GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

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

2014 VOLUME 5 ISSUE 4 PAGES 863–891 ISSN 2078-502X

http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0160

SLOW SLIP EVENTS: PARAMETERS, CONDITIONS OF OCCURRENCE, AND FUTURE RESEARCH PROSPECTS

G. G. Kocharyan[1, 2], S. B. Kishkina[1], V. A. Novikov[3], A. A. Ostapchuk[1]

[1] *Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia*
[2] *Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russia*
[3] *Joint Institute for High Temperatures RAS, Moscow, Russia*

Abstract: Slow slip events along faults and fractures are reviewed. Such inter-block displacements can be recorded at various scale levels and considered as transitional from quasi-stable (creep) to dynamic slip (earthquake). Such events include seismogenic slip along faults at velocities by one to three orders lower than those in case of 'normal' earthquakes, as well as aseismic slip cases. Discovering such events facilitates better understanding of how energy accumulated during deformation of the crust is released.

Studying conditions and the evolution of transitional regimes can provide new important information on the structure and regularities of deformation in fault zones.

Data from latest publications by different authors are consolidated, and the data analysis results are presented. Over 170 slow slip events are reviewed. Based on the consolidated data and modelling results obtained by the authors, relationships between parameters of the reviewed process are established, scale relations between the events are considered, and a first-approximation analysis is conducted for impacts of geomaterial characteristics on various deformation regimes.

Low-frequency earthquake foci and slow slip sites are most typically located in zones of transition from stable creep areas to seismogenic segments of the discontinuity (Fig. 3) It can be logically supposed that in such transitional zones, the interface has specific frictional properties providing for a regime that can be termed as 'conditionally stable slip'.

The duration of slow deformation events is roughly proportional to the released seismic moment, while such a ratio is close to self-similarity in case of 'normal' earthquakes (Fig. 4). In case of slow slip, an area of the displaced section is larger by many factors than the corresponding value for an earthquake with the same seismic moment, while an average displacement amplitude along the fault is significantly smaller (Figures 5 and 6). Velocities of slip propagation along the fault strike are variable from a few hundred metres to 20–30 km/day. Slip velocities tend to decrease with scale (Fig. 7).

Various slip modes were realized in laboratory experiments with slider model. Main specific features of slow slip along faults were simulated in the laboratory conditions. Possibilities for implementation of different deformation regimes were mainly determined by structure of simulated fault gouge. At equal Coulombic strength, small variations of structural characteristics, such as granulometric composition, grain shape, presence of fluid and its viscosity, may critically impact the deformation mode (Fig. 12).

As evidenced by the data consolidated and analysed in this article, conditionally stable regimes of deformation of crustal discontinuities are a common phenomenon. Studies of such transitional deformation regimes seem promising for establishment of regularities in generation and evolution of dynamic events, such earthquakes, tectonic rock bursts, and slope events.

Key words: fault, earthquake, tectonic rock bursts, post-seismic deformation, slow slip.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: *Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A.* 2014. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 863–891. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0160.

Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований

Г. Г. Кочарян[1, 2], С. Б. Кишкина[1], В. А. Новиков[3], А. А. Остапчук[1]

[1] *Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия*
[2] *Московский физико-технический институт, Москва, Россия*
[3] *Объединенный институт высоких температур РАН, Москва, Россия*

Аннотация: В статье рассматриваются явления медленного скольжения по разломам и трещинам. Эти режимы межблоковых перемещений, которые регистрируются на разном масштабном уровне, можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению). К ним относятся сейсмогенные явления скольжения по разломам со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения. Открытие этих явлений в значительной степени изменяет понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры.

Изучение условий возникновения и эволюции переходных режимов может дать новую важную информацию о структуре и закономерностях деформирования разломных зон.

В работе выполнен анализ данных, приведенных в работах различных авторов за последние годы. Рассмотрено свыше 170 явлений медленного скольжения. Их обобщение и результаты собственных модельных экспериментов позволили авторам установить связь между некоторыми параметрами процесса, рассмотреть масштабные соотношения событий, проанализировать в первом приближении влияние характеристик геоматериала на реализацию того или иного режима деформирования.

Очаги низкочастотных землетрясений и участки медленного скольжения чаще всего локализуются в зонах, переходных между участками стабильного крипа и сейсмогенными частями границы раздела (рис. 3). Естественно предположить, что в этих переходных зонах интерфейс обладает особыми фрикционными свойствами, позволяющими реализовать режим, который можно назвать условно-стабильным скольжением.

Длительность медленных деформационных событий примерно пропорциональна реализованному сейсмическому моменту, в то время как для «нормальных» землетрясений наблюдается соотношение, близкое к закону самоподобия (рис. 4). Площадь сдвигаемой области при явлениях медленного скольжения обычно многократно превышает соответствующую величину для землетрясения с тем же сейсмическим моментом, а средняя амплитуда смещения по разрыву оказывается значительно ниже (рис. 5, рис. 6). Скорость распространения подвижки в направлении простирания разлома изменяется от нескольких сотен метров до 20–30 км/сут. При этом наблюдается тенденция снижения этой величины с масштабом (рис. 7).

В проведенных лабораторных экспериментах разные режимы скольжения были реализованы на установке типа «слайдер»-модели. В опытах на качественном уровне удалось воспроизвести основные особенности, характерные для медленных перемещений по разломам. Возможность реализации того или иного режима деформирования определялась, прежде всего, структурными свойствами материала-заполнителя. При близких значениях кулоновской прочности небольшие вариации структурных характеристик (гранулометрический состав, форма зерен, наличие флюида и его вязкость) могут радикально сказываться на режиме деформирования (рис. 12).

Сведения, собранные и проанализированные в настоящей статье, позволяют заключить, что условно-стабильные режимы деформирования границ раздела в земной коре – распространенное явление. Исследования переходных деформационных режимов перспективны для установления закономерностей зарождения и эволюции динамических событий – землетрясений, горно-тектонических ударов, склоновых явлений.

Ключевые слова: разлом, землетрясение, горно-тектоничекий удар, постсейсмические деформации, медленное скольжение.

1. Введение

Концептуально механика развития разрыва при землетрясении стала понятна уже в начале XX столетия, после предложенной Г. Рейдом схемы упругой отдачи, согласно которой землетрясения возникают вследствие постепенного нарастания напряжений, в конечном итоге превышающих определенный пороговый уровень критической локальной прочности горных пород, что и приводит к образованию разрыва и относительному смещению его бортов. Принятая на сегодняшний день глобальная схема разломообразования и сейсмичности сводится к тому, что стабильное относительное движение тектонических плит является источником дополнительных напряжений, которые высвобождаются как при проскальзывании вдоль разломов, являющихся границами плит, так и вдоль более мелких разрывов, расположенных во внутриконтинентальных областях [*Sherman et al., 1991, 1992, 1994; Sherman, 2012; Seminsky, 2014;* и др.].

Практически с самого начала инструментальных наблюдений за деформациями земной поверхности стало ясно, что релаксация избыточных напряжений, накапливаемых в тектонически активных регионах,

происходит не только путем динамического разрушения участков земной коры, но и через непрерывное асейсмическое скольжение (крип) по разломам. Землетрясения интерпретировались как квазихрупкое разрушение горной породы, а крип – как пластическая деформация.

По мере накопления фактического материала и совершенствования средств измерений стали обнаруживаться качественные и количественные различия между сейсмическими событиями одного и того же масштаба. Так, например, оказалось, что сейсмическая энергия, излучаемая землетрясениями с одним и тем же сейсмическим моментом, может различаться на несколько порядков [*Kocharyan, 2014*]. Отсюда появились термины «вялые» и «жесткие» землетрясения [*Shebalin, 1997*], которые, впрочем, не получили широкого распространения.

Высокочувствительные деформографы и наклономеры периодически регистрировали перемещения и деформации со скоростями на несколько порядков выше фоновых, но значительно более медленные по сравнению со скоростью распространения разрыва при «обычном» землетрясении, однако низкая плотность расположения таких приборов не позволила выполнить обобщение получаемых результатов, тем более что внимание исследователей концентрировалось преимущественно на постсейсмических и предсейсмических деформациях.

Ситуация качественно изменилась, когда начали функционировать в непрерывном режиме плотные сети датчиков GPS [*Savage, Yu, 2007; Savage et al., 2007; Nettles, Ekstrom, 2004*] и широкополосных высокочувствительных сейсмических станций. В результате за последние 20–25 лет были открыты и классифицированы режимы перемещений по разломам и трещинам, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению). К таким режимам относятся сейсмогенные явления скольжения по разломам, трещинам, границам раздела со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения. В первой группе явлений излучаются низкочастотные колебания довольно малой амплитуды. Во второй сейсмическое излучение не регистрируется, однако скорость перемещения значительно превышает величины, характерные для асейсмического крипа. В российской литературе такие процессы иногда называют «суперинтенсивными геодеформациями» [*Kuzmin, 1996*].

Открытие этих явлений в значительной степени изменяет понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры. При этом медленные движения по разломам воспринимаются уже не как особый вид деформаций, а как единый ряд режимов скольжения от крипа до землетрясения [*Peng, Gomberg, 2010*].

Изучение условий возникновения и эволюции переходных режимов может дать новую важную информацию о структуре и закономерностях скольжения разломов. В силу этого исследование «необычных» движений по разломам стало одним из ведущих направлений. Обнаружение явления эпизодического тремора, сопровождаемого скольжением во многих субдукционных зонах, признается одним из наиболее крупных достижений геофизики за последнее десятилетие [*Lay, 2009*].

Между тем до сих пор остается неясным, какие макроскопические параметры разломов или какие их характеристики на микро- и мезоуровне являются ответственными за реализацию того или иного деформационного режима. Исследование условий возникновения и эволюции переходных режимов деформирования нарушений сплошности представляет большой интерес для исследователей в области сейсмотектоники и горных наук. Построение модели этих событий может оказаться крайне полезным при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород.

