УДК 550.34

Человек, говорящий о влиянии идей одной области на идеи в другой области, всегда рискует выставить себя дураком.

Р. Фейнман

О МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССА СКОЛЬЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМУ

Г.Г. Кочарян[1,2], И.В. Батухтин[1,2]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер Российской академии наук
[2] Московский физико-технический институт

Наилучшим результатом моделирования процесса скольжения по разлому является установление таких макроскопических параметров, контролирующих деформационный процесс, которые могут быть измерены в натурных условиях. Представляется, что хорошим кандидатом на эту роль является динамическая жесткость разломной зоны. Эксперименты последних лет показывают, что величина этого параметра радикально снижается в процессе перехода разломной зоны в метастабильное состояние, определяет тип скольжения по разлому и может быть оценена активными и пассивными сейсмическими методами. При этом критерием подобия при лабораторном и численном моделировании является сохранение величины отношения жесткости нарушения сплошности к жесткости вмещающего массива.

Введение

С тех пор, как Дж. Милн создал в 1880 г. первый современный сейсмограф, развитие феноменологических и, тем более, математических моделей процессов, происходящих при деформировании литосферы, стало стремительно отставать от темпов накопления наблюдательного материала. Классическим, всем известным примером, является закон Омори – первый закон физики землетрясений. Как ни удивительно, общепризнанной интерпретации этого предельно простого в математическом смысле соотношения не создано до сих пор [Гульельми, 2017].

Почти полтора века развития сейсмологии как науки, «ноги бежали впереди головы», которая то приближалась, то вновь безнадежно отставала. При этом, в соответствии с предметом изучения – землетрясениями – наблюдалась выраженная динамическая неустойчивость: увеличение скорости получения данных часто приводило к очередному провалу в понимании изучаемых явлений, причем эти провалы в большинстве случаев длительное время не вполне осознавались геофизическим сообществом. В качестве примеров можно привести такие широко известные эпопеи, как «парадокс теплового потока Сан-Андреаса» или концепция определя-

ющего влияния прочных участков разлома, так называемых «asperities» или барьеров, на зарождение и распространение динамического разрыва.

По мнению К. Шольца, такая ситуация сложилась, в том числе, в связи с тем, что сейсмология и физика отличаются на фундаментальном, мировоззренческом уровне. «…Это можно понять, рассматривая неоднозначное определение землетрясения. С одной стороны, это есть сотрясение, которое вызывает повреждение и чувствуется людьми и сейсмометрами. С другой, это есть быстрое проскальзывание разлома, которое вызывает излучение волн и сотрясение. С точки зрения определения проблемы большинство сейсмологов принимает первое, а большая часть физиков второе определение, и каждый признает определение других как вторичную проблему...» [Scholz, 1992]. Иллюстрацией может служить реакция одного довольно известного сейсмолога из ИФЗ РАН на фразу «…*для землетрясения характерен сложный источник сейсмических волн*», посчитавшего ее безграмотной.

Можно подметить, что качественные прорывы в интерпретации результатов наблюдений и создании адекватных моделей физических процессов 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. Широко известными результатами подобного сотрудничества являются, например, ЛНТ [Mjachkin et al., 1976] и Дилатантно-диффузионная [Scholz et al., 1973] модели и подготовки землетрясения.

Бурное развитие наблюдательных технологий в науках о Земле в последние 20 лет вновь способно сыграть злую шутку с геофизическим сообществом. Огромный объем получаемого материала – результаты регистрации параметров колебаний плотными сетями широкополосной сейсмической аппаратуры, данные космической геодезии – дают 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. Ярким примером является объяснение вариаций в диапазоне 3–4 порядка величины кажущегося напряжения (условная часть напряжений на разломе, работа которой при подвижке по разлому не расходуется на разрушение или тепловые потери) общими соображениями о неоднородности геофизической среды и разной прочности материала.

