение зерен, выровненные удлиненные порфирокласты, перекристаллизация) [*Verberne et al., 2015*]. При сдвиге в лаборатории слоя мафической породы в диапазоне очень высоких температур и давлений (T~600–800 °C, обжимающее давление 0.5 GPa≤Pc≤1.5 GPa) был исследован переход от преимущественно хрупкой (T~600 °C) до преимущественно вязкой (T~800 °C) деформации. Исследования шлифов на микро- и наноуровне позволили авторам установить микроструктурные детали этого перехода, который происходил не только в результате увеличения температуры, но также и вследствие микроструктурной эволюции. В процессе перехода от 600 к 800 °C в экспериментах наблюдался смешанный – как хрупкий, так и вязкий – механический отклик [*Marti et al., 2017*].

[*Pec et al., 2016*] показали, что наличие кварца обеспечивает локальное нарастание высоких напряжений, которые затем вызывают измельчение и разрушение кристаллической решетки в минералах с более слабыми атомными связями (полевые шпаты и слюды) и образование нанокристаллического, частично аморфного материала (PAM), по которому может происходить скольжение. Сеть участков PAM, т.е. зон скольжения, быстро развивается по мере роста напряжений и постепенно становится связанной, формируя единую зону. При этом, по мнению авторов, и аморфный материал (AM), и PAM образовались не путем плавления, а скорее путем твердотельной аморфизации. Зоны скольжения (состоящие из PAM и AM) механически слабее, чем исходные породы разлома, о чем свидетельствует структура течения и инъекционных вен.

Понятно, что механическое поведение разломной зоны в диапазоне высоких температур и давлений является сложным. В то время как слой породы в целом демонстрирует пластическое течение, сеть зон скольжения продолжает развиваться, пронизывая зону сдвига, достигая 20 % ее объема или более. Авторы [*Pec et al., 2016*] обсуждают два возможных механизма квазихрупкого разрушения при высоких давлениях и температурах. В первом зоны скольжения образуют пронизывающую слой милонитизированной породы зону ослабления. Во втором высокая концентрация напряжений на границе раздела между зоной проскальзывания и

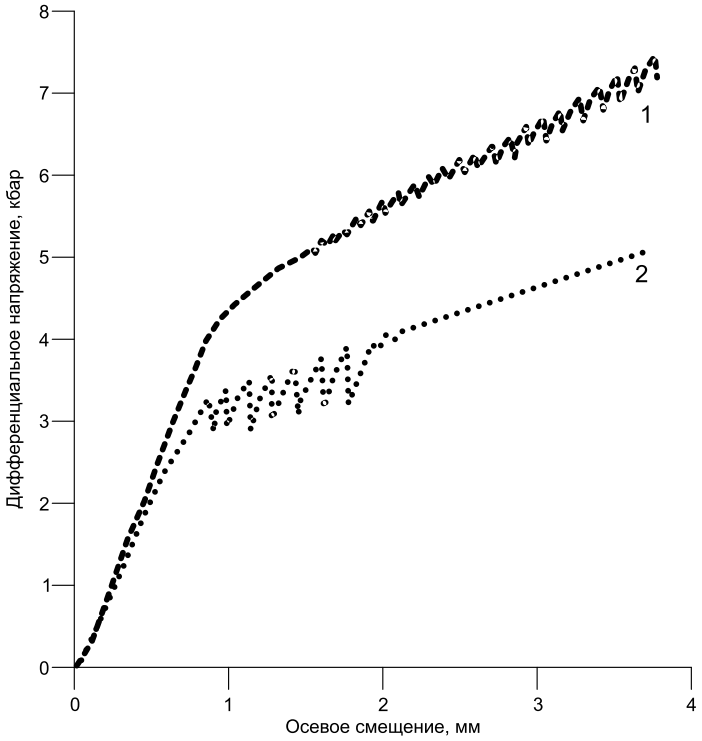

Рис. 7. Зависимости величины дифференциального напряжения от осевой деформации образца (по результатам [*Moore et al., 1983*]). Испытуемые образцы gouge были отобраны из природных разломов. 1 – образец состоит полностью из хризотила, обжимающее давление P_c=2.5 кбар, T=600 °C; 2 – состав образца: иллит – 70 %, кварц 20 %, хлорит и каолинит 10 %, обжимающее давление P_c=1 кбар, T=600 °C. Ясно можно видеть эффект прерывистого скольжения на фоне пластического упрочнения.

Fig. 7. Differential stress value vs. the axial strain of the sample (according to the results from [*Moore et al., 1983*]). The gouge samples were taken from natural faults. 1 – sample: 100 % chrysotile, compression P_c=2.5 kbar, T=600°C ; 2 – sample: 70 % illite, 20 % quartz, 10 % chlorite and kaolinite, compression P_c=1 kbar, T=600 °C. Clearly visible is effect of intermittent slip at the background of plastic hardening.

вмещающей породой вызывает разрушение разлома хрупкой трещиной. Таким образом, PAM/AM зоны скольжения могут инициировать землетрясения в широком диапазоне P–T условий, где обычное фрикционное скольжение маловероятно. Хрупкое разрушение может произойти, в том числе, и после длительных периодов медленного крипа.