В России систематические исследования рассматриваемых явлений почти не проводились. Можно отметить известные работы Ю.О. Кузьмина [*Kuzmin, 1996, 2009, 2014*], а также сейсмологические наблюдения прежних лет (Ю.В. Ризниченко, Т.Г. Раутиан, Н.В. Шебалин, А.А. Маловичко и др.), в которых отмечалось проявление «мягких» и «жестких» очагов событий при регистрации естественной и индуцированной сейсмичности [*Riznichenko, 1974; Shebalin, 1997; Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010; и др.*].

В этой связи мы сочли уместным выполнить краткий обзор современных данных о «необычных» движениях по нарушениям сплошности земной коры и проанализировать имеющиеся сведения, основываясь, в том числе, на опыте лабораторного эксперимента.

2. От крипа до землетрясения – виды реализации энергии, запасенной в процессе деформирования земной коры

Как отмечалось выше, развитие системы высокоточных GPS-наблюдений и создание сетей высокочувствительных широкополосных сейсмометров позволили обнаружить целый ряд новых деформационных явлений, ассоциированных с нарушениями сплошности земной коры – зонами субдукции [*Dragert et al., 2001; и др.*], континентальными разломными зонами [*Linde et al., 1996; и др.*], тектоническими трещинами [*Psakhie et al., 2007; и др.*], трещинами в крупных массивах льда [*Ekström et al., 2003; и др.*] и даже микротрещинами в коллекторах углеводородов [*Das, Zoback, 2013; и др.*].

При динамических срывах несколько процентов энергии деформации излучается в виде упругих волн. Этого оказывается достаточно для сильнейших макроскопических проявлений крупных землетрясений. При некоторых условиях скольжение может не достигать динамических скоростей, но низкоамплитудные, низкочастотные сейсмические волны все еще излучаются. Спектр колебаний при таких событиях обеднен высокими частотами, что отражает бóльшую длительность скольжения в очаге, чем следует из стандартных соотношений. В ряде случаев скорость подвижки по разлому оказывается настолько низкой, что сейсмические волны, регистрируемые приборами, не излучаются вовсе. Тем не менее скорость скольжения во время этих деформационных явлений значительно превышает типичные значения скорости асейсмического крипа по разломам (на несколько см/год).

По мере обнаружения новых типов деформационных явлений, в зависимости от их особенностей, они получали разные названия: тихие землетрясения (silent earthquakes); эпизодический тремор и скольжение (Episodic Tremor&Slip (ETS)); эпизодический крип (Episodic Creep Events), эпизоды медленного скольжения (Slow Slip Events) (SSE); низкочастотные землетрясения (Low-Frequency Earthquakes (LFE)); очень низкочастотные землетрясения (Very Low-Frequency earthquakes (VLFE) [*Peng, Gomberg, 2010; Sekine et al., 2010; Wei et al., 2013; и др.*].

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

$$M_0 = \mu \cdot \Delta U \cdot S \qquad (1)$$

или моментной магнитудой, связанной с сейсмическим моментом известным соотношением [*Hanks, Kanamori, 1979*]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1). \qquad (2)$$

В уравнении (1) μ – модуль сдвига породы в очаге, S – площадь разрыва, ΔU – относительное смещение берегов. Хотя смещение берегов разлома ΔU является, вообще говоря, сложной функцией пространства и времени, чаще всего используется величина среднего перемещения вдоль разломной плоскости. Величина скалярного сейсмического момента не зависит от деталей развития процесса в очаге, поскольку определяется асимптотикой спектра смещений в области низких частот.

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

$$V_r = \frac{\lambda}{t_c}, \qquad (3)$$

где λ – характерная длина разрыва, а t_c – длительность подвижки.

Наблюдения, проведенные в последние несколько лет, позволили подразделить деформационные события на несколько групп [*Peng, Gomberg, 2010*].

Первая группа – «нормальные» землетрясения, параметры которых в целом соответствуют представлениям об излучении при динамических разрывах. Скорость распространения разрыва при таких событиях составляет обычно величину V_r~1.5–3.0 км/с, а отношение величины излученной сейсмической энергии E_s и сейсмического момента M_0 варьируется в диапазоне E_s/M_0~10^{-6}–10^{-3} при средней величине ~$2\cdot10^{-5}$. Отметим, что величина E_s/M_0 для землетрясений со сдвиговым механизмом в среднем в несколько раз выше, чем для сбросов и надвигов. Максимальная скорость смещения берегов разлома при «нормальных» землетрясениях достигает величин u_m~5 м/с.

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

Вторая группа, так называемые низкочастотные землетрясения (Low Frequency Earthquake, LFE), – события, для которых скорость подвижки значительно ниже (V_r~50–1000 м/с), чем для «нормальных» землетрясений, а длительность подвижки для события с тем же сейсмическим моментом примерно на порядок выше. Характерное для таких событий соотношение между энергией и моментом E_s/M_0~$5\cdot10^{-8}$–$5\cdot10^{-7}$. Скорость смещения в окрестности разлома достигает величин u_m~0.01–0.10 м/с. Для низкочастотных землетрясений характерно более плавное, чем при нормальных землетрясениях, нарастание со временем функции $M_0(t)$.

Вероятно, впервые подобное событие было детально описано в работе [*Kanamori, Hauksson, 1992*], в которой рассматривается необычное землетрясение с магнитудой M_L=3.5, произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991 г., во время проведения работ по гидроразрыву пласта на нефтяном месторождении. Зарегистрированные Южно-Калифорнийской сейсмической сетью, а также трехкомпонентным широкополосным сейсмографом станции TERRAscope колебания были аномально низкочастотны и длились свыше 100 с. Событие произошло на глубине 135–280 м, что было установлено по макропроявлениям (S-образное искривление обсадных колонн в пяти скважинах). В ряде случаев медленное событие с доминирующими низкими частотами непосредственно предшествовало «нормальному» землетрясению [*Jordan, 1991*], представляя своего рода

преслип, неоднократно наблюдавшийся в лабораторных экспериментах.

К следующей группе относят очень низкочастотные землетрясения (Very Low Frequency Earthquake, VLFE). Даже небольшие такие события с сейсмическим моментом M_0~10^{14}–10^{15} Н·м имеют длительность в очаге десятки секунд, скорость разрыва *Vr*~10–100 м/с, а отношение E_s/M_0~10^{-9}–10^{-7}. Подобные VLF события наблюдались в Японии, Канаде, Центральной Калифорнии, Мексике и др. Заметим, что в отличие от «нормальных» событий, амплитуда сейсмического сигнала, излучаемого при низкочастотных землетрясениях, практически не растет с масштабом [*Gao et al., 2012*].

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

Деформационные события, которые имеют настолько малые скорости скольжения по разлому, что сейсмическое излучение не регистрируется существующими инструментами, принято называть явлениями медленного скольжения. Первые систематические исследования асейсмического скольжения на некоторых участках разломной зоны Сан-Андреас были проведены в 50-е годы прошлого столетия [*Steinbrugge, Zacher, 1960*]. Хотя подразумевалось, что в этих зонах происходит скольжение с постоянной скоростью, уже первые инструментальные наблюдения продемонстрировали на некоторых участках разлома очевидную нестационарность процесса. Установленные крипметры отчетливо регистрировали на некоторых участках разлома этапы ускорения и замедления скольжения с характерными значениями от нескольких часов до нескольких недель [*Tocher, 1960*]. Более современные наблюдения позволили установить участки разломов Калифорнии, для которых характерно стабильное скольжение с постоянной скоростью (крип), и участки, на которых периодически происходят явления медленного скольжения. Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас показаны на рис. 1. Подчеркнем, что тип деформации, характерный для данного участка, сохраняется как в межсейсмический период, при низких скоростях смещения, так и в постсейсмический период, когда скорости деформации существенно возрастают [*Wei et al., 2013*].

Первые сообщения, в которых явления асейсмического скольжения были интерпретированы как «медленные землетрясения», появились после наблюдений на полуострове Изу в Японии [*Sacks et al., 1978*]. Однако впервые эпизод медленного скольжения как самостоятельное событие, имеющее начало и конец, был описан в работе [*Linde et al., 1996*]. Авторы представили описание зарегистрированного деформационного события длительностью около недели, назвали это событие медленным землетрясением (Slow Earthquake) и предложили количественно характеризовать подобные события, как и обычные землетрясения, при помощи сейсмического момента [*Linde et al., 1996*]. Современные GPS-технологии позволили собрать значительное количество сведений о подобных событиях.

В сейсмически активных регионах можно выделить несколько типов медленного скольжения в зависимости от их расположения на оси времени относительно крупного землетрясения.

Медленное постсейсмическое скольжение, наблюдаемое после некоторых крупных и средних землетрясений, обладает рядом отличительных черт. Плоскость локализации перемещений чаще всего совпадает с направлением косейсмических смещений. Кумулятивная амплитуда составляет, как правило, десятки процентов величины косейсмической подвижки, а в некоторых случаях даже превышает последнюю, достигая величины в несколько метров. Длительность постсейсмического скольжения, в зависимости от масштаба землетрясения, составляет от первых дней до 20–30 месяцев, причем зависимость перемещения от времени описывается логарифмическим законом [*Kocharyan et al., 2006*]:

$$W_{(t)} = V_0\tau \cdot \ln\left(1 + \frac{t}{\tau}\right), \quad (4)$$

где V_0 – скорость смещения в начале постсейсмической фазы, τ – характерное время процесса, определяемое жесткостью разломной зоны и напряженным состоянием. Пример постсейсмического слипа показан на рис. 2.

При недостаточно длительных наблюдениях постсейсмическое скольжение по разлому зачастую трудно отличить от вязкоупругой релаксации при которой деформации локализутся значительно глубже – в нижней коре и верхней мантии. В последнем случае перемещения описываются экспоненциальным законом [*Kocharyan et al., 2006*]:

$$W_{(t)} = V_0\tau\left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right). \quad (5)$$

Хотя асимптотика соотношений (4) и (5) совершенно различна, при малых временах эти выражения близки.

