

ФИЗИКА НАШИХ ДНЕЙ

Медленное скольжение по тектоническим разломам

А.А. Остапчук

Медленное скольжение является одним из механизмов релаксации накопленных в земной коре тектонических напряжений. Оно зафиксировано во многих сейсмоактивных зонах Земли, а его реализация сопровождается медленными землетрясениями. В работе представлен обзор современных представлений о физике медленного скольжения и рассмотрена пространственно-временная взаимосвязь медленного скольжения и обычных землетрясений. Открытие явлений медленного скольжения привело к переосмыслению нашего понимания физики деформационных процессов, протекающих в земной коре, и мотивирует разработать модель двухстадийного развития очага землетрясения, учитывающую инициирование на первой стадии медленного скольжения, которое на второй стадии трансформируется в быстрый разрыв.

Ключевые слова: тектонический разлом, медленные землетрясения, контактные пятна, фрикционная стабильность

PACS number: 91.30.Px

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2025.11.040061>

Содержание

1. Введение. Сущность открытия (173).
 2. Описание явлений медленного скольжения (174).
 3. Физический механизм реализации медленного скольжения (176).
 4. Связь медленного скольжения с землетрясениями (178).
 - 4.1. Медленное скольжение после землетрясений.
 - 4.2. Медленное скольжение перед сильными землетрясениями.
 5. Заключение (180).
- Список литературы (180).

1. Введение. Сущность открытия

Эволюция Земли как планеты сопровождается обменом энергией между различными геосферами и возникновением катастрофических природных явлений. Самые сильные землетрясения, зарождающиеся в литосфере Земли, наносят огромный экономический и социальный ущерб. Установление закономерностей зарождения и инициирования землетрясений остаётся важнейшей задачей геофизических, сейсмологических и геологических исследований [1, 2].

Крупные тектонические разломы делят земную кору на геоблоки, внутри которых можно выделить разломы и

трещины меньшего ранга, являющиеся границами более мелких и более прочных областей. Под термином "разлом" понимается зона механического нарушения сплошности геосреды — границы геоблоков, испытавших значительные относительные деформации. Дискретность литосферы и горных пород является, пожалуй, одним из основных её свойств [3, 4]. Под действием конвективных потоков в верхней мантии литосферные плиты (геоблоки наибольшего размера) медленно движутся друг относительно друга, что на временах в миллионы лет определяет структуру земной поверхности, а на временных масштабах в десятки/сотни лет служат причиной сильнейших землетрясений [5, 6].

В 1910 г. Г. Рейд на основе данных о поверхностных проявлениях землетрясения 1906 г. в г. Сан-Франциско аргументировал гипотезу о приуроченности землетрясений к тектоническим разломам земной коры [7]. На современном этапе объяснить пространственную локализацию сейсмичности без введения межблоковых границ различного масштаба (границы плит, тектонические разломы и трещины) невозможно (рис. 1).

Первые эксперименты, направленные на исследование поведения геоматериалов при высоких давлениях, показали, что сдвиговое нагружение контакта блоков горных пород может инициировать как пластическое течение, так и быстрый разрыв [8]. При разрыве происходит дезинтеграция среды в зоне контакта и относительное смещение блоков. Несмотря на невозможность воссоздания глубинных *РТ*-условий, предполагалось, что обнаруженные эффекты имеют общие черты с процессами, которые протекают в реальных геологических условиях. В 1966 г. было высказано предположение, что коровые землетрясения происходят при прерывистом скольжении вдоль сформированных или вновь образующихся разломов (контактов геоблоков) [9]. Наблюдаемые при этом сейсмические колебания представляют собой высвобождение доли упругой энергии деформации

А.А. Остапчук

⁽¹⁾ Институт динамики геосфер
им. академика М.А. Садовского РАН,
Ленинский проспект 38, корп. 1, 119334 Москва,
Российская Федерация

⁽²⁾ Московский физико-технический институт
(национальный исследовательский университет),
Институтский пер. 9, 141701 Долгопрудный, Московская обл.,
Российская Федерация
E-mail: ostapchuk.aa@idg.ras.ru

Статья поступила 14 июля 2025 г.,
после доработки 6 ноября 2025 г.

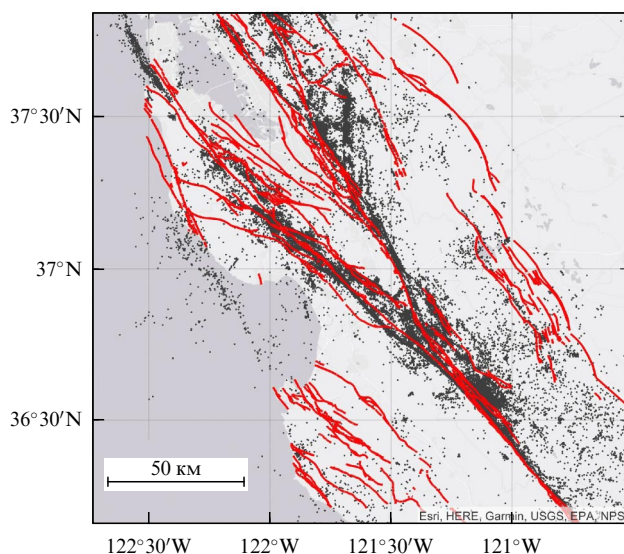


Рис. 1. Сравнение карт сейсмичности и активных тектонических разломов Северной Калифорнии. Чёрные точки — эпицентры землетрясений, зарегистрированных сейсмической сетью Северной Калифорнии в период с января 1984 г. по декабрь 2011 г. Красные линии — активные разломы по данным Геологической службы США.

ции, накопленной в геоблоках. Согласно современной парадигме, большинство землетрясений происходит в результате фрикционного проскальзывания по существующим разломам [10, 11].

Долгое время предполагалось, что напряжения, накопленные в земной коре, высвобождаются либо посредством землетрясений, при "мгновенном" срыве контакта геоблоков, либо посредством непрерывного асейсмического скольжения (крипа) со скоростью несколько сантиметров в год [12]. Качественно картина начала меняться с развитием цифровых наблюдательных технологий и совершенствованием средств измерений. Начали появляться свидетельства о деформационных событиях со скоростями смещения на несколько порядков выше

фоновых, но значительно более медленных по сравнению со скоростью распространения разрыва при "обычных" землетрясениях [13–15]. Плотные сети непрерывного геодезического и геофизического мониторинга, использование широкополосных высокочувствительных сейсмических станций позволили открыть новый класс деформационных событий — медленное скольжение по разломам, которое является переходным звеном от асейсмического непрерывного крипа к динамическому срыву (ассоциируется с обычным землетрясением) [16]. При медленном скольжении на сейсмических записях выделяются низкочастотные землетрясения (LFE), очень низкочастотные землетрясения (VLFE) и невулканический тремор; на записях геодезического мониторинга выделяют долгопериодные события медленного скольжения (SSE) (рис. 2). Явления медленного скольжения наблюдаются во всех сейсмоактивных регионах планеты [17].