Фрикционная прочность геоматериалов, слагающих зоны сместителя (gouge), соответствует, как правило, известному закону Байерли [*Byerlee, 1978*] с коэффициентом трения 0.60–0.85. Для некоторых материалов, содержащих большое (> ~50 %) количество филлосиликатов, прочность может оказаться значительно ниже, особенно при высоких давлениях – свыше 80–100 МПа (например [*Numelin et al., 2007*]). Если gouge состоит из минералов со слабыми связями между структурными слоями (илит, каолинит, хлорит), возникновение фрикционной неустойчивости требует относительно высоких сжимающих давлений [*Summers, Byerlee, 1977*]. На этот эффект сильно влияет присутствие абсорбированной или межслоевой воды. Коэффициент трения для насыщенных и ненасыщенных минералов был исследован [*Morrow et al., 2000*]. Авторы показали, что водонасыщенность а) не влияет на прочность силикатных заполнителей (кварц, альбит); б) может иметь разное влияние на gouge, состоящий из листовых минералов (например, 30 % ослабления для каолинита, против 0 % ослабления для графита); в) имеет значительный ослабляющий эффект для листовых силикатных серпентинитов (например, антигорит 39 %, лизардит 51 %, хризотил 64 %). Согласно [*Morrow et al., 2000*], это связано с тем, что листовая структура минералов имеет заряженные поверхности, которые абсорбируют воду, ослабляя фрикционное сопротивление между частицами.

Исследования фрикционных свойств gouge в широком диапазоне P–T условий проведены пока не столь подробно, как это сделано для ненарушенных и разрезанных образцов гранита [*Ohnaka, 2013*]. Тем не менее, экспериментальные исследования последних лет позволяют составить достаточно цельную картину закономерностей деформирования заполненных трещин при высоких давлениях и температурах.

Первое обстоятельство, которое следует отметить из результатов экспериментов последних лет, это то, что наряду с пластическим упрочнением – тем типом деформирования, который представляется обычным для нарушенной породы при высоких P и T (кривая 1 на рис. 8), – широко распространена мода деформирования, содержащая участок разупрочнения, несмотря на очень высокие температуры и давления (кривые 2 и 3 на рис. 8).

На рис. 9, *a*, приведена зависимость от температуры максимальной фрикционной прочности контактов, выполненных различными материалами-заполнителями. Опыты проводились в широком диапазоне давлений – от 20 МПа до 3.2 ГПа. Набор геоматериалов перекрывает значительную часть спектра gouge природных разломных зон. Как видно из данных рис. 9, фрикционная прочность остается достаточно высокой даже для таких минералов из группы серпентина, как антигорит и лизардит. Очень низкая прочность хризотила при низкой температуре есть следствие его необычно высокой способности к абсорбированию воды. Когда абсорбированная вода удаляется, хризотил существенно

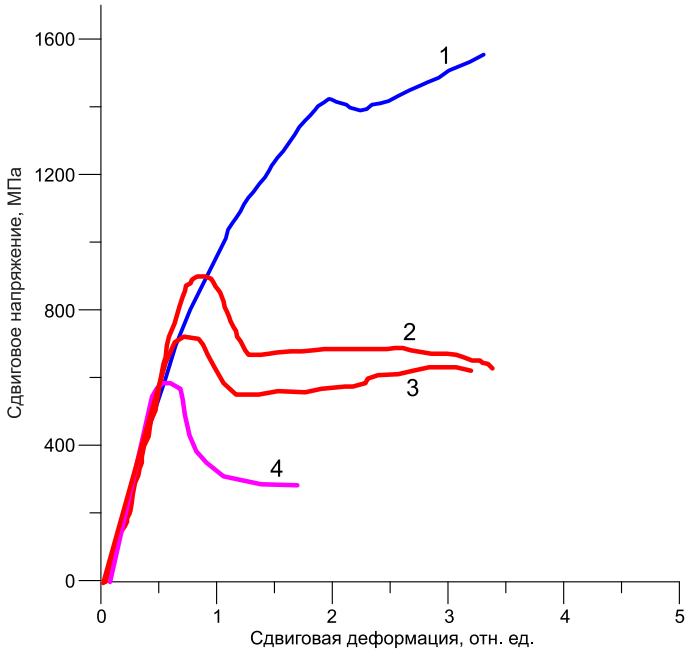

Рис. 8. Примеры экспериментальных зависимостей напряжение – деформация для сдвига тонких слоев геоматериалов. 1 – обжимающее давление P_c=500 МПа, температура T=300 °C; перетертый гранит [*Pec et al., 2016*]; 2–4 – перетертый диабаз [*Marti et al., 2017*]: 2 – P_c=1 ГПа, T=600 °C, 3 – P_c=1 ГПа, T=700 °C, 4 – P_c=500 МПа, T=700 °C, перетертый диабаз.

Fig. 8. Examples of experimental strain-strain relationships for shearing of thin layers of geomaterials. 1 – compression P_c=500 MPa, temperature T=300 °C; grinded granite [*Pec et al., 2016*]; 2–4 – grinded diabase [*Marti et al., 2017*]: 2 –P_c=1.0 GPa, T=600 °C, 3 – P_c=1.0 GPa, T=700 °C, 4 – P_c=500 MPa, T=700 °C, grinded diabase.

упрочняется [*Moore et al., 1997*]. Еще раз подчеркнем, что речь здесь идет о квазистатической прочности, а не о скольжении. Амплитуда сброшенных при срыве напряжений составляет величину ~10–30 % от прочности. Тенденцию снижения этой величины можно наблюдать начиная с температур ~600 °C (рис. 9, *б*).

Наконец, важнейший для нас параметр – сдвиговая жесткость разлома k_s в окрестности предела прочности – практически не зависит от температуры и давления вплоть до T~500 °C. Дальнейшее возрастание температуры приводит к быстрому снижению величины k_s, связанному с доминированием вязкого течения.

Таким образом, результаты экспериментов убедительно демонстрируют, что при P–T условиях и геоматериалах, максимально приближенных к условиям сейсмогенных глубин, на стадии подготовки и начала скольжения не наблюдается никаких эффектов, которые бы поставили под сомнение заключение, сделанное в разделе 4, о снижении сдвиговой жесткости разлома при приближении последнего к метастабильному состоянию. Более того, этот эффект должен существовать вплоть до глубин, характеризующихся изотермами ~600–700 °C.