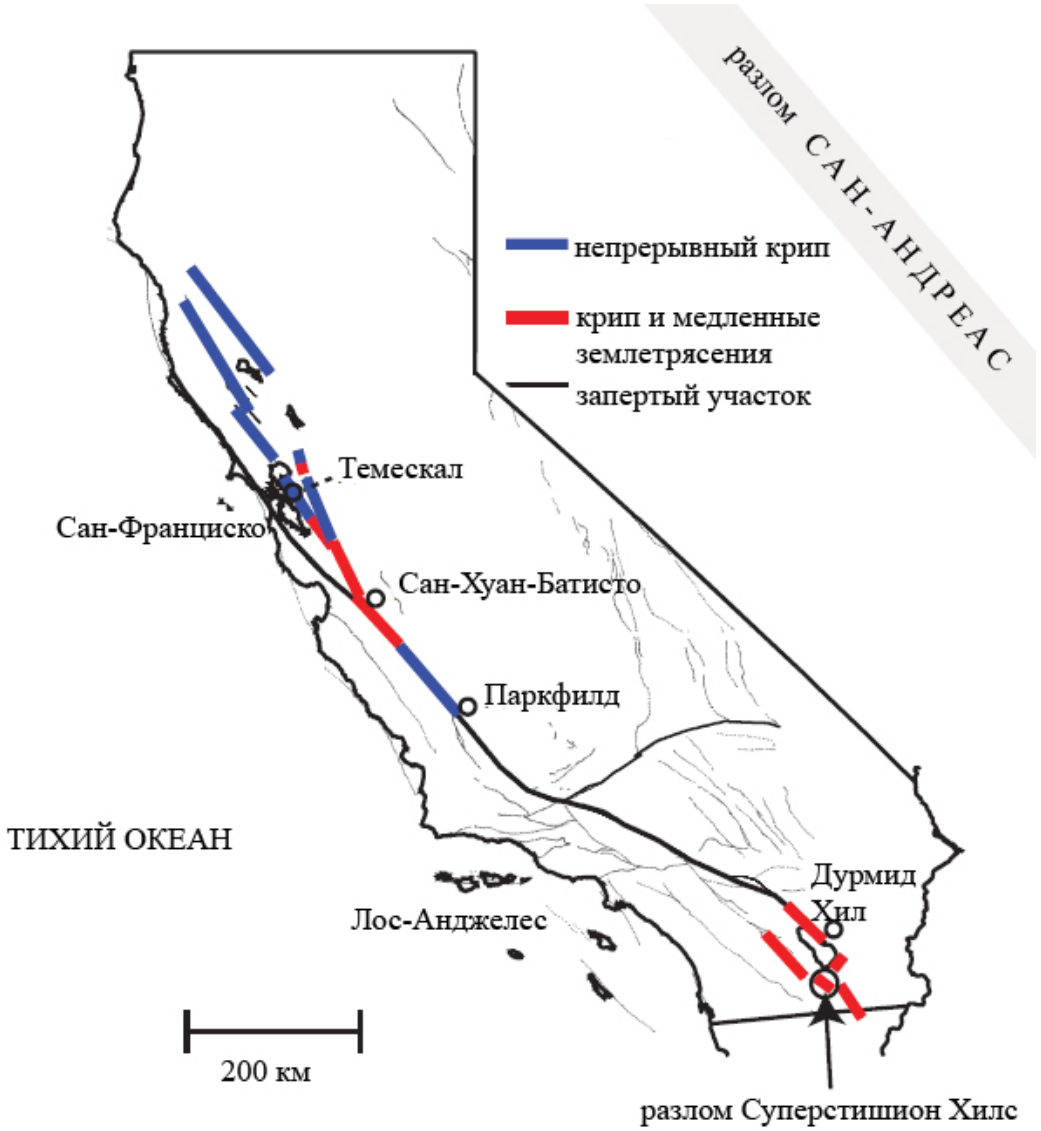


Рис. 1. Участки с различными типами деформации в системе разломов Сан-Андреас по данным [*Wei et al., 2013*].

Fig. 1. San-Andreas fault system. Sites with deformations of various types according to data from [*Wei et al., 2013*].

В некоторых случаях непосредственно перед крупными землетрясениями наблюдается медленное асейсмическое скольжение, которое длится от нескольких минут до нескольких лет. Хотя в лабораторных экспериментах предварительное скольжение наблюдается достаточно часто, в натурных условиях надежно зарегистрировано всего лишь около десятка таких событий [*Roeloffs, 2006*], что объясняется, скорее всего, недостаточной чувствительностью измерений.

Существенное внимание в настоящее время уделяется SSE, происходящим в межсейсмический период вне явной связи с крупными землетрясениями. Широкие исследования этого явления развернуты в субдукционной зоне Cascadia у западного побережья Северной Америки. В работе [*Dragert et al., 2001*] описано произошедшее в этом регионе событие медленного скольжения с амплитудой сдвига около 2–3 см, достигнутой в течение нескольких недель. Авторы оценили моментную магнитуду этого события M_w~6.7. При этом последнее крупное землетрясение произошло в этой зоне около 300 лет назад. За период с 1997 по 2009 г. здесь было зарегистрировано свыше 50 событий, относящихся к категории SSE, 20 из которых имели моментные магнитуды M_w>5.9 [*Miller et al., 2002; Brudzinski, Allen, 2007; Aguiar et al., 2009; Schmidt, Gao, 2010; Gao et al., 2012*]. Продолжительность эпизодов медленного скольжения в Cascadia составляет от 10 дней до нескольких недель, а перемещения довольно малы ~1–3 см. В среднем скольжение здесь происходит со скоростью ~4 см/год; но на самом деле движение замирает на 11–15 мес., а затем в течение нескольких недель происходит интенсивная подвижка, причем этот процесс близок к периодическому: лишь около 10 % событий не вписываются в ука-

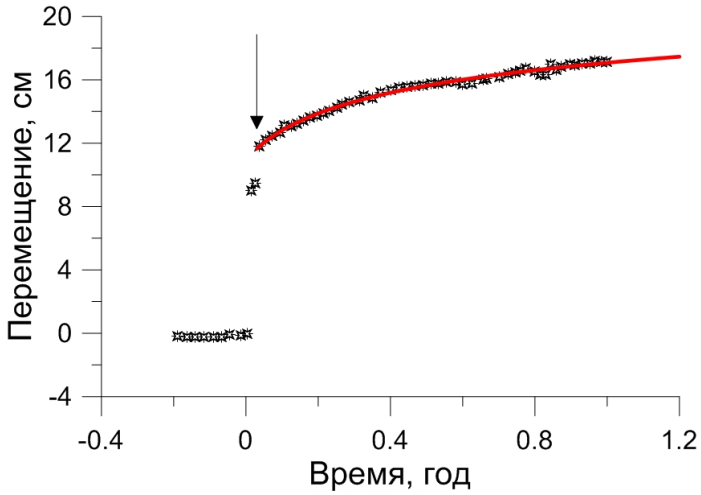


Рис. 2. Результаты обработки параметров постсейсмических перемещений при землетрясении Sanriku-Haruka-Oki 28.12.1994 г.

Звездочки – результаты измерений [*Heki et al., 1997*], аппроксимация данных уравнением (4) после момента сильнейшего афтершока M=6.9 (указан стрелкой).

Fig. 2. Parameters processing results for post-seismic displacements due to Sanriku-Haruka-Oki earthquake of 28 December 1994.

Stars show measurement results [*Heki et al., 1997*]; data are approximated by equation (4) after the strongest aftershock of M=6.9 (arrow).

занную периодичность [*Vidale, Houston, 2012*].

На юго-западе Японии с 2001 по 2008 г. с помощью высокоточных наклономерных наблюдений было обнаружено свыше 50 медленных событий, происходящих квазипериодически, с моментными магнитудами от 5.4 до 6.2. Амплитуда перемещения при каждом таком событии составляла от 0.5 до 3.5 см [*Hirose et al., 1999; Ando et al., 2012; Ohta, Ide, 2011; Sekine et al., 2010; Ito et al., 2013; Uchida, Matsuzawa, 2013*] при длительности от нескольких суток до нескольких десятков суток.

Несмотря на относительно небольшие перемещения, при SSE набирается значительный сейсмический момент за счет большой площади разлома, на которой происходит подвижка, – 10^3–10^4 км^2. Результаты измерений показывают, что посредством медленных движений реализуется значительная часть энергии, накопленной в процессе деформирования. Так, в Новой Зеландии, где через SSE реализуется около 40 % сейсмического момента [*Little, 2013*], фиксируются медленные перемещения с продолжительностью от нескольких месяцев до года и моментной магнитудой вплоть до M_w~7, повторяющиеся с периодом около 5 лет. Более мелкие события, продолжительностью в несколько недель, имеют рекуррентное время 1–2 года [*Douglas et al., 2005; McCaffrey et al., 2008; Delahaye et al., 2009; Wallace, Beavan, 2010*].

SSE наблюдались и в других районах: в Мексике [*Larson et al., 2007, Vergnolle et al., 2010*], на Аляске [*Ohta et al., 2006; Peterson, Christensen, 2009*] и в Коста-Рике [*La Bonte et al., 1999*], на Гавайях [*Cervelli et al., 2002; Brooks et al., 2006; Segall et al., 2006*], в Италии [*Amoruso, Crescentini, 2009*] и в районе разлома Сан-Андреас [*Linde et al., 1996; Murray, Segal, 2005; Johanson, Bürgmann, 2005*], однако здесь события медленного скольжения случаются спонтанно, без явной регулярности.

Более крупные эпизоды асейсмичного скольжения, в течение которых реализуется сейсмический момент, сопоставимый с крупнейшими землетрясениями, длятся месяцы и даже годы. Масштаб явлений медленного скольжения может быть достаточно большим. Так, в течение 1995–2007 гг. в различных регионах мира (Япония, Западное побережье Северной Америки, Мексика, Новая Зеландия, Аляска) было зарегистрировано свыше 15 событий с реализованным в каждом из них сейсмическим моментом более чем M_0~$5 \cdot 10^{19}$ Н·м, что соответствует моментной магнитуде M_w~7 [*Gao et al., 2012*]. При этом их длительность составляла от месяца до полутора лет, а амплитуда перемещения по разлому достигала 300 см. Заметим, что часть этих эпизодов является не самостоятельными событиями, а постсейсмическим скольжением.