Медленное скольжение проявляется не только как независимый тип событий, но может быть ассоциировано с другими деформационными процессами, например, форшоковая [21] и афтершоковая [22, 23] активности, рои землетрясений [24]. Также медленное скольжение может иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу, например, ледовые землетрясения [25] или оползневые процессы [26].

2. Описание явлений медленного скольжения

Масштаб явлений медленного скольжения можно описать в терминах сейсмического момента [27]:

$$M_0 = GUS, \quad (1)$$

где G — модуль сдвига породы в очаге, S — площадь очага (разрыва), U — относительное смещение берегов разлома в очаге. Вообще говоря, относительное смещение берегов является сложной функцией пространства и времени, поэтому для оценки берётся его среднее значение. Использование сейсмического момента обусловлено тем, что его величина не зависит от деталей развития процесса в очаге и определяется асимптотикой

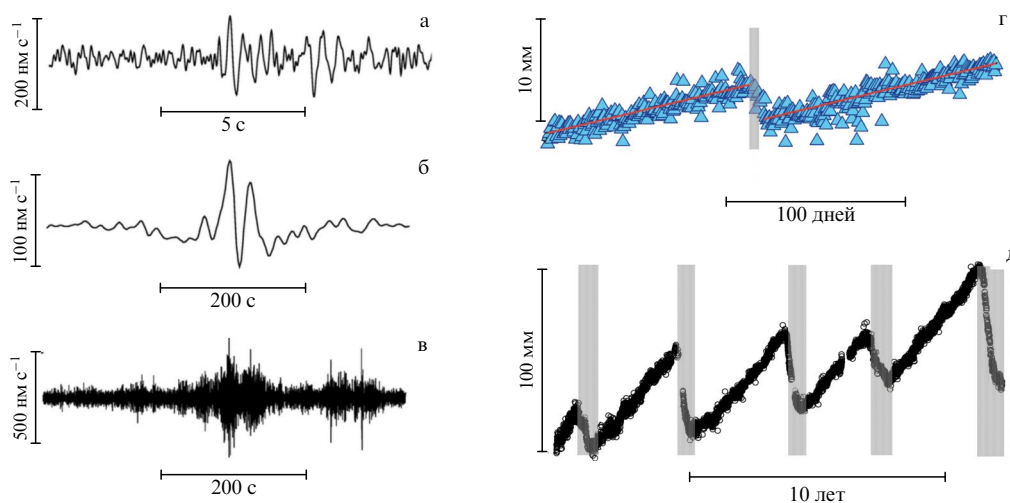


Рис. 2. Примеры сейсмических (а–в) и геодезических (г, д) записей явлений медленного скольжения. (а) LFE землетрясение, Япония [18]; (б) VLFE землетрясение, Япония [19]; (в) тектонический тремор, Япония [18]; (г) SSE событие, Каскадия, США [14]; (д) SSE событие, Герреро, Мексика [20].

спектра смещений в области низких частот. На основе сейсмического момента определяется моментная магнитуда землетрясения M_w согласно соотношению [28]:

$$M_w = \frac{2}{3} (\lg M_0 - 9,1). \quad (2)$$

Важным параметром, описывающим динамику развития процесса в очаге, является скорость распространения разрыва, которая для явлений медленного скольжения определяется согласно соотношению:

$$V_r = \frac{A}{T}, \quad (3)$$

где A — характерная длина разрыва и T — длительность скольжения. Длительность является параметром, определяемым наиболее надёжно.

Параметры сейсмических событий при медленном скольжении уместно сравнивать с параметрами, характерными для обычных землетрясений [15]. Для обычных землетрясений скорость распространения разрыва составляет $V_r = 1,5 - 3 \text{ км с}^{-1}$; длительность в очаге зависит от магнитуды события и изменяется от миллисекунд до десятков секунд для крупнейших землетрясений. Для LFE событий скорость разрыва составляет $V_r = 50 - 1000 \text{ м с}^{-1}$, и их длительность на порядок выше, чем для обычных землетрясений с тем же сейсмическим моментом. Также для LFE событий фиксируется существенно более низкая скорость смещения берегов разлома, $0,01 - 0,1 \text{ м с}^{-1}$ (для обычных землетрясений — до 5 м с^{-1}). VLFE события стоит рассматривать как подгруппу LFE, для которых скорость распространения разрыва составляет $V_r = 10 - 100 \text{ м с}^{-1}$; причём при VLFE событиях основная доля сейсмической энергии выделяется в диапазоне частот менее 1 Гц, в то время как для LFE диапазон составляет 1–10 Гц [29]. При LFE и VLFE событиях доля накопленной энергии деформации, идущая на излучение сейсмических колебаний, значительно меньше, чем при обычных землетрясениях [15]. Сейсмически детектируемые явления медленного скольжения продолжительностью до $\sim 200 \text{ с}$ могут наблюдаться только на станциях с очень низким уровнем шума, расположенных непосредственно над зоной медленного скольжения [19]. Детектирование основано на анализе динамики процесса во времени, описываемой скоростью изменения сейсмического момента $dM_0(t)/dt$, которая в условиях неоднородности геосреды является немонотонной и её вариации имеют стохастический характер [30].

Тремор, LFE и VLFE могут быть зафиксированы на одной сейсмической записи. Считается, что тремор представляет собой рой LFE событий, а LFE и VLFE могут возникать совместно [31]. По указанной причине все эти сейсмические события стоит рассматривать как различные проявления единого процесса — *медленного скольжения по разлому*. Все данные сейсмические события объединяются под общим термином "медленные землетрясения".

Геодетектируемые SSE события разделяют на события длительностью 1–2 недели и события длительностью до нескольких лет [32, 33]. Для таких событий оценка скорости распространения разрыва даёт значения $V_r = 0,1 - 20 \text{ км сут}^{-1}$. На основе данных ГНСС наблюдений и тензометрии можно надёжно детектировать SSE события с минимальными магнитудами $M_w = 5,3 - 5,7$ и продолжительностью $T = 1,5 - 2 \text{ сут}$,

при этом медленное скольжение практически не проявляется на временных рядах длительностью менее 10^5 с ($\sim 1 \text{ сут}$) [34]. Реализация SSE событий часто сопровождается инициированием роёв медленных землетрясений. Особенности активизации роёв LFE событий установлены в зоне Герреро (Мексика) [35]. Когда смещение вдоль разлома происходит с предельно низкой скоростью, то LFE инициируются независимо друг от друга, и поток событий представляется пуассоновским; при активизации медленного скольжения начинает наблюдаться кластеризация LFE событий во времени. Такая динамика инициирования LFE событий аналогична пространственно-временной эволюции потока обычных землетрясений [36]. Исследования, проведённые в зоне Нанкайского жёлоба (Япония) [37], позволили зафиксировать распространение SSE события медленного скольжения со скоростью $V_r = 1 - 2 \text{ км сут}^{-1}$, сопровождающееся миграцией VLFE событий.