Важной для исследования эффекта снижения жесткости разлома в процессе перехода к нестабильному скольжению является примерно симметричная форма реологической кривой $\tau(D)$ на участке достижения предельной прочности. Если при малых давлениях и температурах при фрикционном сдвиге жесткость ветви нагружения, как правило, значительно выше, чем скорость снижения сопротивления сдвигу на запредельном участке [*Kocharyan, 2016*], то при высоких P и T эти величины близки (см., например, рис. 8). Это значит, что измеренное инструментально значение сдвиговой жесткости разлома на предсейсмической стадии дает возможность оценить основной управляющий параметр процесса скольжения $\psi = |k_s|/K$ – отношение жесткости разлома в начале спадающей ветви реологической кривой и жесткости массива.

6. Новый подход к контролю процесса подготовки землетрясения in situ

Предполагая блоковое строение коры, следует согласиться, что спектр микросейсмического фона содержит составляющие, соответствующие характерным частотам собственных колебаний блоков. Согласно [*Sadovsky et al., 1988*] можно выделить два ряда таких частот. Собственные упругие частоты блоков возникают в результате реверберации колебаний на межблоковых границах и определяются характерным размером самих блоков:

$$f_{бл}^{i} = \frac{C}{2L_i}, \qquad (11)$$

где C – скорость распространения продольных или поперечных колебаний, а L_i – характерный размер блока i-го иерархического уровня.

Другой ряд характерных частот возникает в результате «свободных колебаний блоков, отделенных от соседей относительно податливыми прослойками (разломами или трещинами), что позволяет им совершать свободные колебания при внешнем воздействии» [*Sadovsky et al., 1988*]. Если добротность такой колебательной системы оказывается не слишком низкой, то эти собственные частоты также должны обнаруживать себя в спектре наблюдаемых сейсмических шумов.

Простейшая аналогия такой колебательной системы – колебания массы M на пружине жесткостью K. Соответствующая собственная частота:

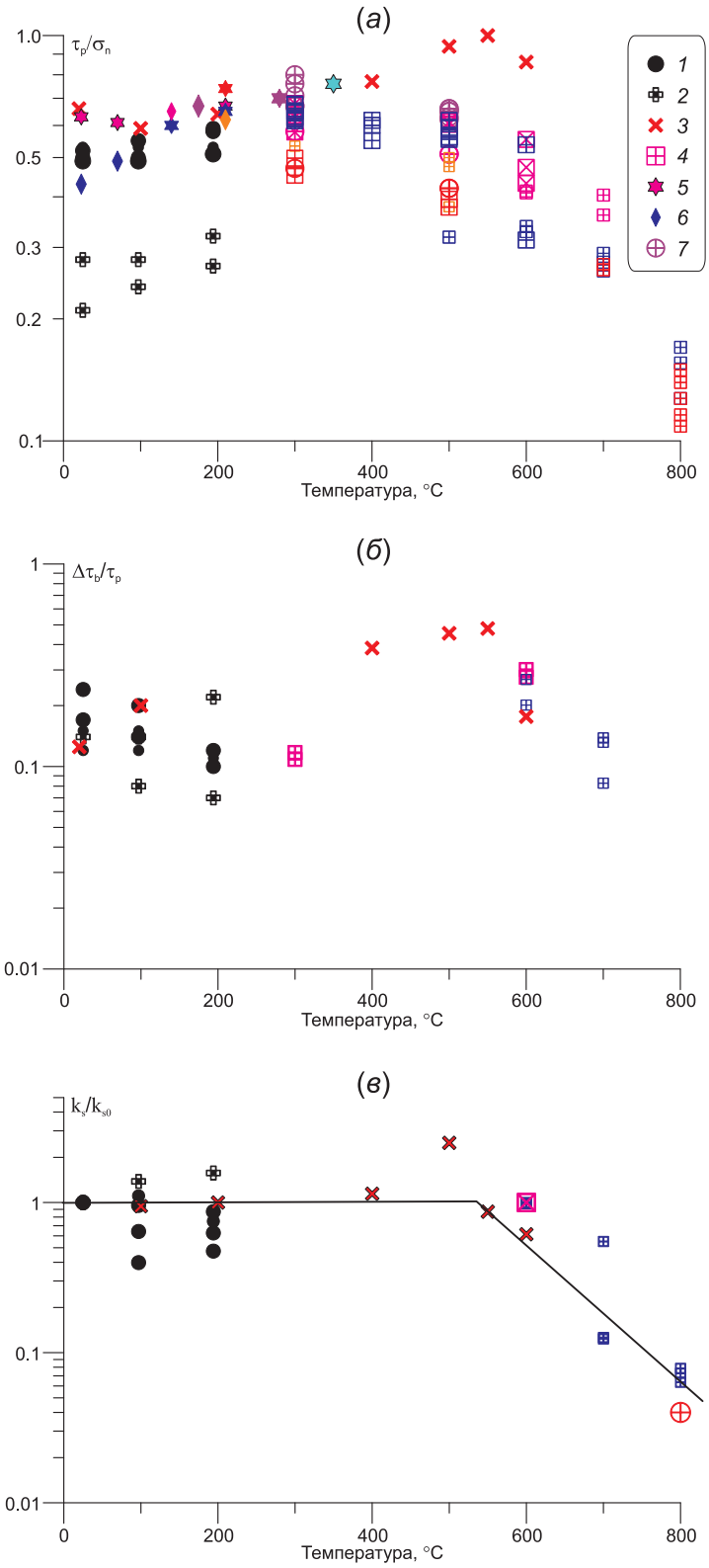

Рис. 9. Зависимость параметров контакта с заполнителем от температуры. (*а*) – предельная прочность: *1*–антигорит, лизардит, обжимающее давление P_c=100 МПа [*Moore et al., 1997*]; *2* – хризотил, P_c=100 МПа [*Moore et al., 1997*]; *3* – кальцит, P_c=50 МПа [*Verberne et al., 2015*]; *4* – перетертый диабаз, σ_n=1.0–3.5 ГПа [*Marti et al., 2017*]; *5–6* – природный заполнитель разломов, P_c=31.2–156.0 МПа [*Boulton et al., 2014*]; *7* – перетертый гранит, σ_n=1.0–3.5 МПа [*Pec et al., 2016*]. Одинаковыми значками разного цвета (4–7) показаны измерения при различных давлениях. (*б*) – величина сброшенного напряжения (обозначения те же, что на рис. (*а*)). (*в*) – сдвиговая жесткость, нормированная на значение при T=20 °C (обозначения те же, что на рис. (*а*)).

Fig. 9. Parameters of the contact with the filler vs. temperature. (*a*) – ultimate strength: *1* – antigorite, lizardite, compression P_c=100 MPa [*Moore et al., 1997*]; *2* – chrysotile, P_c=100 MPa [*Moore et al., 1997*]; *3* – calcite, P_c=50 MPa [*Verberne et al., 2015*]; *4* – grinded diabase, σ_n=1.0–3.5 GPa [*Marti et al., 2017*]; *5–6* – natural filler of fractures, P_c=31.2–156.0 MPa [*Boulton et al., 2014*]; *7* – grinded granite, σ_n=1.0–3.5 MPa [*Pec et al., 2016*]. The same symbols of different colors (4–7) show measurements at different pressures. (*б*) – released stress (see the legend in Fig. 9, *a*). (*в*) – shear stiffness normalized to the value at T=20 °C (see the legend in Fig. 9, *a*).

$$f_0 = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{K}{M}}. \qquad (12)$$

В простом варианте, когда блок размером $L{\times}L{\times}L$ колеблется на прослойке – разломе с нормальной и сдвиговой жесткостью, соответственно k_s и k_n, – получаем связь жесткости прослойки с эффективной жесткостью пружины:

$$K = k \cdot L^2, \qquad (13)$$

где k – соответствующее значение нормальной k_n или сдвиговой k_s жесткости.

Выражение (13) записано в предположении, что жесткость прослойки не зависит от амплитуды деформаций. Хотя это на самом деле неточно [*Kocharyan, 2016*], уравнение (13) можно использовать для грубых оценок.

Соответственно:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k\cdot L^2}{\rho\cdot L^3}} = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{\rho\cdot L}}. \qquad (14)$$

Приближенная оценка характерных частот этого ряда может быть выполнена на основе результатов измерений жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней [*Kocharyan, 2014*], согласно которым порядок величины сдвиговой жесткости k_s разлома длиной L может быть оценен при помощи соотношения:

$$k_s = \begin{cases} (1.5)\cdot 10^{11} L^{-1}\ \text{Па/м} & L < 500\text{–}1000\ \text{м} \\ (1.9)\cdot 10^{9} L^{-0.32}\ \text{Па/м} & L > 500\text{–}1000\ \text{м} \end{cases}. \qquad (15)$$

Следует иметь в виду, что выражение (15) получено для континентальных разломов, тогда как для межплитных зон величины жесткости могут оказаться значительно ниже.

Эффект снижения величины f_0 и процедура контроля вариации характерных частот спектра шума на заключительной части подготовки динамического срыва были продемонстрированы в лабораторном эксперименте [*Kocharyan et al., 2018*]. На рис. 10 приведен пример, иллюстрирующий описываемый эффект.

Судя по полученным в работе [*Kocharyan et al., 2018*] результатам, при слабом внешнем возмущении в массиве возникают низкочастотные колебания блоков, характерные периоды которых определяются деформационными свойствами разломов. Анализ параметров сейсмического шума, который содержит следы этих колебаний, может обеспечить важную информацию о напряженном состоянии разлома и его приближении к переходу в метастабильное состояние. Подчеркнем, что пока остается неясным, какой характерный размер должен быть использован в натуре при проведении расчетов по уравнениям (14) и (15). Этот размер может варьироваться от размера зоны нуклеации землетрясения L_c [*Scholz, 2002*] до размера порядка длины будущего разрыва, как в лабораторном эксперименте. Если принять $L \sim L_c \sim 10^3$ м, то частота собственных колебаний системы блок – разлом составит величину ~5 Гц. При использовании значения для характерной длины разрыва крупного землетрясения $L \sim 10^5$ м частота собственных колебаний на межсейсмической стадии должна быть ~0.05 Гц, а на заключительной стадии подготовки динамического срыва частота будет существенно

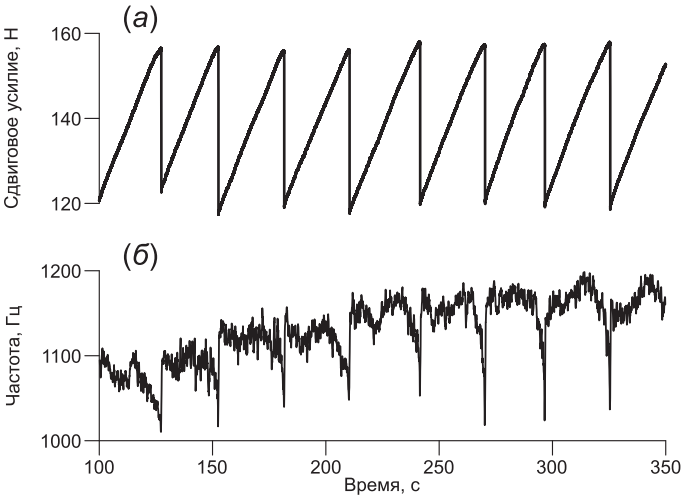

Рис. 10. Зависимости от времени сдвигового усилия (*а*) и величины спектрального центроида, рассчитанного в диапазоне частот 800–1300Гц (*б*), полученные в одном из опытов с возбуждением слабых колебаний в системе блок – разлом [*Kocharyan et al., 2018*].