О структуре деформационного процесса в окрестности очага землетрясения и законах подобия

Многие детали деформационных процессов, происходящих на сейсмогенных глубинах, практически недоступны для наблюдения. В этой связи моделирование играет огромную роль в достижении понимания физических процессов, происходящих в зоне скольжения, и определении макроскопических характеристик, контролирующих этот процесс. В то же время, постановки лабораторных экспериментов и численных моделей, как правило, до предела упрощены, что вызывает частые нарекания со стороны оппонентов. Справедливо отмечается, что во многих случаях не выполняются соотношения подобия, что условия проведения лабора-

торных опытов бесконечно далеки от условий на сейсмогенных глубинах, что невозможно воспроизвести ни в лаборатории, ни, пока что, при проведении расчетов весь комплекс сложнейших процессов, происходящих в очаге землетрясения и т.д. Эти возражения исходят из ошибочного представления о том, что лабораторные исследования непременно есть форма масштабного моделирования, как, например, при моделировании механического действия взрыва. Экспериментальные работы в геомеханике разломных зон следует рассматривать, скорее, как исследования фундаментальных свойств геоматериалов и геоструктур, которые определяют закономерности деформирования. Полученные результаты могут быть использованы для улучшения понимания отдельных компонентов процессов, гипотетически происходящих на больших глубинах, для проверки теорий и идей. Наилучшим, на наш взгляд, результатом моделирования является установление таких макроскопических параметров, контролирующих деформационный процесс, которые, в свою очередь, могут быть измерены в натурных условиях.

Структуру деформационных процессов, происходящих в окрестности сейсмогенного разлома, с известной долей условности можно разделить на две подобласти, едва пересекающиеся во времени и пространстве. Первая – процессы, связанные с подготовкой землетрясения. Вторая – скольжение по разлому. Соответственно и проводимые исследования можно разделить на две большие группы. В первой изучаются процессы, детерминированные эволюцией соответствующего участка коры: особенности напряженно-деформированного состояния, процесс накопления энергии деформации, трансформацию характеристик среды, деформационных и гидрогеологических процессов, параметров физических полей в ближней и дальней окрестности будущего разрыва. Поскольку процесс подготовки крупного землетрясения охватывает огромные области, за многие годы накоплен большой объем наблюдательного материала. Вполне естественно, что именно эта группа работ создает основу для развития методов прогноза землетрясений. Это означает, что большинство прогнозов основано на региональных эффектах и довольно слабо связано с физическими процессами, происходящими непосредственно в очаге. 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, а успешные прогнозы были, по выражению Г.А. Соболева, почти случайны.

Второе направление, которое нас будет интересовать в первую очередь, изучает именно процесс скольжения по разлому: условия зарождения, распространения и остановки разрыва, деформационные события, происходящие на разных масштабных уровнях – от перемещений геоблоков, до образования нанокристаллов в зеркалах скольжения, влияние на характер скольжения прочностных, фрикционных, реологических свойств материала, структуры разломной зоны, ее флюидодинамики и т.д. Обнаруженная в результате обследования разломных зон за последние полтора десятилетия чрезвычайно высокая степень пространственной локализации косейсмической подвижки, позволяет говорить о кардинальном влиянии на процесс скольжения механических характеристик и структуры геоматериала в узкой центральной части разлома.

Модели, применяемые для воспроизведения характеристик сейсмического цикла, принято подразделять на следующие категории (см. рис. 1, терминология заимствована в [Rosenau et al., 2017]).

– «Пружинно-блочные» модели, в которых упругий и фрикционный элементы есть физически отдельные компоненты установки. Обычно полагают, что эти модели могут использоваться лишь для концептуального рассмотрения процессов, происходящих в натуре.

– «Разломно-блоковые» модели, в которых два упругих блока с одинаковыми или разными свойствами находятся во фрикционном контакте. Считается, что результаты, полученные на этих моделях, могут быть качественно экстраполированы на натуру.