Наиболее отчётливо различие между обычными землетрясениями и явлениями медленного скольжения проявляется на диаграмме зависимости длительности события от его сейсмического момента (рис. 3). Для обычных землетрясений выполняются соотношения энергетического подобия, согласно которому и линейные размеры очага, и время развития землетрясения пропорциональны корню кубическому из сейсмического момента ($T \sim M_0^{1/3}$). В то же время совокупность данных по явлениям медленного скольжения демонстрирует линейную зависимость длительности событий от сейсмического момента ($T \sim M_0$).

Несмотря на то что существует наблюдательный разрыв между явлениями медленного скольжения, детектированными на основе сейсмологических и геодезических наблюдений, в настоящее время имеются отдельные сведения о событиях, которые могли бы заполнить пробел между двумя областями диаграммы [40, 41]. Среди них особый интерес представляют события в районе жёлоба Идзу-Бонин (Япония) [41]. После землетрясения $M_w 6,0$, произошедшего 1 сентября 2015 г., было зарегистри-

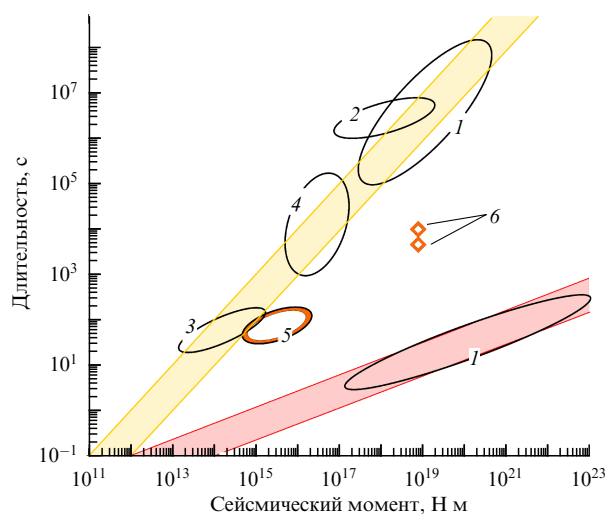


Рис. 3. Зависимость длительности обычных землетрясений и явлений медленного скольжения от их масштаба. Красная область показывает характерную зависимость для обычных землетрясений, желтая — для явлений медленного скольжения. Эллипсы показывают области диаграммы, содержащие 95 % событий. Цифры соответствуют работам: 1 — [15], 2 — [38], 3 — [19], 4 — [39], 5 — [40], 6 — [41].

стрировано два события, которые нельзя связать с афтершоковым процессом. Суммарный сейсмический момент этих двух событий в 17 раз превосходит сейсмический момент землетрясения $M_w 6,0$. Первое событие было зафиксировано сразу после землетрясения, его длительность составила 153 мин и скорость распространения разрыва $V_r = 2-3 \text{ м с}^{-1}$, второе событие длительностью 73 мин и $V_r = 5-7 \text{ м с}^{-1}$ произошло через 3 дня после землетрясения $M_w 6,0$. Регистрация событий в жёлобе Идзу-Бонин стала возможной за счёт развёртывания на океанском дне на глубине 5 км сети датчиков абсолютного давления, что позволило повысить чувствительность мониторинга.

3. Физический механизм реализации медленного скольжения

Если в массиве горных пород сформировался тектонический разлом или трещина, то в дальнейшем основная доля деформации локализуется именно в этих областях. Динамика деформирования разломов в значительной степени определяется свойствами слагающих их горных пород. Систематизация результатов исследований показала, что и прочностные, и фрикционные свойства горных пород могут существенно различаться. В зонах формирования очагов землетрясений горные породы характеризуются высокой фрикционной прочностью, соответствующей закону Байерли [42]:

$$\tau_p = \begin{cases} 0,85\sigma_N, & \sigma_N < 2 \text{ кбар}, \\ 0,5 + 0,6\sigma_N, & \sigma_N > 2 \text{ кбар}. \end{cases} \quad (4)$$

В то же время существуют горные породы, характеризующиеся крайне низкой прочностью, соответствующей значениям коэффициента трения 0,1–0,3 [43]. Наряду с фрикционной прочностью важным свойством, определяющим динамику скольжения по разломам, является фрикционная стабильность. Для описания поведения горных пород широко применяется Rate&State закон трения [44, 45]:

$$\mu = \left(\frac{\tau}{\sigma_N} \right) = \mu_0 - a \ln \left(\frac{V_0}{V} \right) + b \ln \left(\frac{V_0 \theta}{D_c} \right), \quad (5)$$

$$\dot{\theta} = 1 - \left(\frac{V\theta}{D_c} \right),$$

где μ_0 — коэффициент трения, соответствующий стабильному скольжению со скоростью V_0 ; a , b , D_c — эмпирические константы, θ — переменная состояния, V — скорость скольжения. В стационарном состоянии, когда $\dot{\theta} = 0$, изменение коэффициента трения имеет вид

$$\mu(V) = \mu_0 + (a - b) \ln \left(\frac{V}{V_0} \right). \quad (6)$$

Можно видеть, что величина $(a - b)$ является критическим параметром, определяющим фрикционное поведение. Характерный вид изменения коэффициента трения при изменении скорости скольжения представлен на рис. 4.

При $(a - b) < 0$ горные породы обладают свойством скоростного разупрочнения — с ростом скорости скольжения коэффициент трения становится меньше исходной величины при амплитудах смещения больше критического значения D_c . При $(a - b) > 0$ горные породы обладают свойством скоростного упрочнения — при увеличении скорости скольжения коэффициент трения становится выше исходного значения. Если порода обладает свойством скоростного упрочнения, то разлом является стабильным; скоростное разупрочнение обеспечивает условие для возникновения динамической неустойчивости. Для горных пород наблюдается взаимосвязь между коэффициентом трения μ_0 и величиной фрикционного параметра $(a - b)$ (рис. 4б). Горные породы с низким коэффициентом трения обладают свойством скоростного упрочнения, в то же время для горных пород с высоким коэффициентом трения присуще как скоростное упрочнение, так и скоростное разупрочнение. Фрикционная стабильность горных пород с высоким коэффициентом трения в значительной степени зависит от скорости нагружения, амплитуды сдвига, PT -условий [46, 47].