Fig. 10. Shear force (*а*) and spectral centroid values (*б*) vs. time. The spectral centroid values were calculated in the range of frequencies from 800 to 1300 Hz. These results were obtained in one of the experiments with excitation of weak oscillations in the block – fault system [*Kocharyan et al., 2018*].

уменьшаться. Мы склоняемся к мысли, что при крупном землетрясении вся или почти вся область будущего разрыва должна быть близка к метастабильному состоянию, а следовательно, иметь более низкую жесткость. Это означает, что более подходящим параметром представляется длина будущего разрыва.

7. Заключение

Выполненный в настоящей статье краткий анализ результатов экспериментальных исследований разных авторов позволяет, на наш взгляд, с уверенностью заключить, что лабораторные эксперименты, проводимые при нормальных условиях и небольших давлениях, в состоянии дать ответ на ряд принципиальных вопросов, которые необходимо решить на пути к созданию нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений. Увеличение давления и температуры до значений, характерных для сейсмогенных глубин, не приводит к появлению принципиально иных черт в поведении системы блок – разлом на стадии подготовки динамического срыва. Эффекты снижения трения из-за плавления, физико-химических преобразований поверхности скольжения на микро- и наноуровне и других про-

цессов не играют никакой роли на стадии подготовки динамического срыва и начала скольжения. Безусловно, ряд эффектов, приводящих к важным изменениям в поведении вещества, не может быть воспроизведен (эффекты дегидратации, фазовые переходы и др.), однако в рамках рассматриваемого подхода они не имеют решающего значения.

Квазисимметричная форма реологической кривой в локальной окрестности статической прочности разлома при характерных для очагов коровых землетрясений значениях давлений и температур позволяет надеяться, что оценка сейсмическими методами характерной жесткости разлома позволит судить как о степени его «готовности» к срыву, так и о вероятном типе скольжения, посредством которого будет реализована накопленная потенциальная энергия.

Существующие сейсмические методы оценки жесткости разломных зон основаны либо на исследовании параметров колебаний, прошедших через разлом, либо на анализе «каналовых» волн [*Kocharyan, 2016*]. Это делает практически невозможным их применение для целей контроля свойств участков разломов, расположенных на больших глубинах. Хотя очевидно, что разработка методов, основанных на отраженных волнах, связана с большими трудностями, полученная выгода может с лихвой окупить затраченные усилия.

Судя по результатам лабораторных экспериментов, в спектре сейсмического шума могут быть обнаружены пики, соответствующие собственным частотам системы блок – разлом. Смещение частотных характеристик системы в область низких частот может являться индикатором радикального снижения сдвиговой жесткости разлома и перехода системы блок – разлом в метастабильное состояние. В настоящее время сложно достоверно оценить, за сколько времени до события будут наблюдаться значимые изменения частоты. Судя по результатам лабораторных экспериментов [*Adushkin et al., 2016c*], а также на основе данных натурных наблюдений [*Sassorova, Levin, 2001; Sobolev, 2011*] можно заключить, что для крупных землетрясений это время должно составлять, по крайней мере, несколько суток.

Целый ряд важных вопросов требует дополнительной проработки именно в условиях лаборатории: оценка характерного размера, определяющего закономерности снижения собственной частоты системы блок – разлом, выявление закономерностей расположения участка старта разрыва, соотношение параметров разлома в зоне нуклеации и на периферии будущего разрыва и т.д.

Очевидно, что обнаружение собственных частот блоков в сейсмическом шуме, безусловно, представляет собой отдельную задачу и требует создания специальных методов обработки наблюдательного материала. По-видимому, одним из наиболее благоприятных для определения значений, характерных для изучаемого региона, является участок сейсмограммы во время и после прохождения поверхностных волн от далеких землетрясений. Эти колебания с периодом в несколько десятков секунд обладают значительной амплитудой и длительностью, что способствует возбуждению резонансных колебаний блоков. Установление таких характерных для конкретного региона значений и исследование динамики их вариаций могут, по нашему мнению, составить основу нового подхода к проведению мониторинга зон сейсмоактивных разломов.

8. Благодарности

Авторы глубоко признательны рецензентам д.ф.-м.н. М.В. Родкину и д.г.-м.н. В.В. Ружичу за ценные замечания, которые помогли улучшить изложение материала. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 16-05-00694).

9. Литература / References

Adushkin V.V., Kocharyan G.G., Novikov V.A., 2016a. Study of fault slip modes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (5), 637–647. https://doi.org/10.1134/S1069351316050013.

Adushkin V.V., Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., 2016b. Parameters determining the portion of energy radiated during dynamic unloading of a section of rock massif. *Doklady Earth Sciences* 467 (1), 275–279. https://doi.org/10.1134/S1028334X16030016.

Adushkin V.V., Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., 2016c. Precursors of dynamic failure on a tectonic fault. *Doklady Earth Sciences* 470 (2), 1100–1103. https://doi.org/10.1134/S1028334X16100184.

Anthony J.L., Marone C., 2005. Influence of particle characteristics on granular friction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110 (B8), B08409. https://doi.org/10.1029/2004JB003399.