– «Сейсмотектонические модели», в которых тектонические условия более-менее реалистично моделируются в небольших масштабах и с граничными условиями, имитирующими естественный прототип. Эти модели применяются чаще всего в тектонофизике. Их авторы даже иногда претендуют на то, чтобы полученные результаты количественно масштабировались на природные условия.

Обычно считается, что для корректного моделирования должны выполняться условия подобия – сохранения определенных безразмерных параметров. Определяющим масштабом является отношение линейных размеров. При моделировании медленных процессов межсейсмической фазы ключевыми являются соотношения между тектоническими или литостатическими напряжениями и прочностью материала или (в упругой области) его упругими характеристиками. Под прочностью понимается либо характерная прочность геоматериала, либо фрикционная прочность, зависящая от нормального давления. Соответствующий безразмерный параметр есть

$$S = \frac{\rho g L}{\sigma_*} \text{ или } S = \frac{\rho g L}{B},$$

где ρ – плотность, g – ускорение силы тяжести, L – характерный размер задачи, σ_* – прочность, B – упругий модуль. В случае псевдовязкого деформационного режима при моделировании должно сохраняться соотношение между гравитационными и вязкими напряжениями: $R = \frac{\rho g L}{\eta v / L}$, где h – вязкость (Па·с), а v – скорость течения.

При моделировании косейсмической стадии для выполнения условий подобия должно сохраняться отношение сил инерции и гравитации $F = \frac{v^2}{gl}$ – аналог числа Фруда, применяемого в гидродинамике, инерции и упругости $Ca = \frac{\rho v^2}{B}$ – аналог числа Коши, инерции и вязкости $Re = \frac{\rho v L}{\eta}$ – число Рейнольдса. На практике, предполагая, что вязкий поток играет ограниченную роль на косейсмической стадии, на которой преобладают упругая деформация и хрупкое разрушение, несохранение числа Рейнольдса на косейсмической фазе считается приемлемым.

Помимо упомянутых выше безразмерных чисел, все безразмерные параметры модели должны быть сохранены, например, коэффициент Пуассона, коэффициент трения, фрикционные параметры закона трения Rate&State и т.д. Необходимость сохранения безразмерных параметров определяет и прочие соотношения.

Критерии подобия следовало и следует, несомненно, соблюдать пока речь идет о деформационных процессах в области подготовки землетрясения. Более того, если мы встанем на позицию, что очаг представляет собой разрыв, распространя-

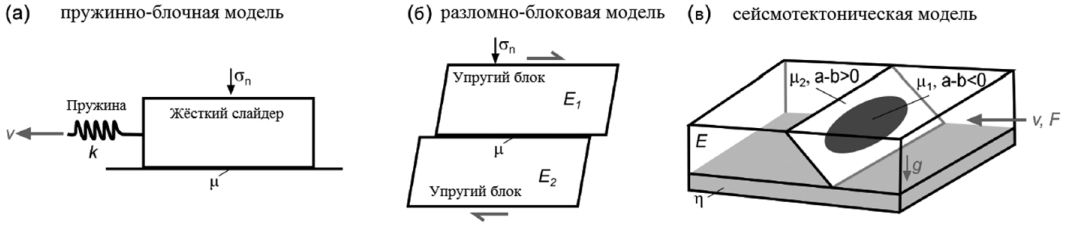

Рис. 1. Категории аналоговых моделей (по [Rosenau et al., 2017]).
а – пружинно-блочные модели; б – разломно-блоковые модели; в – сейсмотектонические модели

ющийся в континууме, то необходимость сохранения вышеупомянутых соотношений остается актуальной на всех стадиях, вплоть до остановки распространяющейся трещины.