На рисунке 5 представлена модель изменения свойств разлома с глубиной, которая позволяет объяснить условия формирования различных режимов скольжения и согласуется с геологическими и сейсмологическими наблюдениями [10, 48]. В рамках модели на малых и больших глубинах формируются области скоростного упрочнения. На малых глубинах это обусловлено присутствием разуплотнённого гранулированного материала, на больших — вследствие перехода к пластическому деформированию при высоких температурах. В таких областях разломы являются стабильными и на них реализуется стабильный крип. С глубиной геоматериал консолиди-

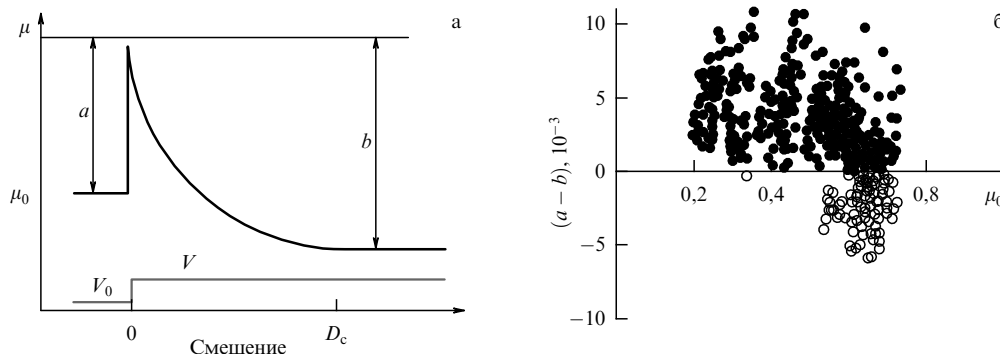


Рис. 4. Фрикционная стабильность горных пород. (а) Изменение коэффициента трения при изменении скорости для горных пород со свойством скоростного разупрочнения (μ_0 , a , b , D_c — параметры Rate&State закона трения). Скорость скольжения резко увеличивается с V_0 до V в момент смещения "0"; (б) зависимость фрикционного параметра $(a - b)$ от коэффициента трения [2].

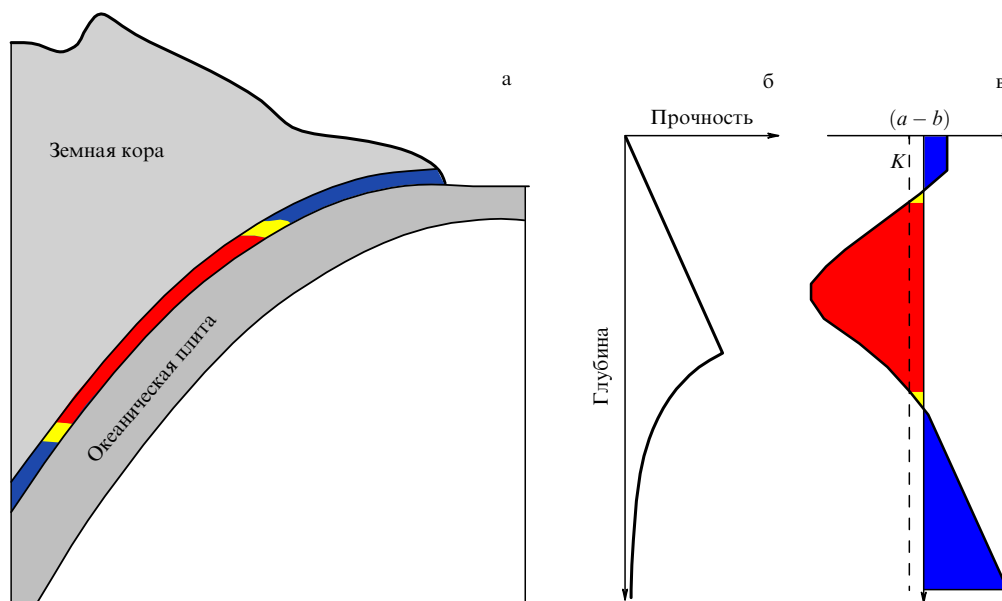


Рис. 5. Изменение фрикционных свойств горных пород, составляющих разлом, с глубиной (красный — область скоростного разупрочнения, жёлтый — условно стабильная область, синий — скоростного упрочнения). (а) Участки локализации различных режимов скольжения на примере зоны субдукции; (б) изменение прочности горных пород с глубиной; (в) изменение фрикционного параметра с глубиной. Штриховая линия соответствует критическому значению реологической жёсткости, при котором разлом является динамически нестабильным.

руется, и горные породы проявляют свойство скоростного разупрочнения, в данной зоне инициируются обычные землетрясения.

Для инициирования землетрясений необходимо, чтобы скорость динамического высвобождения упругой энергии деформации была не меньше удельной энергии распространения разрыва. В условиях фрикционного скольжения вдоль контакта геоблоков это значит, что жёсткость вмещающих геоблоков (K) должна быть ниже реологической жёсткости разлома (κ). В терминах Rate&State закона трения данное условие записывается следующим образом:

$$\frac{\kappa}{K} = \frac{-\sigma(a-b)/D_c}{G/\Lambda} = \frac{-\sigma(a-b)}{G} \frac{\Lambda}{D_c} > 1. \quad (7)$$

В условно стабильных зонах ($0 < \kappa/K < 1$) формирование неустойчивости возможно в условиях динамического возмущения напряжённого состояния [10]. Зонами формирования явлений медленного скольжения являются участки перехода от динамической стабильности к динамической нестабильности. Как показывают численные и лабораторные эксперименты, переход от динамических срывов к стабильному крипу происходит при $1 < \kappa/K < 2$ (рис. 6) [49, 50]. При этом на диаграмме зависимости скорости смещения по разлому от отношения жёсткостей имеется разрыв между областями, характерными для явлений медленного скольжения и обычных землетрясений. Отметим, что описанные выше события, зарегистрированные в районе жёлоба Идзу-Бонин [41], попадают именно в область разрыва диаграммы.

Вообще говоря, межблоковый контакт характеризуется сильной пространственной неоднородностью распределения фрикционных свойств [23, 43, 51] (рис. 7). В плоскости скольжения разлома формируются так называемые контактные пятна, сложенные породами с высоким коэффициентом трения и, вероятно, обладающие

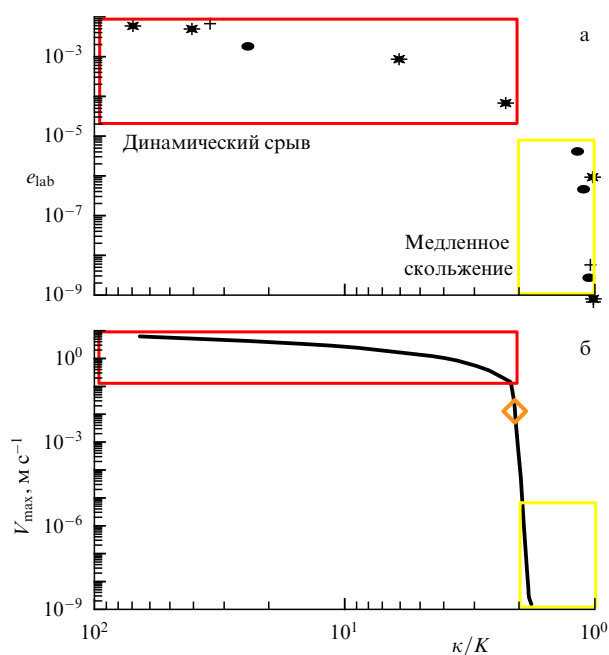


Рис. 6. Вариация параметров различных режимов скольжения в зависимости от величины отношения реологической жёсткости к жёсткости вмещающего массива (κ/K). (а) Изменение приведённой излучённой энергии в лабораторных экспериментах [50]; (б) изменение максимальной скорости смещения по разлому в численных экспериментах [49]. Ромбом отмечены параметры событий, зарегистрированных в жёлобе Идзу-Бонин [41].