Bornyakov S.A., Seminsky K.Z., Buddo V.Y., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A., 2014. Main regularities of faulting in lithosphere and their application (based on physical modelling results). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 823–861 (in Russian) [*Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А.* Основные закономерности разломообразования в

литосфере и их прикладные следствия (по результатам физического моделирования) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 823–861]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0159.

Boulton C., Moore D.E., Lockner D.A., Toy V.G., Townend J., Sutherland R., 2014. Frictional properties of exhumed fault gouges in DFDP-1 cores, Alpine fault, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 41 (2), 356–362. https://doi.org/10.1002/2013GL058236.

Boutelier D., Chemenda A., 2011. Physical modeling of Arc–continent collision: a review of 2D, 3D, purely mechanical and thermo-mechanical experimental models. In: D. Brown, P.D. Ryan (Eds.), Arc-continent collision. Springer, Berlin, Heidelberg, p. 445–473. https://doi.org/10.1007/978-3-540-88558-0_16.

Brantut N., Schubnel A., Rouzaud J.-N., Brunet F., Shimamoto T., 2008. High-velocity frictional properties of a clay bearing, fault gouge and implications for earthquake mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113 (B10), B10401. https://doi.org/10.1029/2007JB005551.

Brodsky E.E., Kanamori H., 2000. Elastohydrodynamic lubrication of faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B8), 16357–16374. https://doi.org/10.1029/2001JB000430.

Byerlee J.D., 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116 (4–5), 615–626. https://doi.org/10.1007/BF00876528.

Chebrov V.N., Saltykov V.A., Serafimova Yu.K., 2011. Earthquake Forecasting in Kamchatka. Svetoch Plus, Moscow, 304 p. (in Russian) [*Чебров В.Н., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К.* Прогнозирование землетрясений на Камчатке. М.: Светоч Плюс, 2011. 304 с.].

Chen W.-Y., Lovell C.W., Haley G.M., Pyrak-Nolte L.J., 1993. Variation of shear-wave amplitude during frictional sliding. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 30 (7), 779–784. https://doi.org/10.1016/0148-9062(93)90022-6.

Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T., 2011. Fault lubrication during earthquakes. *Nature* 471 (7339), 494–498. https://doi.org/10.1038/nature09838.

Di Toro G., Hirose T., Nielsen S., Pennacchioni G., Shimamoto T., 2006. Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes. *Science* 311 (5761), 647–649. https://doi.org/10.1126/science.1121012.

Dobrovolsky I.P., 1991. The Theory of Tectonic Earthquake Preparation. Nauka, Moscow, 218 p. (in Russian) [*Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 218 с.].

Grawinkel A., Stockhert B., 1997. Hydrostatic pore fluid pressure to 9km depth-fluid inclusion evidence from KTB deep drill hole. *Geophysical Research Letters* 24 (24), 3273–3276. https://doi.org/10.1029/97GL03309.

Hedayat A., Pyrak-Nolte L.J., Bobet A., 2014. Precursors to the shear failure of rock discontinuities. *Geophysical Research Letters* 41 (15), 5467–5475. https://doi.org/10.1002/2014GL060848.

Kasahara K., 1981. Earthquake Mechanics. Cambridge University Press, Cambridge, 272 p.

Kato A., Ohnaka M., Mochizuki H., 2003. Constitutive properties for the shear failure of intact granite in seismogenic environments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B1), 2060. https://doi.org/10.1029/2001JB000791.

Kirkpatrick J.D., Rowe C.D., White J.C., Brodsky E.E., 2013. Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record. *Geology* 41 (9), 1015–1018. https://doi.org/10.1130/G34483.1.

Kissin I.G., 2015. Fluids in the Earth Crust. Geophysical and Tectonic Aspects. Nauka, Moscow, 328 p. (in Russian) [*Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.].

Kocharyan G.G., 2014. Scale effect in seismotectonics. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 353–385 (in Russian) [*Кочарян Г.Г.* Масштабный эффект в сейсмотектонике // *Геодинамика и тектонофизика.* 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0133.

Kocharyan G.G., 2016. Geomechanics of Faults. GEOS, Moscow, 432 p. (in Russian) [*Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 432 с.].

Kocharyan G.G., Novikov V.A., 2016. Experimental study of different modes of block sliding along interface. Part 1. Laboratory experiments. *Physical Mesomechanics* 19 (2), 189–199. https://doi.org/10.1134/S1029959916020120.

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., 2011.Variations in rupture zone stiffness during a seismic cycle. *Doklady Earth Sciences* 441 (1), 1591–1594. https://doi.org/10.1134/S1028334X11110250.

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., 2015. The influence of viscosity of thin fluid films on the frictional interaction mechanism of rock blocks. *Doklady Earth Sciences* 463 (1), 757–759. https://doi.org/10.1134/S1028334X15070168.

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Budkov A.M., 2018. About the perspective of detection of earthquake preparation process in the spectrum of seismic noise. Laboratory experiment. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 54 (6) (in press).

Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. Dynamics of Deformation of Rock Blocks. Akademkniga, Moscow, 423 p. (in Russian) [*Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.].

Lyubushin A.A., 2014a. Analysis of coherence in global seismic noise for 1997–2012. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (3), 325–333. https://doi.org/10.1134/S1069351314030069.

Lyubushin A.A., 2014b. Dynamic estimate of seismic danger based on multifractal properties of low-frequency seismic noise. *Natural Hazards* 70 (1), 471–483. https://doi.org/10.1007/s11069-013-0823-7.

Marone C., 1998. Laboratory derived friction laws and their application to seismic faulting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 643–696. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.643.

Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M., 2017. Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation. *Journal of Structural Geology* 105, 62–79. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.011.