В тех же случаях, когда речь идет о скольжении по существующему разлому, использовать традиционный подход, по-видимому, невозможно. Так, например, сохраняя отношение линейных размеров и геометрии тектонических блоков в натуре и в эксперименте, совершенно невозможно 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. Удельная сдвиговая жесткость нарушения сплошности – основной параметр, характеризующий заключительную фазу процесса подготовки и начала скольжения, – изменяется по разным законам в разных диапазонах длин. Этот список можно продолжать. Завершая этот раздел, заметим, что безразмерные так называемые фрикционные параметры закона Rate&State a и b, молчаливо предполагаются одинаковыми для модели и натуры без всяких на то, в отличие от коэффициента трения поверхностей, оснований.

Управляющие параметры режима скольжения

Прежде всего, следует сформулировать, что же мы хотим получить, осуществляя моделирование сейсмического процесса.

Следует признать, что основной задачей сейсмологии является поиск таких признаков готовящегося землетрясения, которые могут быть надежно зарегистрированы инструментально. Мы сознательно не употребляем здесь термин «прогноз землетрясений» в силу его определенной дискредитации. Если встать на точку зрения, что такие признаки не могут быть обнаружены, то большинство исследований в этой области теряют всякий смысл и лучше потратить деньги и время на обеспечение качественного строительства в сейсмоактивных районах.

Можно сформулировать несколько подходов к моделированию и, соответственно, несколько типов ожидаемых результатов. Во-первых, это насколько возможно точное воспроизведение всего цикла деформирования или его отдельных частей, применяемое наиболее часто в тектонофизике. Этот подход, как показывает опыт, оказывается полезным для оценки тенденции развития напряженно-деформированного состояния региона, но основной цели моделирования – прогноза времени сильного землетрясения – достигнуть не в состоянии; прежде всего потому, что,

как отмечалось выше, сам момент динамического срыва определяется локальными процессами в области зарождения скольжения, которые не могут быть воспроизведены при такой постановке эксперимента.

Второй, широко применяемый, подход используется для вероятностной оценки сейсмической опасности. Уделяя относительно небольшое внимание физике процесса, сейсмологам, работающим в рамках этого направления, удалось достигнуть значительных успехов в определении статистических закономерностей сейсмичности, часто оказывающихся полезными для долгосрочного и среднесрочного прогнозов.

Третий подход – исследование в физическом или численном эксперименте закономерностей динамического разрушения 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 давление, фрикционное плавление и т.д.), однако речь о подобии, как правило, не идет. Целью этих экспериментов является установление физических закономерностей возникновения разрушения и интерпретация на их основе результатов натурных наблюдений.

С точки зрения решения основной задачи – поиска признаков подготовки динамического срыва – моделирование процесса скольжения по разлому 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 моделировании процесса 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.

Сразу подчеркнем, что статический коэффициент трения (прочность контакта) здесь не имеет решающего значения. В наших предыдущих работах описаны и исследованы в лабораторных экспериментах различные типы скольжения по границам раздела [Адушкин и др., 2016а; Кочарян, 2016]. Было показано, что мода скольжения определяется соотношением между жесткостью разлома k_s и жесткостью вмещающего массива K.

Жесткость массива определяется выражением:

$$k_m = G/\lambda, \tag{1}$$

где λ – расстояние между соседними субпараллельными тектоническими нарушениями одного ранга, а G – модуль сдвига.

Сдвиговая жесткость разлома или трещины описывается общепринятым в геомеханике образом:

$$k_s = d\sigma_s/du \tag{2}$$

Здесь σ_s – напряжение касательное к плоскости трещины, а u – относительное смещение берегов трещины. На запредельном участке реологической кривой, когда величина сопротивления сдвигу снижается с ростом деформации, параметр $k_s = |d\sigma_s/du|$ удобно называть *скоростью снижения сопротивления сдвигу.*