свойством скоростного разупрочнения. Контактные пятна разделены динамически стабильными зонами — барьерами, для которых характерны низкие значения коэффициента трения и свойство скоростного упрочнения. Конфигурация контактных пятен и их реологические свойства определяют закономерности реализации скольжения на локальном участке разлома.

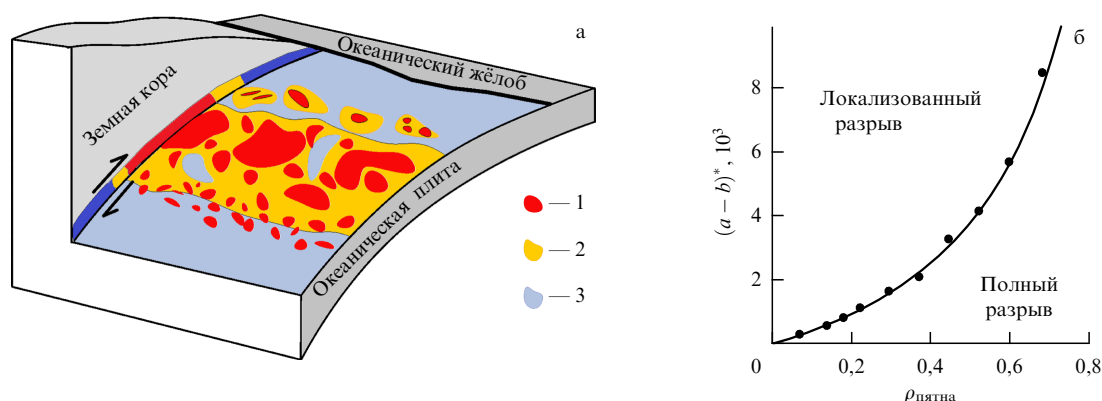


Рис. 7. Распределение фрикционных свойств вдоль межблокового контакта (на примере зоны субдукции). (а) Модель структуры зоны субдукции (1 — контактные пятна, 2 — условно стабильная зона, 3 — динамически стабильная зона). Цвета соответствуют рис. 5; (б) зависимость критической величины фрикционного параметра барьеров $(a-b)^*$, при котором разрыв распространяется вдоль всей плоскости разлома, в зависимости от плотности контактных пятен. Точки — результаты численных экспериментов [52].

Незначительное изменение реологических свойств зон барьеров может привести к радикальному изменению режима скольжения по разлому (рис. 7б) [52]. Если величина фрикционного параметра $(a-b)$ превышает критическое значение, то формируются изолированные разрывы на отдельных контактных пятнах; если же $(a-b)$ ниже критической величины, то разрыв распространяется на всю площадь разлома (межблокового контакта). Стартуя на одном из контактных пятен, разрыв распространяется в обе стороны. В зонах барьеров скорость скольжения резко снижается, опять увеличиваясь на соседних пятнах [53]. Таким образом, сложная пространственная конфигурация контактных пятен и пространственная неоднородность фрикционных свойств межблокового контакта разлома может обуславливать сложную динамику скольжения.

4. Связь медленного скольжения с землетрясениями

4.1. Медленное скольжение после землетрясений

Медленное скольжение также связывают с эволюцией очагов обычных землетрясений. После крупных землетрясений регулярно наблюдается медленное постсейсмическое скольжение. Постсейсмическое скольжение может быть интерпретировано как реакция областей со свойством скоростного упрочнения вокруг разрывов контактных пятен на внезапное изменение напряжения, вызванное землетрясением [54]. Резкий скачок напряжений приводит к почти мгновенному увеличению скорости скольжения в окружающих разрыв условно стабильных областях, инициируя медленное скольжение. Амплитуда постсейсмического смещения U_{aft} зависит от времени по логарифмическому закону [54, 55]:

$$U_{\text{aft}}(t) = V_{\text{seis}} t_{\text{aft}} \ln \left(1 + \frac{t}{t_{\text{aft}}} \right), \quad (8)$$

где V_{seis} — начальная скорость постсейсмического скольжения, t_{aft} — постоянная времени скольжения. Длительность постсейсмического скольжения в зависимости от масштаба землетрясения составляет от нескольких дней до нескольких лет.

При рассмотрении закономерностей локализации афтершоков в плоскости скольжения разлома отчётливо прослеживается, что афтершоки локализуются на границе очага землетрясения, охватывая со временем всё большую площадь [23, 56]. Сопоставление геодезических и сейсмологических данных для крупнейших землетрясений демонстрирует линейную зависимость между амплитудой постсейсмического скольжения и кумулятивным числом афтершоков (рис. 8) [57].

Согласно современным представлениям, очагами афтершоков обычных землетрясений являются разрывы контактных пятен, локализованных вокруг очага главного землетрясения. Разрывы на пятнах меньшего иерархического уровня инициируются квазистатическими и динамическими изменениями напряжённо-деформированного состояния в результате главного толчка. Следовательно, афтершоковая активность (количество афтершоков в единицу времени) будет зависеть от плотности

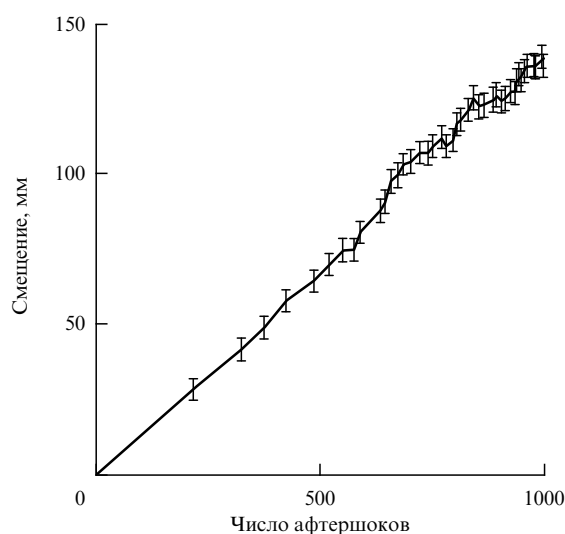


Рис. 8. Сравнение амплитуды постсейсмического скольжения и числа афтершоков после землетрясения $M_w 8,3$, произошедшего 16.09.2015 г. в Иллапеле, Чили [57]. Представлено смещение поверхности по ГНСС данным на станции PFRJ и количество афтершоков, инициированных на участке разлома, расположенного в окрестности станции PFRJ.