Medvedev V.Y., Ivanova L.A., Lysov B.A., Ruzhich V.V., Marchuk M.V., 2014. Experimental study of decompression, permeability and healing of silicate rocks in fault zones. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 905–917 (in Russian) [*Медведев В.Я., Иванова Л.А., Лысов Б.А., Ружич В.В., Марчук М.В.* Экспериментальное изучение декомпрессии, проницаемости и залечивания силикатных пород в зонах разломов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 905–917]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0162.

Mjachkin V.I., Brace W.F., Sobolev G.A., Dieterich J.H., 1975. Two models for earthquake forerunners. *Pure and Applied Geophysics* 113 (1), 169–181. https://doi.org/10.1007/BF01592908.

Moore D.E., Lockner D.A., Ma Shengli, Summers R., Byerlee J.D., 1997. Strengths of serpentinite gouges at elevated temperatures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B7), 14787–14801. https://doi.org/10.1029/97JB00995.

Moore D.E., Summers R., Byerlee J.D., 1983. Strengths of clay and nonclay fault gouges at elevated temperatures and pressures. In: Proceedings of the 24th US Symposium on Rock Mechanics, p. 489–500.

Morrow C.A., Moore D.E., Lockner D.A., 2000. The effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength. *Geophysical Research Letters* 27 (6), 815–818. https://doi.org/10.1029/1999GL008401.

Nikolaevskiy V.N., 1996. Geomechanics and Fluidodynamics: With Applications to Reservoir Engineering. Springer, Berlin, 328 p. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-015-8709-9.

Noda H., 2008. Frictional constitutive law at intermediate slip rates accounting for flash heating and thermally activated slip process. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113 (B9), B09302. https://doi.org/10.1029/2007JB005406.

Numelin T., Marone C., Kirby E., 2007. Frictional properties of natural fault gouge from a low-angle normal fault, Panamint Valley, California. *Tectonics* 26 (2), TC2004. https://doi.org/10.1029/2005TC001916.

Ohnaka M., 2013. The Physics of Rock Failure and Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, 270 p. https://doi.org/10.1017/CBO9781139342865.

Panza G., Kossobokov V.G., Peresan A., Nekrasova A., 2014. Why are the standard probabilistic methods of estimating seismic hazard and risks too often wrong. In: M. Wyss, J.F. Shroder (Eds.), Earthquake hazard, risk and disasters. Elsevier, Amsterdam, p. 309–357. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394848-9.00012-2.

Pec M., Stünitz H., Heilbronner R., Drury M., 2016. Semi-brittle flow of granitoid fault rocks in experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (3), 1677–1705. https://doi.org/10.1002/2015JB012513.

Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Mountain Ranges. Akademkniga, Moscow, 406 p. (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.].

Rice J.R., 2006. Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B5), B05311. https://doi.org/10.1029/2005JB004006.

Rodkin M.V., Rundquist D.V., 2017. Geofluidogeodynamics. Application to Seismology, Tectonics, Ore- and Petroleum Genesis. "Intellect" Publishing House, Dolgoprudny, 288 p. (in Russian) [*Родкин М.В., Рундквист Д.В.* Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Издательский дом «Интеллект», 2017. 288 с.].

Romashkova L.L., Kossobokov V.G., 2007. Global seismic symptoms of lithosphere instability at the approach of the December 26, 2004, Sumatra-Andaman megaearthquake. *Doklady Earth Sciences* 417 (1), 1221–1223. https://doi.org/10.1134/S1028334X07080193.

Romashkova L.L., Kossobokov V.G., 2013. Spatially stable application of algorithm M8: Italy and California. In: A. Ismail-Zade, E. Nyland, R. Odom, M. Sen, V.I. Keilis-Borok, A.L. Levshin, G.M. Molchan (Eds.), Selected Papers From Volumes 33 and 34 of Vychislitel'naya Seysmologiya. Computational Seismology and Geodynamics, vol. 8, p. 12–21. https://doi.org/10.1029/CS008p0012.

Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic Destruction of the Earth's Crust in the Baikal Rift Zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [*Ружич В.В.* Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.].

Ruzhich V.V., Chernykh E.N., Ponomareva E.I., 2014. Experimental modelling of mechanisms causing occurrence of seismic oscillation sources in case of interactions of uneven surfaces in faults. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 563–576 (in Russian) [*Ружич В.В., Черных Е.Н., Пономарева Е.И.* Экспериментальное моделирование механизмов возникновения источников сейсмических колебаний при взаимодействии неровностей в разломах // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 2. С. 563–576]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0141.

Ruzhich V.V., Khil'ko S.D., 1987. Analysis of earthquake foci models in terms of seismic geology. In: M.A. Sadovsky, G.A. Sobolev (Eds.), Physical bases for prediction of rock failure during earthquakes. Nauka, Moscow, p. 113–122 (in Russian) [*Ружич В.В., Хилько С.Д.* Анализ моделей очагов землетрясений с сейсмогеологических позиций // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях / Ред. М.А. Садовский, Г.А. Соболев. М.: Наука, 1987. С. 113–122].

Ruzhich V.V., Kocharyan G.G., 2017. On the structure and formation of earthquake sources in the faults located in the subsurface and deep levels of the crust. Part I. Subsurface level. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (4), 1021–1034 (in Russian) [*Ружич В.В., Кочарян Г.Г.* О строении и формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Статья I. Приповерхностный уровень // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 1021–1034]. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0330.

Sadovsky M.A., Kocharyan G.G., Rodionov V.N., 1988. Mechanics of a rock body with block structure. *Doklady AN SSSR* 302 (2), 306–308 (in Russian) [*Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива // *Доклады АН СССР*. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–308].