Хорошо известно, например, [Scholz, 1998], что непременным условием возникновения фрикционной неустойчивости на разломе, помимо скоростного разупрочнения контакта, является выполнение соотношения:

$$|k_s| \geq K. \quad (3)$$

Прерывистое скольжение происходит в довольно широком диапазоне отношений $|k_s|/K$, тогда как медленные режимы скольжения реализуются в узкой области значений $|k_s|/K \sim 1 \div 2$. Жесткость разлома с одной стороны является интегральным параметром, отражающим многие характеристики разлома на мезоуровне (материальный состав и форму зерен заполнителя, его фрикционные характеристики, свойства флюида, заполняющего разлом и др.), а с другой – определяет характеристики процесса скольжения, поскольку величина жесткости массива K в области расположения очагов коровых землетрясений слабо зависит как от региона, так и от глубины. Это означает, что на тех разломах, где жесткость достаточно высока, энергия деформирования реализуется в виде динамических срывов – «нормальных» землетрясений. На разломах с низкой жесткостью могут иметь место события медленного скольжения, либо накопленная деформация реализуется в виде крипа.

Для возникновения фрикционной неустойчивости соотношение (3) должно выполняться независимо от давления, температуры, тектонического режима, материального состава разлома, обводненности, порового давления и т.д. В самом деле, фрикционная прочность и сдвиговая жесткость разлома пропорциональны величине эффективного нормального давления вплоть до температур, при которых наблюдается переход от хрупкого разрушения к квазипластическому течению (~500 °C для гранита, ~750 °C для базальта). При этом зоны локализации сдвигов становятся настолько текучими, что скольжение фактически происходит путем сдвига внутри материала, то есть определяется уже законами пластического течения, а не фрикционным взаимодействием. В этих условиях величина

$$k_s = |d\sigma_s/du|$$

на запредельной ветви деформирования радикально снижается (рис. 2, а), что, в конечном итоге, делает невозможным возникновение фрикционной неустойчивости и определяет переход к стабильному скольжению по разлому. К аналогичному эффекту приводит и увеличение давления (рис. 2, б). То обстоятельство, что медленные деформационные события часто наблюдаются именно в зоне хрупко-пластического перехода, свидетельствует в пользу приведенных рассуждений.

С другой стороны, по мере приближения уровня сдвиговых напряжений к пределу фрикционной прочности τ_s и при переходе (по мере перехода) разлома в метастабильное состояние, сдвиговая жесткость разломной зоны k_s должна резко снижаться и, формально, стремиться к бесконечно малой величине перед началом макроскопического скольжения (рис. 3). Если процесс периодически повторяется, как, например, в случае сейсмического цикла или его лабораторного аналога – «стик-слипа», то можно ожидать регулярных вариаций величины

$$k_s = |d\sigma_s/du|$$

[Кочарян, Кабыченко, 2003; Johnson, Jia, 2005]. Эти представления независимо были подтверждены в недавних лабораторных экспериментах несколькими группами исследователей [Адушкин и др., 2016б; Scuderi et al., 2016].

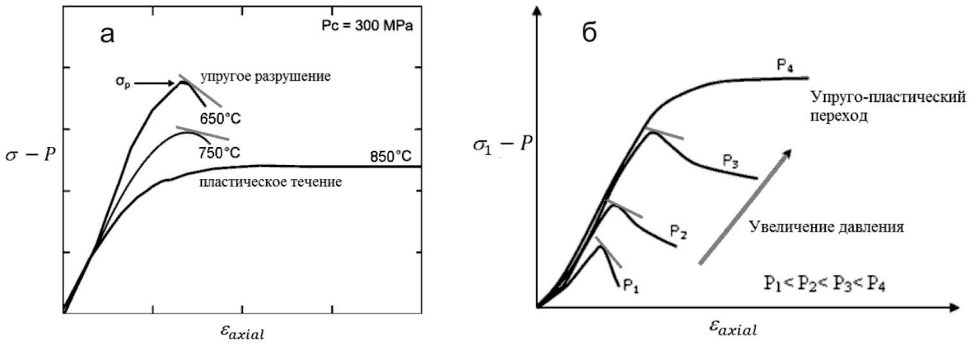

Рис. 2. Схематичные зависимости дифференциальное напряжение–деформация для образца базальта (по [Violay et al., 2012])