SSE в субдукционных зонах обычно фиксируются, как правило, на довольно больших глубинах между сейсмогенной зоной и зоной стабильного скольжения (25–45 км) [*Dragert et al., 2001, 2004; Obara et al., 2004*] (рис. 3, *А*). Однако SSE были обнаружены и на небольших глубинах (~5 км) между сейсмогенной зоной и поверхностной зоной непрерывного крипа [*Hirose, Obara, 2005; Wallace, Beavan, 2010*]. На Гавайях SSE происходят на глубине ~8 км, т.е. несколько выше сейсмогенной зоны [*Cervelli et al., 2002*].

SSE были также идентифицированы на некоторых участках разлома San-Andreas [*Langbein et al., 1990; Linde et al., 1996*], а также на разломах Hayward [*Lienkaemper et al., 1997*], Superstition Hills [*Wei et al., 2009*] и Calaveras [*McFarland et al., 2009*]. Предполагается, что в этих сдвиговых разломных зонах явления медленного скольжения также происходят на границе стабильных и нестабильных участков (рис. 3, *Б*).

Таким образом, хотя длительность и время повторяемости SSE сильно изменяются от региона к региону, представляется, что везде они происходят на границе между участком стабильного скольжения и сейсмогенным участком, т.е. в зоне переходных фрикционных характеристик.

Довольно часто, но не всегда, явления медленного скольжения сопровождаются эпизодически повторяющимися низкоамплитудными колебаниями большой продолжительности, подобными тем, что предшествуют вулканической активности. Эти колебания получили название «невулканический тремор» (толчки, дрожание). Они продолжаются от минут до нескольких

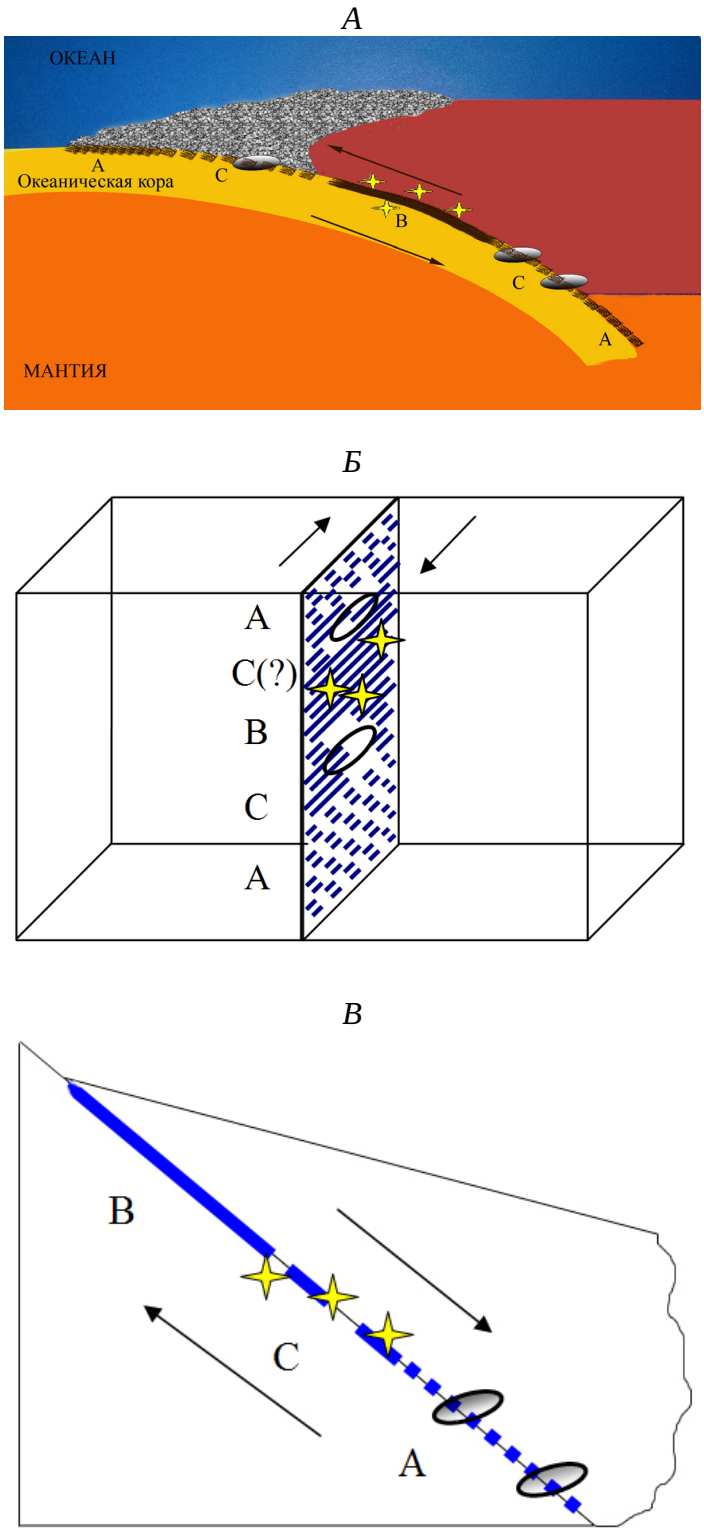


Рис. 3. Схема расположения участков медленного скольжения в субдукционных зонах (*А*), в зонах сдвига (*Б*), при склоновых явлениях (*В*).

A – области стабильного скольжения (крипа); B – области прерывистого скольжения (землетрясения); C – области условно-стабильного скольжения (медленные события).

Fig. 3. Layout scheme showing locations of slow slip sites in zones of subduction (*A*), shear (*Б*), and slope events (*B*).

Areas: A – stable slip (creep); B – interrupted slip (earthquakes); C – conditionally stable slip (slow events).

суток, изменяясь по амплитуде. Обнаружение таких сигналов возможно только с помощью плотных чувствительных сейсмических наблюдений, поскольку иначе слабые сигналы просто невозможно выделить на фоне помех [*Peng, Gomberg, 2010; Vidale, Houston, 2012*]. Эти колебания, как правило, не имеют резких вступлений, характерных для обычных землетрясений. Увеличение амплитуды в цуге может происходить на протяжении десятков минут. Следует, однако, отметить, что на юго-востоке Японии в ходе тремора иногда регистрируются импульсные вступления поперечных волн, которые никогда не фиксируются в зоне Cascadia. Нельзя исключить, что причина заключается в методе регистрации: в Японии измерения ведутся скважинными станциями, а в Северной Америке – датчиками, расположенными на поверхности, что ограничивает возможность регистрации низкоамплитудных вступлений [*Schwartz, Rokosky, 2007*]. Наиболее отчетливо тремор наблюдается на частотах 2–10 Гц.

Интенсивность тремора очень хорошо коррелирует как с кратковременными [*Dragert et al., 2004*], так и с долговременными [*Obara, Hirose, 2006*] событиями медленного сдвига. Скольжение сопровождается многократным увеличением интенсивности тремора. Судя по всему, тремор генерируется при возникновении скольжения по межблоковым границам [*Linde et al., 1996; Ghosh et al., 2012; Vidale, Houston, 2012; Segall et al., 2008; и др.*]. В зоне Cascadia локация источников тремора проводилась сетью малоапертурных групп [*Ghosh et al., 2012*]. Полученные результаты показали, что «пятна» локации источников тремора – это участки размером в десятки километров, которые окружены областями асейсмического сдвига. Эти области, как в Северной Америке, так и в Японии, расположены субпараллельно сейсмогенному слою, на 5–8 км выше последнего [*Ghosh et al., 2012*]. На разломах Калифорнии тремор, как и SSE, наблюдается на значительно меньших глубинах, чем в зонах субдукции.

Медленные, низкочастотные события могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Так, ледовые землетрясения регулярно происходят в Антарктике, на Аляске, в Гренландии. Их механизм интерпретируется как прерывистое скольжение в основании массы льда [*Wiens et al., 2008*]. При этом излучение часто ближе к низкочастотным событиям, чем к обычным землетрясениям. При подвижке ледников неоднократно регистрировались колебания с периодами десятки секунд [*Ekström et al., 2003*]. Подвижка, зарегистрированная по геодезическим данным на леднике в Антарктике, имела сейсмический момент $5 \cdot 10^{19}$ Н·м, а по телесейсмическим измерениям – $7 \cdot 10^{14}$ Н·м [*Wiens et al., 2008*]. По оценкам цитируемой работы, динамический срыв в этом случае последовал за медленным скольжением через 20–150 с. Явления медленного скольжения при сдвижении пород вдоль склонов фиксировались инструментально и в Прибайкалье [*Psakhie et al., 2007*].

Вероятно, явления медленного скольжения распространены значительно шире, чем это следует из опубликованных данных. Дело в том, что чувствительности измерительных сетей и плотности расположения приборов недостаточно для регистрации многих событий. Так, при расположении очага на глубине свыше 25 км чувствительности GPS хватает только для регистрации SSE с M_w>6, а события с M_w~5 могут быть обнаружены только скважинными наклономерами и деформометрами, которые располагаются довольно редко. Если подвижка происходит на относительно небольшой глубине – 3–5 км, то успешно регистрируются события с M_w>2.8–3.0.

Значительно более слабые события, скорее всего, регистрировались системами деформационного и сейсмического мониторинга, расположенными на горнодобывающих предприятиях, однако их идентификация требует проведения специальных работ.

3. Характерные параметры явлений медленного скольжения

В настоящей статье мы собрали, вероятно, большую часть опубликованных на сегодняшний день сведений о характеристиках SSE. Основные их параметры содержатся в таблице 1, которая помещена в Приложении. Всего рассмотрено свыше 170 явлений медленного скольжения.