Sassorova E.V., Levin B.W., 2001. The low-frequency seismic signal foregoing a main shock as a sign of the last stage of earthquake preparation or preliminary rupture. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science* 26 (10–12), 775–780. https://doi.org/10.1016/S1464-1917(01)95024-X.

Scholz C.H., 2002. The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, Cambridge, 496 p.

Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C., 2016. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes. *Nature Geoscience* 9 (9), 695–700. https://doi.org/10.1038/ngeo2775.

Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Zaripov R.M., Cheremnykh A.S., 2013. Interblock zones in the crust of the southern regions of East Siberia: tectonophysical interpretation of geological and geophysical data. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (3), 203–278 (in Russian) [*Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С.* Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. № 3. С. 203–278]. https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-3-0099.

Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.].

Sherman S.I., 2016. Tectonophysical signs of the formation of strong earthquake foci in seismic zones of Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (4), 495–512 (in Russian) [*Шерман С.И.* Тектонофизические признаки формирования очагов сильных землетрясений в сейсмических зонах Центральной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 4. С. 495–512]. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0219.

Sibson R.H., 1973. Interactions between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief. *Nature Physical Science* 243 (126), 66-68. https://doi.org/10.1038/physci243066a0.

Sibson R.H., 2011. The scope of earthquake geology. In: Å. Fagereng, V.G. Toy, J.V. Rowland (Eds.), Geology of the earthquake source: A volume in honour of Rick Sibson. Geological Society, London, Special Publications, vol. 359, p. 319–331. https://doi.org/10.1144/SP359.18.

Sobolev G.A., 1993. Fundamentals of Earthquake Prediction. Nauka, Moscow, 313 p. (in Russian) [*Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.].

Sobolev G.A., 2011. Seismicity dynamics and earthquake predictability. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (2), 445–458. https://doi.org/10.5194/nhess-11-445-2011.

Sobolev G.A., 2014. Seismic Noise. Nauka i Obrazovanie, Moscow, 272 p. (in Russian) [*Соболев Г.А.* Сейсмический шум. М.: ООО «Наука и образование», 2014. 272 с.].

Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A., 2008. Asymmetrical pulses, the periodicity and synchronization of low frequency microseisms. *Journal of Volcanology and Seismology* 2 (2), 118–134. https://doi.org/10.1134/S074204630802005X.

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., 2003. The Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [*Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.].

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Maibuk Y.Y., 2016a. Initiation of unstable slips–microearthquakes by elastic impulses. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (5), 674–691. https://doi.org/10.1134/S106935131605013X.

Sobolev G.A., Vettegren' V.I., Kireenkova S.M., Kulik V.B., Mamalimov R.I., Morozov Yu.A., Smulskaya A.I., Shcherbakov I.P., 2016b. Nanocrystals in Rock. GEOS, Moscow, 102 p. (in Russian) [*Соболев Г.А., Веттегрень В.И., Киреенкова С.М., Кулик В.Б., Морозов Ю.А., Смульская А.И., Щербаков И.П.* Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС, 2016. 102 с.].

Sobolev G.A., Vettegren' V.I., Mamalimov R.I., Shcherbakov I.P., Ruzhich V.V., Ivanova L.A., 2015. A study of nanocrystals and the glide-plane mechanism. *Journal of Volcanology and Seismology* 9 (3), 151–161. https://doi.org/10.1134/S0742046315030057.

Sornette D., 2000. Mechanochemistry: an hypothesis for shallow earthquakes. In: R. Teisseyre, E. Majewski (Eds.), Earthquake thermodynamics and phase transformations in the Earth's interior. International Geophysics Series, vol. 76, p. 329–366. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80090-5.

Summers R., Byerlee J., 1977. A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 14 (3), 144–160. https://doi.org/10.1016/0148-9062(77)90007-9.

Verberne B.A., Niemeijer A.R., De Bresser J.H., Spiers C.J., 2015. Mechanical behavior and microstructure of simulated calcite fault gouge sheared at 20–600 C: Implications for natural faults in limestones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120 (12), 8169–8196. https://doi.org/10.1002/2015JB012292.

Wibberley C., Shimamoto T., 2003. Internal structure and permeability of major strike-slip fault: The median tectonic line in Mie Prefecture, Southwest Japan. *Journal of Structural Geology* 25 (1), 59–78. https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00014-7.

Woodcock N.H., Mort K., 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine* 145 (3), 435–440. https://doi.org/10.1017/S0016756808004883.

Zavyalov A.D., 2006. Medium-Term Forecasting of Earthquakes: Fundamentals, Methods, Implementation. Nauka, Moscow, 254 p. (in Russian) [*Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.].

Геворг Грантович Кочарян, докт. физ.-мат. наук, профессор, заведующий лабораторией
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия
Московский физико-технический институт (государственный университет)
141701, Долгопрудный, Институтский пер., 9, Россия

✉ e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru

Gevorg G. Kocharyan, Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory
Institute of Geosphere Dynamics of RAS
38 Leninsky prospect, Building 1, Moscow 119334, Russia
Moscow Institute of Physics and Technology (State University)
9 Institutskiy per., Dolgoprudny 141701, Russia

Иван Вячеславович Батухтин, м.н.с., аспирант
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корпус 1, Россия
Московский физико-технический институт (государственный университет)
141701, Долгопрудный, Институтский пер., 9, Россия

e-mail: batukhtin@phystech.edu

Ivan V. Batukhtin, Junior Researcher, Postgraduate Student
Institute of Geosphere Dynamics of RAS
38 Leninsky prospect, Building 1, Moscow 119334, Russia
Moscow Institute of Physics and Technology (State University)
9 Institutskiy per., Dolgoprudny 141701, Russia