распределения контактных пятен. Если предположить, что очаг главного землетрясения представляет собой круговой разрыв [58], то афтершоковая активность, инициируемая постсейсмическим скольжением, может быть записана следующим образом:

$$n(t) = \rho(W_{\text{aft}}(t)) dA = \rho(W_{\text{aft}}(t)) 2\pi W_{\text{aft}}(t) \dot{W}(t), \quad (9)$$

где ρ — плотность контактных пятен, dA — изменение площади зоны постсейсмического скольжения вследствие его распространения, $W(t)$ — расстояние от границы очага до фронта медленного скольжения ($\dot{W}(t) \sim \dot{U}_{\text{aft}}(t)$). На основе анализа взаимного расположения гипотензоров очагов землетрясений в плоскости тектонического контакта [59] можно предположить, что плотность контактных пятен снижается при удалении от границы обратно пропорционально расстоянию ($\rho(W) \sim 1/W$). Тогда афтершоковая активность и кумулятивное количество инициированных афтершоков будет иметь вид

$$n(t) \sim \frac{1}{1 + (t/t_{\text{aft}})},$$

$$N(t) = \int n(t) dt \sim \int \dot{W}(t) dt \sim W(t), \quad (10)$$

что соответствует общеизвестному закону Омори [60] и результатам сопоставления геодезических и сейсмологических данных [57, 61]. Это указывает на то, что одним из физических механизмов афтершоков является разрыв контактных пятен, обусловленный распространением медленного постсейсмического скольжения.

4.2. Медленное скольжение перед сильными землетрясениями

Процесс зарождения землетрясения трудно поддается инструментальным наблюдениям. Большинство разрабатываемых моделей очага землетрясения было основано на представлениях, связанных с образованием и развитием либо отдельной трещины, либо их систем (дилатантно-диффузионная модель [62], модель лавинно-неустойчивого трещинообразования [63], модель консолидации среды [64]). Развитие представлений о структуре разломов и режимах скольжения показало, что землетрясения есть не что иное, как события быстрого фрикционного скольжения, которое опосредуется распространением разрыва и формированием фрикционного контакта на границе блоков горных пород.

С развитием геодезических и сейсмических сетей мониторинга были зафиксированы потенциальные при-

наки краткосрочной активизации скольжения контактных пятен — очагов зарождающихся крупных землетрясений [21, 65, 66]. В работе [67] на основе данных ГНСС наблюдений установлено, что землетрясениям с $M_w > 7$ предшествует стадия медленного скольжения в течение примерно 2 ч перед разрывом. Двухстадийное инициирование разрыва отдельного контактного пятна отчетливо наблюдается в лабораторных экспериментах — медленное постоянное скольжение инициируется при определенном уровне сдвиговых напряжений; по мере того как медленное скольжение приближается к границе контактного пятна, происходит топологический переход, при котором медленное скольжение плавно трансформируется в быстрый разрыв [68–70].

Анализ конфигурации очагов сильных землетрясений показывает, что большинство событий ($\sim 73\%$) развиваются по сценарию с одним контактным пятном. Очаги землетрясений с двумя и более пятнами фиксируются в 27% случаев, при этом встречаются конфигурации как с близко, так и далеко расположенными пятнами [71]. Появление в последние годы крупномасштабных экспериментальных стендов позволяет проводить детальные исследования пространственно-временных закономерностей развития скольжения по модельному разлому с пространственно неоднородной структурой [71–74]. В таких экспериментах модельный разлом представляет собой контакт между поверхностями блоков скальных пород метрового масштаба; и под действием нормального и сдвигового усилий блоки скользят друг относительно друга (рис. 9).

В экспериментах [71] показано, что при формировании на границе разлома нескольких контактных пятен (зон повышенной фрикционной прочности, обладающих свойством скоростного разупрочнения) развитие разрыва происходит по нескольким сценариям, определяемым взаимным расположением контактных пятен. Показано, что при расстояниях между контактными пятнами меньше половины их размера (близко расположенные пятна) на первом этапе формируется локализованный разрыв на одном из пятен и инициируется медленное скольжение, при разрушении второго пятна разрыв охватывает всю площадь разлома и инициируется быстрое скольжение.

Формирование зоны медленного скольжения в окрестности очага готовящегося землетрясения отчетливо прослеживается перед землетрясением $M_w 8,1$, произошедшим 01.04.2014 г. в Икике (Чили) [75]. За 17 дней до главного землетрясения все 13 станций ГНСС мониторинга, расположенные вдоль зоны берега, зафиксиро-

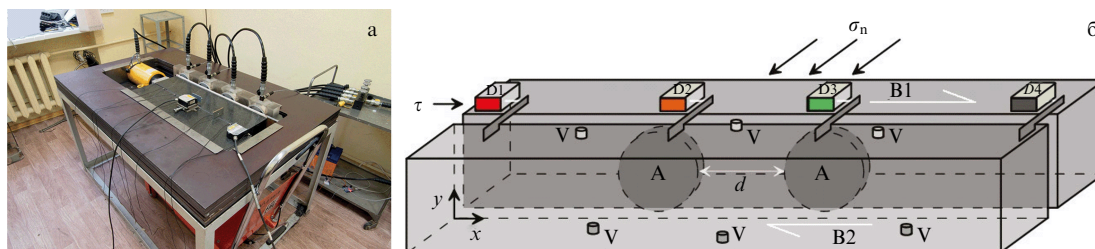


Рис. 9. Экспериментальный стенд RAMA для изучения фрикционного скольжения по модельным разломам с пространственно неоднородной структурой [71]. (а) Общий вид установки; (б) схема установки: B1, B2 — подвижный и неподвижный блоки; A — контактные пятна, характеризующиеся повышенной прочностью и свойством скоростного разупрочнения; d — расстояние между контактными пятнами; D1–D4 — лазерные датчики перемещения, контролирующие относительное смещение блоков; V — датчики акустической эмиссии.