Параметром, который определяется наиболее надежно, является длительность события T_0. Эту величину обычно фиксируют по существенному изменению скорости смещения поверхности на большинстве станций GPS, расположенных в окрестности очага. Средняя амплитуда смещения в очаге $\overline{D}$ и его геометрия обычно рассчитываются путем инверсии результатов наблюдений, и надежность их оценок не так высока.

Скорость распространения разрыва мы рассчитывали, следуя [*Gao et al., 2012*], по соотношению (3).

Зависимости длительностей событий разного рода от величины реализованного сейсмического момента приведены на рис. 4. На графике синими значками показана длительность событий медленного скольжения, произошедших в различных регионах. Красными значками приведены данные о длительности некоторых «медленных» землетрясений.

Соотношение, наилучшим образом описывающее весь ряд данных SSE и VLFE,

$$t_c = 1.19 \cdot 10^{-17} M_0^{0.97}, \quad (6)$$

нанесено на графике сплошной линией.

Пунктиром показана регрессионная зависимость для SSE:

$$t_c = 7.98 \cdot 10^{-14} M_0^{0.77}. \quad (7)$$

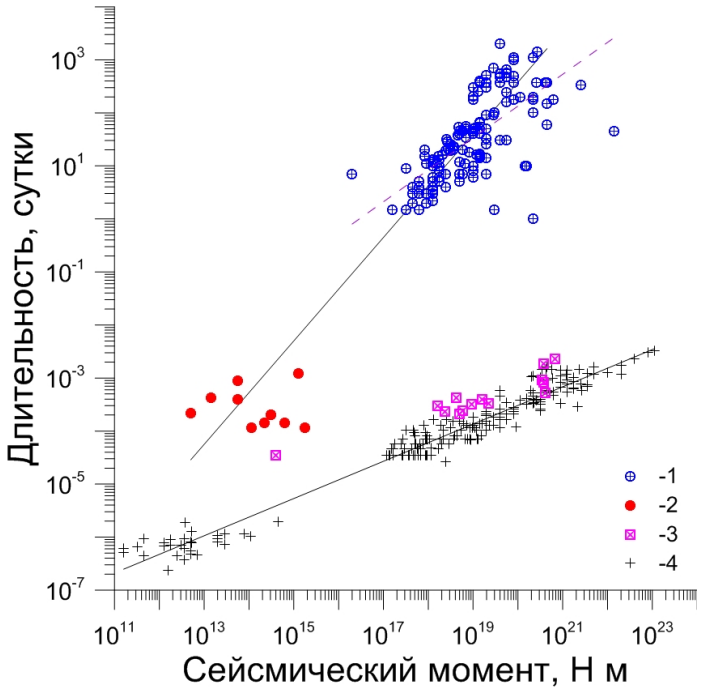


Рис. 4. Зависимость длительности события от его масштаба.

1 – данные табл. 1 Приложения; *2* – VLF землетрясения [*Gao et al., 2012*]; *3* – LF землетрясения; *4* – «нормальные» землетрясения по различным опубликованным данным.

Fig. 4. Event duration versus event scale.

1 – data from Table 1, Appendix; *2* – VLF earthquakes [*Gao et al., 2012*]; *3* – LF earthquakes; *4* – 'normal' earthquakes according to data published in different sources.

Таким образом, длительность медленных деформационных событий примерно пропорциональна реализованному сейсмическому моменту. Впервые на пропорциональность длительности эпизода скольжения реализованному сейсмическому моменту обратили внимание авторы работы [*Ide et al., 2007b*].

Для «нормальных» землетрясений, длительность которых по данным [*Houston, 2001; Bilek et al., 2004; Thurber et al., 2006; Lomax, Michelini, 2009;* и др.] показана на рис. 4 черными крестиками, наилучшее приближение дает зависимость:

$$t_c = 2.91 \cdot 10^{-11} M_0^{0.35}, \quad (8)$$

т.е. соотношение, близкое к закону самоподобия, согласно которому и линейные размеры очага, и время развития землетрясения пропорциональны корню кубическому из сейсмического момента.

В уравнениях (6)–(8) время измеряется в сутках, а сейсмический момент здесь и далее в Н·м.

На рис. 4 показана также длительность нескольких низкочастотных (LF) землетрясений. Время развития процессов этого типа в несколько раз выше, чем у «нормальных» землетрясений с той же моментной

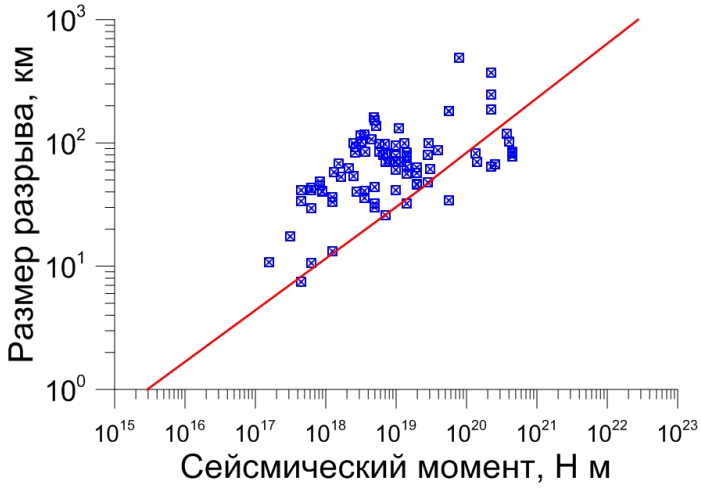


Рис. 5. Зависимость линейного размера сдвигаемой области от масштаба события.

Значки – результаты измерений при SSE (табл. 1 Приложения), линия – зависимость (9) для «нормальных» землетрясений.

Fig. 5. Linear size of displaced areas versus scale of events.

Symbols show measurement results for SSE (Table 1, Appendix); the line shows equation (9) for 'normal' events.

магнитудой. При этом закономерность изменения длительности с масштабом ближе к «нормальным» землетрясениям, нежели к процессам медленного скольжения.

Характерный размер сдвигаемой при медленном скольжении области для событий разного масштаба показан значками на рис. 5. В качестве размера мы использовали величину $\bar{L} = \sqrt{s}$, где s – площадь разрыва.

Красной линией показана предложенная в работе [*Kocharyan et al., 2014*] зависимость, связывающая величину реализованного сейсмического момента с линейным масштабом «нормального» землетрясения:

$$M_0 = \begin{cases} 2.9 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.39}, & 1 \text{ км} < L \le 50 \text{ км} \\ 4.57 \cdot 10^{15} \cdot L^{2.26}, & L > 50 \text{ км} \end{cases}, \quad (9)$$

где длина разлома измеряется в километрах.

Можно видеть, что характерный размер разрыва при явлениях медленного скольжения в большинстве случаев в несколько раз превышает длину разрыва землетрясения с тем же сейсмическим моментом.

Соответственно, средняя амплитуда смещения по разрыву D_{av} при «нормальных» землетрясениях значительно выше, чем при SSE с тем же сейсмическим моментом. Результаты измерений при медленных смещениях показаны на рис. 6 синими значками. Сплошной линией для ориентира показано наилучшее приближение методом наименьших квадратов:

$$D_{av} = 1.67 \cdot 10^{-5} M_0^{0.28}, \quad (10)$$

однако разброс данных слишком велик, чтобы (10) можно было использовать для оценок.

Здесь и далее D_{av} измеряется в сантиметрах.

Для того чтобы сопоставить эти результаты с данными, получаемыми при землетрясениях, используем, например, зависимость среднего смещения по разлому для событий со сдвиговым механизмом очага, полученную в работе [*Leonard, 2010*]:

$$\lg(D_{av}) = 0.833 \lg L - 1.34, \quad (11)$$

где длина разрыва L измеряется в километрах.

Преобразуя (11) совместно с (9), получаем:

$$D_{av} = 2.75 \cdot 10^{-5} M_0^{0.34}, \quad (12)$$

т.е. амплитуды смещения по разрыву при медленных событиях в несколько десятков раз ниже, чем при динамических подвижках той же магнитуды. Красными треугольниками показаны значения амплитуды постсейсмического скольжения при некоторых крупных землетрясениях. Эти величины лежат в промежуточном диапазоне.

Скорость распространения разрыва в направлении простирания разлома мы рассчитывали, следуя [*Gao et al., 2012*], по соотношению (3). Эта величина изменяется от нескольких сотен метров до 20–30 км/сут. При этом наблюдается тенденция снижения величины V_r

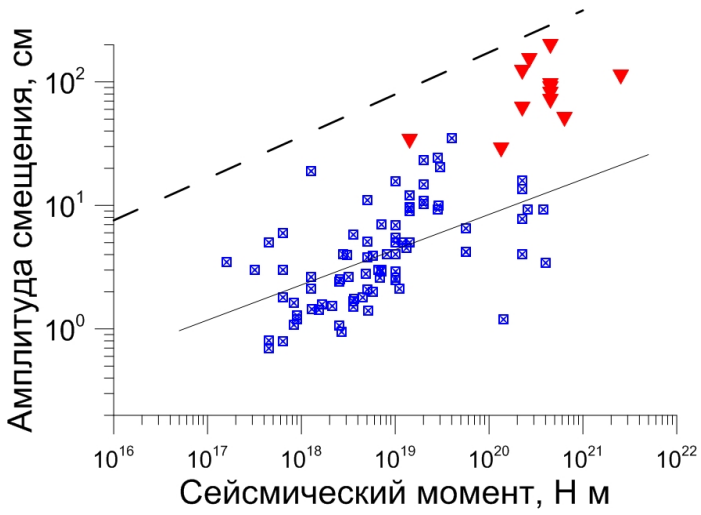


Рис. 6. Амплитуда смещения по разрыву при событиях разного масштаба.

Синие значки – результаты измерений при SSE (табл. 1 Приложения); красные – амплитуда постсейсмического скольжения при некоторых землетрясениях (табл. 2 Приложения). Пунктир – соотношение (12).