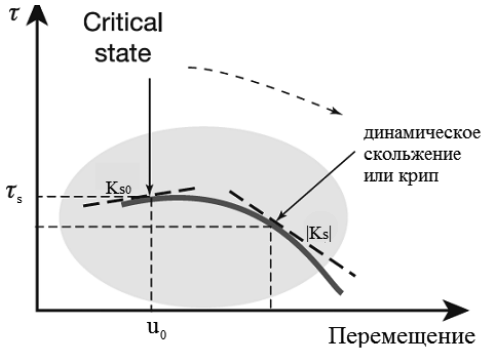

Рис. 3. Зависимость напряжение-перемещение в окрестности метастабильной области

Стоит отметить, что наиболее приемлемым макроскопическим параметром, меняющимся в ходе зарождения процесса скольжения по разлому, является динамическая жесткость последнего. Эта характеристика, в отличие от соответствующей квазистатической величины, может быть определена сейсмическими методами как в лаборатории, так и в натурных условиях.

Заключение

Анализ показывает, что при моделировании процесса скольжения по разлому основным параметром, определяющим подобие развития процессов в лаборатории и в натуре, является отношение сдвиговой жесткости разлома к жесткости вмещающего массива. Этот параметр контролирует режим скольжения независимо от *P-T* условий, тектонической обстановки, материального состава разлома, обводненности, порового давления и т.д.

Выполненные недавно эксперименты показали, что в спектре регистрируемых фоновых колебаний могут быть выявлены собственные частоты механической системы блок–разлом [Кочарян и др., в печати]. В опытах отчетливо проявился эффект смещения соответствующих спектральных пиков в область низких частот по мере приближения контакта к моменту динамического срыва. Это означает, что су-

ществует принципиальная, хотя пока и гипотетическая, возможность инструментального контроля изменений напряженно-деформированного состояния разломной зоны на заключительной стадии подготовки землетрясения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00694).

Литература

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Исследование режимов движения по разлому // Физика Земли. 2016. № 5, С. 13–24.

Адушкин В В., Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В. О предвестнике динамического срыва по тектоническому разлому // ДАН. 2016, том 470, № 6, с. 707–710.

Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // УФН (2017). Т. 187, № 3. С. 343–348.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. ГЕОС. 2016. – 424 с.

Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В. Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли: сб. научн.тр. ИДГ РАН. Книга 1. Москва. [б.и.]. 2003. С. 98–107.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Будков А.М. О перспективе обнаружения процесса подготовки землетрясения в спектре сейсмического шума. Лабораторный эксперимент // Физика Земли. Принято к публикации.

Johnson P.A., Jia X. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // Nature. 2005. V. 437. N. 6. P. 871–874.

Mjachkin V.I. Brace W.F. Sobolev G.A., Dieterich J.H. Two models for earthquake forerunners // Pure. Appl. Geophys. 1975. Vol. 113. P. 169–181.

Scholz C.H. Paradigms or Small Change In Earthquake Mechanics // Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks A Festschrift in Honor of W.F. Brace. B. Evans, T. Wang (eds), ACADEMIC PRESS LIMITED. 1992. P. 505-517.

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

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

Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes // Nature Geoscience. 2016. V. 9. P. 695–700.

Rosenau M., Corbi F., Dominguez S. Analogue earthquakes and seismic cycles: experimental modelling across timescales // Solid Earth, 8, 597–635, 2017, www.solid-earth.net/8/597/2017/doi:10.5194/se-8-597-2017.

Violay, M., Gibert, B., Mainprice, D., Evans, B., Dautria, J-M., Azais, P., Pezard, P. Pézard (2012). An experimental study of the brittle-ductile transition of basalt at oceanic crust pressure and temperature conditions // J. Geophys. Res., doi:10.1029/2011JB008884.