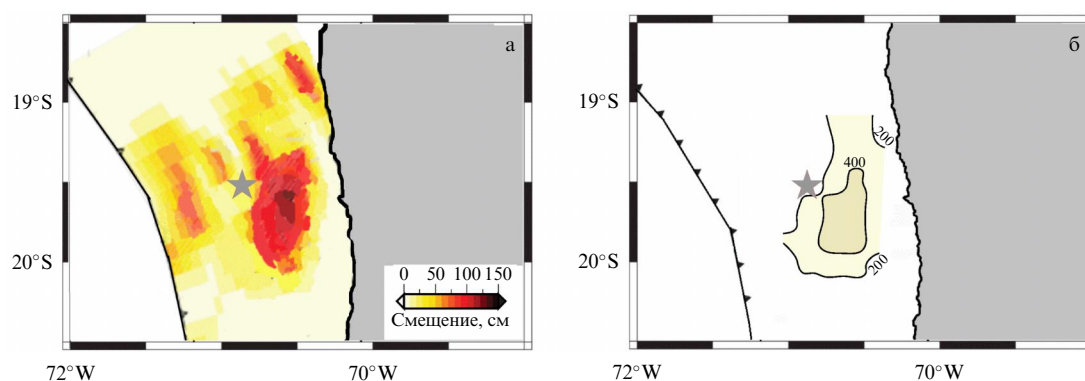


Рис. 10. Поле смещений при землетрясении $M_w 8,1$ в Икике (Чили), произошедшего 01.04.2014 г. Эпицентр землетрясения отмечен звездой [75]. (а) Амплитуда смещения, накопленного при медленном скольжении с 10 по 31 марта 2014 г.; (б) косейсмическое смещение в очаге главного землетрясения. Отмечены изолинии 200 см и 400 см.

вали медленно усиливающееся движение на запад, что не совпадает с обычным межсейсмическим движением на восток. Рассчитанное согласно модели Окада [76] поле смещений медленного скольжения представлено на рис. 10а. Медленное скольжение было локализовано на площади 70 на 20 км, и реализованный сейсмический момент составил $4,4 \times 10^{19}$ Н м⁻¹, что соответствует моментной магнитуде $M_w 7,0$. Главное землетрясение началось с небольшого толчка, эпицентр которого был локализован в северной части вне зоны медленного скольжения. Максимальная скорость изменения сейсмического момента во время разрыва наблюдалась примерно через 30 с после старта, при этом разрыв охватил обширную зону, включая зону медленного скольжения (рис. 10б).

Медленное скольжение перед сильными землетрясениями может являться как неотъемлемой составляющей развития динамического разрыва отдельного контактного пятна, так и независимым событием, обусловленным закономерностями эволюции разлома со сложной конфигурацией контактных пятен. Стоит также отметить случаи сейсмогенно-асейсмического деформационного процесса, когда наблюдается чередование обычных землетрясений и явлений медленного скольжения без четкого выделения главного события [41,77].

5. Заключение

Выполненный обзор демонстрирует, что медленное скольжение является важной составляющей деформационных процессов в зонах тектонических разломов. Для построения достоверной картины таких явлений на различных временных интервалах сейсмического цикла является необходимым проведение непрерывного долгосрочного сейсмического и геодезического мониторингов. При проведении мониторинга должны учитываться геолого-тектонические особенности регионов и изменение гидрогеологического режима. Это позволит получить критически важные сведения для разработки единой модели деформирования тектонических разломов.

Физический механизм, лежащий в основе формирования различных режимов скольжения, предполагает топологический переход от динамических срывов к медленному скольжению в узкой области фазового пространства. Установление геолого-геофизических условий данного топологического перехода будет являться ключевым элементом физической модели очага землетрясения.

В завершение хочется выделить три актуальных направления, где критически важными являются знания о явлениях медленного скольжения:

- медленное скольжение и медленные землетрясения должны учитываться в статистических моделях, используемых для оценки сейсмической опасности;
- модель очага сильного землетрясения, сформированного на разломе с неоднородной пространственной структурой, должна учитывать различные сценарии релаксации напряжений;
- для решения задачи краткосрочного прогноза землетрясений должны быть установлены надёжные сейсмические и геофизические проявления медленного скольжения и его трансформации в динамический разрыв.

Работа выполнена в рамках проекта Российского научного фонда № 22-17-00204 "Геомеханика разломов земной коры — от региональных масштабов до микротрещин".

Список литературы

1. Тихоцкий С А *Вестник РАН* **94** (10) 873 (2024) DOI:10.31857/S0869587324100016
2. Кочарян Г Г *Физика Земли* (4) 3 (2021); Kocharyan G G *Izv. Phys. Solid Earth* **57** 439 (2021)
3. Садовский М А *ДАН СССР* **247** 829 (1979)
4. Кочарян Г Г *Динамические процессы в геосферах* **16** (3) 23 (2024)
5. Keylis-Borok V I, Malinovskaya L N *J. Geophys. Res.* **69** 3019 (1964)
6. Федотов С А, Соломатин А В *Вулканология и сейсмология* (6) 6 (2019); Fedotov S A, Solomatin A V *J. Volcanolog. Seismol.* **13** 349 (2019)
7. Reid H F *The Mechanics of the Earthquake. The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission. Report of State Investigation Commission Vol. 2* (Washington, DC: Carnegie Institute of Washington, 1910)
8. Bridgman P W *J. Geology* **44** 653 (1936)
9. Brace W F, Byerlee J D *Science* **153** 990 (1966)
10. Scholz C H *Nature* **391** 37 (1998)
11. Кочарян Г Г *Геомеханика разломов* (М.: ГЕОС, 2016)
12. Касахара К *Механика землетрясений* (М.: Мир, 1985); Пер. с англ. яз.: Kasahara K *Earthquake Mechanics* (Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1981)
13. Kanamori H, Hauksson E *Bull. Seismolog. Soc. Am.* **82** 2087 (1992) DOI:10.1785/BSSA0820052087
14. Dragert H, Wang K, James T S *Science* **292** 1525 (2001)
15. Кочарян Г Г и др. *Геодинамика и тектонофизика* **5** (4) 863 (2014) DOI:10.5800/GT-2014-5-4-0160
16. Peng Z, Gomberg J *Nature Geosci.* **3** 599 (2010)
17. Schwartz S Y, Rokosky J M *Rev. Geophys.* **45** RG3004 (2007) DOI:10.1029/2006RG000208