Fig. 6. Amplitudes of displacements along faults for events of various scales.

Blue symbols show measurement results under SSE (Table 1, Appendix); red symbols show postseismic slip due to earthquakes (Table 2, Appendix). Dashed line is the relation (12).

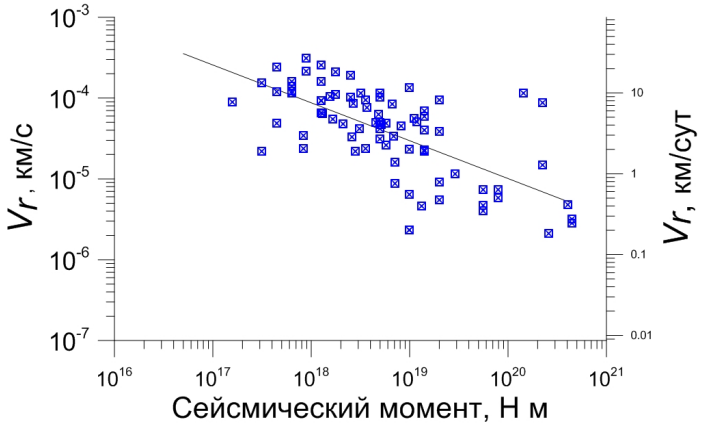


Рис. 7. Зависимость скорости распространения разрыва от масштаба SSE.

Значки – результаты измерений (табл. 1 Приложения).

Fig. 7. Rupture propagation velocity versus SSE scale.

Symbols show measurement results (Table 1, Appendix).

с масштабом примерно обратно пропорционально корню квадратному из величины сейсмического момента. Линией на графике показано регрессионное соотношение:

$$V_r = 2.35 \cdot 10^4 \, M_0^{-0.46}, \qquad (13)$$

наилучшим образом описывающее результаты наблюдений (рис. 7).

Высокоточная локация местоположения источников тремора, иногда сопровождающего эпизоды медленного скольжения, позволила авторам работы [*Shelly et al., 2007*] обнаружить миграцию этих источников внутри очага SSE со скоростями на 2–3 порядка выше (~$5 \cdot 10^{-3}$–$5 \cdot 10^{-2}$ км/с).

Простейшая оценка уровня напряжений, сбрасываемых при событиях медленного скольжения, выполненная по соотношению:

$$\Delta\sigma \sim \frac{M_0}{S^{3/2}}, \qquad (14)$$

следующему непосредственно из определения сейсмического момента (1), показывает (рис. 8), что величина $\Delta\sigma$ находится в пределах 10^{-3}–1 МПа, что на два-три порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях. Линией проведена зависимость:

$$\Delta\sigma = 2.23 \cdot 10^{-16} \cdot M_0^{0.75}, \qquad (15)$$

наилучшим образом описывающая данные степенной функцией.

Возможно, соотношение (15) отражает тенденцию увеличения величины сброса напряжений с увеличением масштаба события, хотя разброс данных весьма велик.

4. Об условиях возникновения медленных перемещений

Несмотря на то, что развитие инструментальных методов наблюдений позволило получить в последние годы значительный объем информации о дифференциальных движениях блоков земной коры, закономерности пространственных и временных вариаций деформационных режимов на различных участках остаются недостаточно понятными. Зачастую при схожести напряженного состояния и структуры разломной зоны реализуются совершенно разные деформационные моды – от асейсмического крипа до динамических срывов. Как отмечалось выше, до сих пор неясно, какие макроскопические параметры разломов или какие их характеристики на микро- и мезоуровне являются ответственными за реализацию того или иного деформационного режима.

Стабильное скольжение характерно либо для слабо консолидированных участков разломов, расположенных на небольших глубинах, либо для больших глубин, где температура достаточно высока для начала пластического течения [*Scholz, 1998*]. Для крупных разломов континентальной коры зона стабильности обычно располагается на глубинах до 3–5 км. Ниже центральная часть разлома становится более консолидированной, чтобы проявлять свойства скоростного разупрочнения. При малой толщине зоны магистрального сместителя разупрочнение может происходить и при малых давлениях, т.е. на меньших глубинах. Заметим, что результаты исследований разломных зон, проведенные в последние годы, заставляют пересмот-

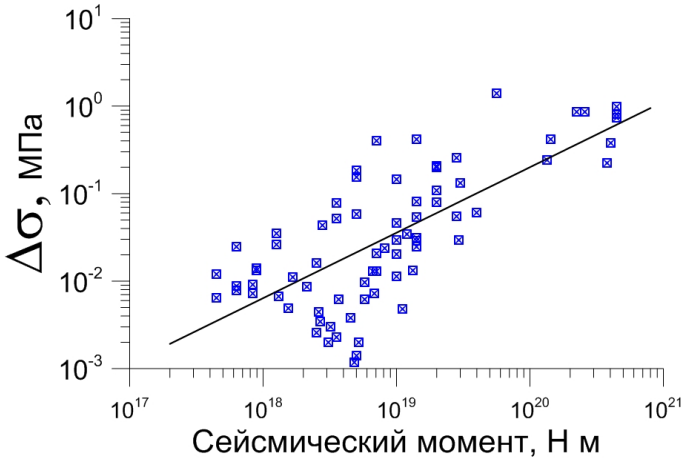


Рис. 8. Величина напряжений, сбрасываемых при событиях медленного скольжения.

Значки – данные табл. 1 Приложения; линия – соотношение (15).

Fig. 8. Values of stress drops for slow slip events.

Symbols show data from Table 1, Appendix; the line shows ratio (15).

реть оценки характерных размеров зон магистрального сместителя в сторону уменьшения. Обзор этих данных можно найти в работе [*Kocharyan et al., 2010*]. Глубина, на которой происходит переход к пластическому течению, зависит от регионального температурного градиента, вида напряженно-деформированного состояния и содержания в породе кварца [*Sherman, 1977, 2014*; *Handy et al., 2007*]. Так, например, в Калифорнии эта граница проходит на глубине 15–20 км, в Центральной Азии – 25–30 км, а в зонах субдукции, где плиты сложены базальтовыми породами, – 45–50 км [*Scholz, 1998*].

Реализация стабильного или нестабильного режима скольжения зависит также от структуры материала, слагающего центральную часть разломной зоны. Так, присутствие угловатых, «необработанных» частиц обеспечивает стабильное скольжение, в то время как наличие в составе геоматериала «гладких» частиц правильной формы провоцирует эффект динамического срыва [*Kocharyan et al., 2014*].

На границе стабильной и нестабильной зон располагаются области с промежуточными свойствами. Согласно результатам наблюдений, очаги низкочастотных землетрясений и участки медленного скольжения чаще всего локализуются как раз в зонах, переходных между участками стабильного крипа и сейсмогенными частями границы раздела (см. рис. 3). Естественно предположить, что в этих переходных зонах интерфейс обладает особыми фрикционными свойствами, позволяющими реализовать режим, который можно назвать условно стабильным скольжением.

Поскольку натурные измерения, как правило, не обладают необходимой детальностью, особенности различных режимов скольжения удобно исследовать в лабораторном эксперименте. Локализация сдвига в очень узкой зоне магистрального сместителя разлома [*Kocharyan et al., 2010*] может в известной степени служить основанием простой постановки лабораторных экспериментов и поиска качественных соответствий между полученными результатами и явлениями, наблюдаемыми в природе.

В проведенных лабораторных экспериментах разные режимы скольжения по разлому были смоделированы на установке типа «слайдер»-модели (рис. 9), подробное описание которой можно найти, например, в работе [*Kocharyan et al., 2014*]. Гранитный блок размером 8×8×3 см^3 располагался на неподвижном гранитном основании. Контакт между шероховатыми поверхностями заполнялся слоем дискретного гранулированного материала. Толщина межблокового контакта составляла величину около 2 мм. Специальные приспособления обеспечивали возможность приложения равномерно распределенной нормальной нагрузки и нарастающего с постоянной скоростью сдвигового усилия. В ходе экспериментов регистрировались прикладываемые усилия, смещение блока относительно основания и сигналы акустической эмиссии (АЭ).

В опытах использовались различные заполнители трещины – кварцевый песок, гранитная крошка, хлористый натрий, стеклянные шарики и др., что позволило реализовать весь спектр деформационных режимов – от динамического срыва до стабильного скольжения. Структурные и физико-механические характеристики материалов-заполнителей можно найти в работе [*Kocharyan et al., 2014*]. В качестве ключевого параметра, характеризующего режим, реализованный в эксперименте, удобно использовать максимальную скорость скольжения. Примеры зависимостей смещений и скоростей смещений блока от времени представлены на рис. 10.

Стабильное скольжение (рис. 10, *а*) вовсе не является движением с постоянной скоростью, а состоит из участков ускорения и замедления. При этом максимальная скорость смещения в этом режиме составляла 0.10–0.15 мм/с при средней скорости крипа 0.02 мм/с. При стабильном скольжении акустическая эмиссия состоит главным образом из акустического шума со среднеквадратичной амплитудой (5–15 мкм/с) в несколько раз выше уровня шума в состоянии покоя. На участках движения блока со скоростью выше 0.04 мм/с, т.е. более чем вдвое превышающей среднюю скорость деформации, регистрируются волновые пакеты продолжительностью от 2 до 6 с, не имеющие четких вступлений. Амплитуда этих колебаний постепенно нарастает, достигая максимума, а затем медленно снижается. По форме эти «тремор-подобные» сигналы типичны для излучения мелких распределенных источников. На протяжении всего скольжения регулярно регистрируются короткие (сотни микросекунд) пакеты с резким вступлением и формой, характерной для динамических микрособытий, связанных с образованием дефектов («шпильки» на рис. 10, *а*).

В условно-стабильном режиме (рис. 10, *б*) наблюдаются интервалы квазистабильного движения, эпизоды медленного скольжения и отдельные динамические подвижки малой амплитуды. Характерное время эпизодов медленного скольжения составляет обычно несколько секунд, а максимальная скорость достигает 0.5–1.0 мм/с. Амплитуда межблокового перемещения, как правило, невелика и достигает величины 0.1–0.2 мм. Длительность отдельных срывов – десятки миллисекунд при максимальной скорости смещения 5–10 мм/с. Сигналы АЭ, генерируемые при медленных подвижках, имеют выраженную «тремор-подобную» форму. Среднеквадратичная амплитуда сигнала в несколько раз выше, чем на участках ускоренного движения при стабильном скольжении. Продолжительность сигналов составляет от 0.2 до 5 с. Кроме того, по сравнению со стабильным скольжением, наблюдается значительно большее количество коротких одиночных импульсов АЭ.

В режиме прерывистого скольжения (рис. 10, *в*) скорость относительного смещения значительно выше, чем при условно-стабильном режиме, и составляет

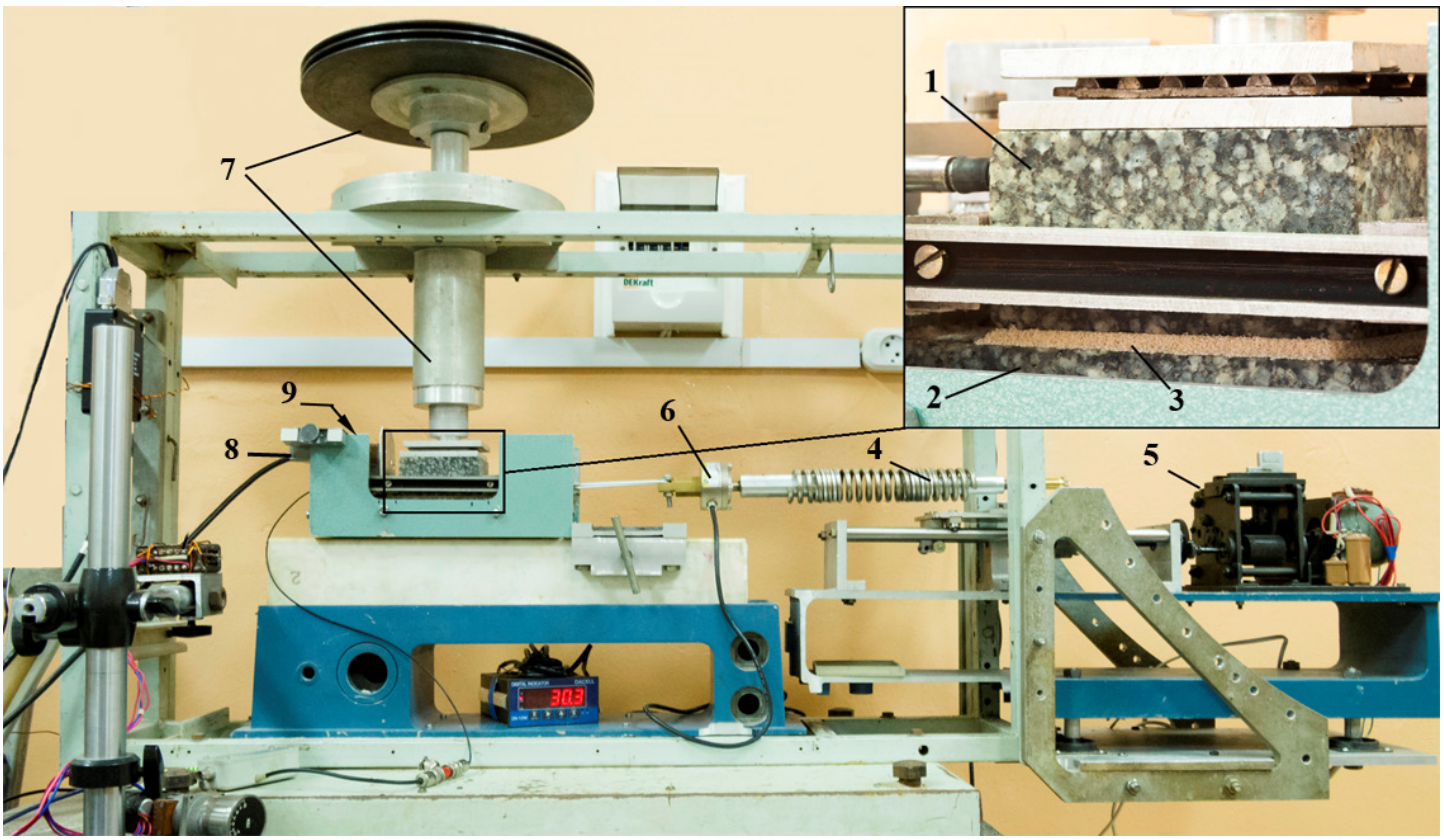


Рис. 9. Лабораторная установка.

На врезке: 1 – подвижный гранитный блок; 2 – неподвижное основание; 3 – слой заполнителя. На основном рисунке: 4 – пружинный блок с переменной жесткостью; 5 – электропривод с редуктором; 6 – датчик силы; 7 – устройство для приложения нормальной нагрузки; 8 – лазерный датчик перемещения; 9 – внутри сборки – датчики акустической эмиссии и LVDT датчики перемещения.

Fig. 9. Laboratory setup.

Insert: 1 – mobile granite unit; 2 – fixed foundation; 3 – gouge layer. Main figure: 4 – spring block with variable stiffness; 5 – electric drive and gear; 6 – force meter; 7 – normal loading device; 8 – laser meter of displacements; 9 (interior) – acoustic emission gauges and LVDT detectors of displacements.

100–200 мм/с. Амплитуда межблокового перемещения достигает 1–2 мм. Во время динамического срыва в ходе прерывистого скольжения излучается короткий (~30 мс) сигнал АЭ, среднеквадратичная амплитуда которого в 100–1000 раз превышает уровень сигналов при стабильном скольжении.

Сравнительный анализ закономерностей изменения во времени потока акустической энергии и скорости смещения блока $u(t)$ показывает высокую корреляцию между этими величинами (коэффициент корреляции – 0.95). Функциональная связь потока энергии и скорости относительного смещения блоков имеет вид степенной функции $\Pi(t) \sim (u(t))^m$, показатель степени которой изменялся в наших экспериментах в диапазоне m~0.6–1.0.

Чем же определяются условия возникновения медленных перемещений? Мы пока способны судить об этом по результатам лабораторных экспериментов и по немногочисленным косвенным натурным данным.

В лабораторных опытах при одинаковом напряженно-деформированном состоянии возможность реализации того или иного режима деформирования определялась, прежде всего, структурными свойствами материала-заполнителя. Вариация кулоновской прочности определяет, в ограниченных пределах, амплитуду скачка напряжений при динамическом срыве или акте проскальзывания с малой скоростью смещения и слабо влияет на изменение режима деформирования. Напротив, при близких значениях кулоновской прочности небольшие вариации структурных характеристик (гранулометрический состав, форма зерен, наличие флюида и его вязкость) могут радикально сказываться на режиме деформирования. Как отмечалось выше, чем более шероховатые частицы, тем ниже вероятность возникновения стик-слипа.

Важное влияние на характер деформирования оказывает поровое давление флюида и его свойства. Сейсмотомографические исследования показывают, что SSE наблюдаются в регионах с высоким отношением

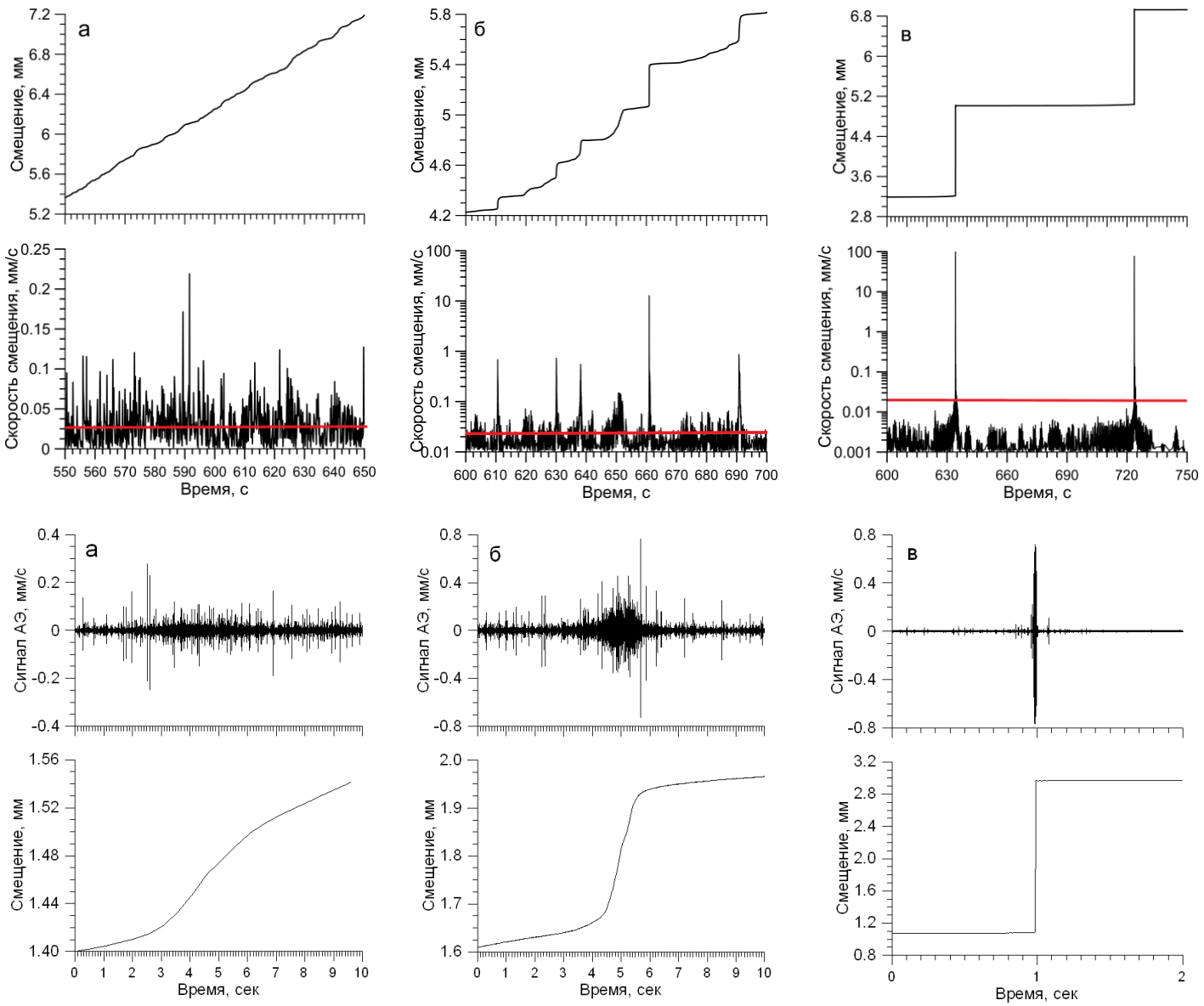


Рис. 10. Зависимости изменения смещения, скорости смещения блока и акустической эмиссии от времени: *а* – стабильное скольжение, *б* – квазистабильное скольжение, *в* – прерывистое скольжение.