18. Shelly D R, Beroza G C, Ide S *Nature* **446** 305 (2007)
19. Ide S et al. *Geophys. Res. Lett.* **35** L10305 (2008) DOI:10.1029/2008GL034014
20. Radiguet M et al. *Nature Geosci.* **9** 829 (2016)
21. Wang K et al. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **129** e2023JB027209 (2024) DOI:10.1029/2023JB027209
22. Rolandone F et al. *Sci. Adv.* **4** eaao6596 (2018)
23. Остапчук А А Доклады РАН. Науки о Земле **523** 298 (2025); Ostapchuk A A *Dokl. Earth Sci.* **523** 31 (2025) DOI:10.1134/S1028334X25605899
24. Lohman R B, McGuire J J *J. Geophys. Res.* **112** B04405 (2007) DOI:10.1029/2006JB004596
25. Wiens D A et al. *Nature* **453** 770 (2008)
26. Psakhie S G et al. *Tribology Int.* **40** 995 (2007)
27. Aki K *J. Geophys. Res.* **72** 1217 (1967)
28. Hanks T C, Kanamori H *J. Geophys. Res.* **84** (B5) 2348 (1979)
29. Wei X et al. *Geophys. Res. Lett.* **51** e2023GL107988 (2024) DOI:10.1029/2023GL107988
30. Ide S, Yabe S *Pure Appl. Geophys.* **176** 1021 (2019)
31. Beroza G C, Ide S *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **39** 271 (2011)
32. Nishikawa T, Ide S, Nishimura T *Prog. Earth Planet. Sci.* **10** 1 (2023)
33. Wallace L M et al. *J. Geophys. Res.* **117** B11402 (2012) DOI:10.1029/2012JB009489
34. Ide S, Beroza G C *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **120** e2222102120 (2023) DOI:10.1073/pnas.2222102120
35. Frank W B et al. *Sci. Adv.* **2** e1501616 (2016)
36. Zaliapin I et al. *Phys. Rev. Lett.* **101** 018501 (2008)
37. Edgington J R, Saffer D M, Williams C A *Science* **388** 1396 (2025)
38. Michel S, Gualandi A, Avouac J-P *Nature* **574** 522 (2019)
39. Bletery Q et al. *Earth Planet. Sci. Lett.* **463** 212 (2017)
40. Sugioka H et al. *Nature Geosci.* **5** 414 (2012)
41. Fukao Y et al. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **126** e2021JB022132 (2021) DOI:10.1029/2021JB022132
42. Byerlee J *Pure Appl. Geophys.* **116** 615 (1978)
43. Collettini C et al. *Earth Planet. Sci. Lett.* **519** 245 (2019)
44. Dieterich J H *J. Geophys. Res.* **84** (B5) 2161 (1979)
45. Rice J R, Ruina A L *J. Appl. Mech.* **50** 343 (1983)
46. Collettini C et al. *Nature* **462** 907 (2009)
47. Verberne B A et al. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **120** 8169 (2015)
48. Obara K, Kato A *Science* **353** 253 (2016)
49. Barbot S *Tectonophysics* **768** 228171 (2019)
50. Kocharyan G G et al. *Geophys. J. Int.* **208** (1) 521 (2017)
51. Fagereng A, Beall A *Philos. Trans. R. Soc. A* **379** 20190421 (2021)
52. Dublanchet P, Bernard P, Favreau P *J. Geophys. Res. Solid Earth* **118** 2225 (2013)
53. Kocharyan G G, Ostapchuk A A, Pavlov D V, in *Multiscale Biomechanics and Tribology of Inorganic and Organic Systems. In memory of Professor Sergey Psakhie* (Springer Tracts in Mechanical Engineering, Eds G-P Ostermeyer et al.) (Cham: Springer, 2021) p. 323, DOI:10.1007/978-3-030-60124-9_15
54. Perfettini H, Avouac J-P *J. Geophys. Res.* **109** B02304 (2004) DOI:10.1029/2003JB002488
55. Кочарян Г Г, Кулюкин А А, Павлов Д В Геология и геофизика **47** (5) 669 (2006); Kocharyan G G, Kulyukin A A, Pavlov D V *Russ. Geology Geophys.* **47** 669 (2006)
56. Chalumeau C et al. *Nature* **628** 558 (2024)
57. Frank W B, Poli P, Perfettini H *Geophys. Res. Lett.* **44** 5374 (2017)
58. Brune J N *J. Geophys. Res.* **75** 4997 (1970)
59. Кочарян Г Г, Остапчук А А Физическая мезомеханика **25** (5) 94 (2022); Kocharyan G G, Ostapchuk A A *Phys. Mesomech.* **26** 82 (2023)
60. Omori F *J. College Sci. Imperial Univ. Tokyo* **7** 111 (1894)
61. Perfettini H, Avouac J-P, Ruegg J-C *J. Geophys. Res.* **110** B09404 (2005) DOI:10.1029/2004JB003522
62. Scholz C H et al. *Science* **181** 803 (1973)
63. Мячкин В И и др., в кн. Физика очага землетрясения (Труды Института физики Земли им. О Ю Шмидта, Отв. ред. М А Садовский) (М.: Наука, 1975) с. 6
64. Добровольский И П Теория подготовки тектонического землетрясения (М.: Ин-т физики Земли им. О Ю Шмидта, 1991)
65. Trugman D T, Ross Z E *Geophys. Res. Lett.* **46** 8772 (2019)
66. Martínez-Garzón P, Poli P *Commun. Earth Environ.* **5** 120 (2024)
67. Bletery Q, Nocquet J-M *Science* **381** 297 (2023)
68. Latour S et al. *Geophys. Res. Lett.* **40** 5064 (2013)
69. Yamashita F et al. *Tectonophysics* **733** 193 (2018)
70. Gvirtzman S et al. *Nature* **637** 369 (2025)
71. Кочарян Г Г и др. Физика Земли (4) 199 (2025); Kocharyan G G et al. *Izv. Phys. Solid Earth* **61** 691 (2025)
72. Mastella G et al. *J. Geophys. Res. Solid Earth* **127** e2021JB022789 (2022) DOI:10.1029/2021JB022789
73. Гридин Г А и др. Физика Земли (3) 139 (2023); Gridin G A et al. *Izv. Phys. Solid Earth* **59** 460 (2023)
74. Yamashita F et al. *Tectonophysics* **733** 193 (2018)
75. Ruiz S et al. *Science* **345** 1165 (2014)
76. Okada Y *Bull. Seismolog. Soc. Am.* **75** 1135 (1985)
77. Villegas-Lanza J C et al. *Nature Geosci.* **9** 150 (2016)

Slow slip on tectonic faults

A.A. Ostapchuk

⁽¹⁾ *Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Leninskii prosp. 38, korp. 1, 119334 Moscow, Russian Federation*

⁽²⁾ *Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Institutskii per. 9, 141701 Dolgoprudnyi, Moscow region, Russian Federation*
E-mail: ostapchuk.aa@idg.ras.ru

Slow slip is one of the mechanisms of relaxation of tectonic stresses in the Earth's crust. It has been recorded in seismically active zones over the Earth, and it is accompanied by low-frequency and very low-frequency earthquakes. The paper presents modern concept about the physics of slow slip and examines the spatiotemporal linking slow slip and ordinary earthquakes. The discovery of slow slip phenomenon has revolutionized our understanding of the physics of deformation processes occurring in the Earth's crust and motivates us to develop a two-stage model of earthquake nucleation–initiation at the first stage of slow slip, which at the second stage transforms into rapid rupture.

Keywords: tectonic fault, slow earthquakes, asperity, frictional stability

PACS number: 91.30.Px

Bibliography — 77 references

Uspekhi Fizicheskikh Nauk **196** (2) 173–181 (2026)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNr.2025.11.040061>

Received 14 July 2025, revised 6 November 2025

Physics – Uspekhi **69** (2) (2026)

DOI: <https://doi.org/10.3367/UFNe.2025.11.040061>