Fig. 10. Block displacement, block velocity and acoustic emission VS time.. Slip: *а* – stable; *б* – quasi-stable; *в* – stick-slip.

Vp/Vs, аномально высоким коэффициентом Пуассона или на участках со слоями сверхнизкой скорости распространения поперечных волн [*Peng, Gomberg, 2010*].

Как показывают результаты лабораторных экспериментов, важное влияние на режим деформирования оказывает наличие тонких пленок флюида, заполняющего трещины. Контакт, заполненный сухим кварцевым песком, в используемом нами диапазоне нормальных нагрузок не проявляет свойства скоростного разупрочнения, демонстрируя стабильное скольжение после достижения касательными напряжениями кулоновского предела прочности. Увеличение содержания флюида уже при влажности $\psi \approx 0.1$ % по массе приводит к довольно резкому переходу от стабильного скольжения к прерывистому, при дальнейшем увеличении влажности режим стабилизируется и вплоть до $\psi \approx 10$ % изменение характеристик режима деформирования почти не зависит от влажности заполнителя.

На рис. 11 приведена зависимость максимальной скорости межблокового смещения для различных значений процентного содержания глицерина в заполнителе. Если для сухого песка $u_m \approx 5 \cdot 10^{-4}$ м/с, то уже при $\psi \approx 0.1$ % скорость срыва увеличивается более чем в 300 раз – до $1.6 \cdot 10^{-1}$ м/с.

Радикальный эффект на характер скольжения оказывает и вязкость флюида. На рис. 12 показана зависимость амплитуды скачка напряжений от вязкости флюида, увлажняющего заполнитель. В этих опытах

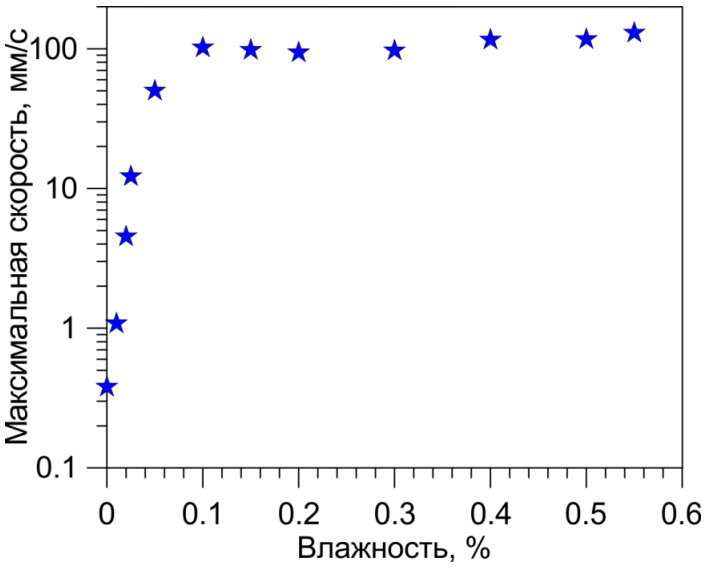


Рис. 11. Зависимость максимальной скорости перемещения от степени увлажнения песка жидкостью с вязкостью η = 900–950 МПа·с. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа.

Fig. 11. Maximum displacement velocity versus sand humidity, fluid viscosity η = 900–950 mPa·s. The normal load amounts to 83 kPa.

количество флюида составляло $\psi \approx 0.5$ % по массе. Из приведенного графика видно, что зависимость $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}(\eta)$ оказывается не монотонной, а носит выраженный пороговый характер. Постепенно возрастая с увеличением вязкости флюида вплоть до величины η≈1 Па·с, значение $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}$ затем резко падает почти на порядок с дальнейшим постепенным снижением. Таким образом, при вязкости флюида выше определенного предела режим деформирования контакта вновь становится квазистабильным. Выраженный стик-слип на нем практически не наблюдается.

Измерения показали, что изменение вязкости флюида не приводит к радикальному изменению кулоновской прочности контакта. Предельная прочность σ_c варьируется в пределах ~20 %, в то время как нормированная на прочность величина скачка напряжений при $\frac{\Delta\sigma}{\sigma_c}$ изменяется в 15 раз.

По нашему мнению, этот феномен связан с характером взаимодействия частиц заполнителя трещины. При добавлении небольшого количества флюида на поверхности частиц образуется тончайшая пленка жидкости, сглаживающая неровности и способствующая формированию контакта между отдельными гранулами. Толщина пленки флюида h при влажности ψ=0.5 % составляет величину около 0.5 мкм. В результате приложения нормальной нагрузки внутри заполнителя образуются силовые цепочки из частиц, нагруженных сильнее, чем основная масса. Это неоднократно наблюдалось, например, в экспериментах с фотоупругими материалами [*Drescher, de Josselin de Jong, 1972*]. Именно эти силовые цепочки определяют фрикционное сопротивление контакта. Чем больше вязкость флюида, тем лучше сглаживаются неровности частиц. Частица становится «более круглой», что способствует образованию большего количества силовых цепочек и, как следствие, увеличению амплитуды скачка напряжений при их динамическом разрушении. Это непосредственно продемонстрировано в экспериментах с круглыми и угловатыми частицами [*Mair et al., 2002; Kocharyan et al., 2014*].

На нагруженных нормальным давлением контактах излишки флюида выдавливаются, скапливаясь в поровом пространстве между зернами. При определенной «критической» скорости деформации $\dot{\varepsilon}_c$ этот флюид проникает внутрь контакта, смачивая поверхность, что приводит к формированию режима стабильного скольжения. При этом величина критической скорости обратно пропорциональна вязкости флюида $\dot{\varepsilon}_c \sim \eta^{-1}$. Этот эффект хорошо известен в трибологии [*Martin et al., 2002*].

В проведенных опытах при вязкости флюида η≤1000 МПа·с скорость деформации оказывается недостаточной для достижения эффекта смачивания контакта. При η≥1000 МПа·с происходит проникновение

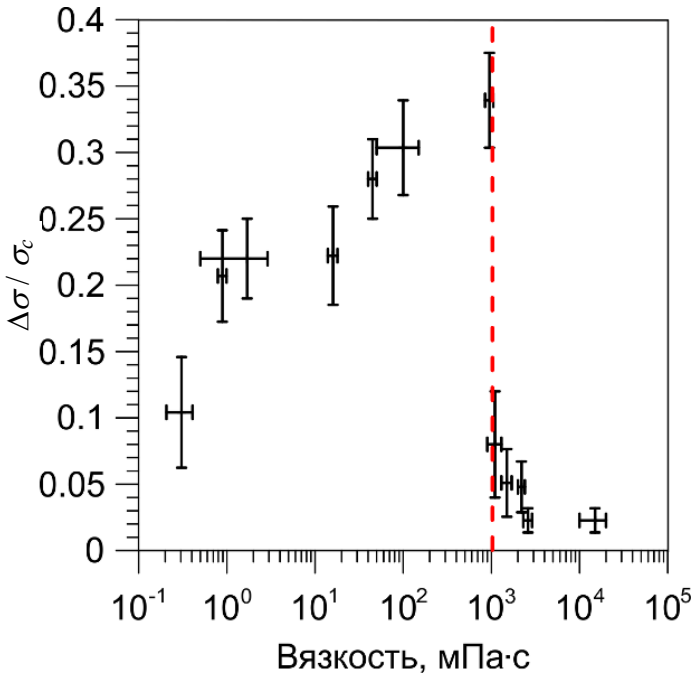


Рис. 12. Зависимость изменения скачка сдвигового усилия от вязкости жидкости. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа, массовая доля жидкостей составляет 0.5 %.

Fig. 12. Variations of shear force jump versus fluid viscosity. The normal load amounts to 83 kPa; weight percentage of fluids amounts to 0.5 %.

флюида между частицами напряженных цепочек, что приводит к затуханию эффекта стик-слипа. При этом, чем больше вязкость флюида, тем при меньшей скорости деформации скольжение стабилизируется.

Протекающая в квазистационарном режиме по расположенным на глубине трещинам вода содержит ~10^{10}–10^{11} алюмосиликатных частиц микронного размера на кубический метр. В растворах, содержащих такие частицы в небольших концентрациях, происходят процессы агрегации – образование укрупненных структурных элементов в результате слипания отдельных частиц. При распространении флюида в зернистой среде эти элементы формируются в промежутках между частицами, образуя вязкие колоидные пленки микронной толщины, обволакивающие частицы заполнителя трещин. Судя по результатам проведенных экспериментов, вязкость этих пленок, т.е. химический состав глин, может определять режим деформирования разлома. При высокой вязкости скольжение стабилизируется после достижения определенной скорости деформации, не превышая значений ~1 м/с, характерных для «нормальных» землетрясений.

Эти результаты согласуются с данными испытаний образцов, извлеченных из Нанкайского желоба [*Ikari et al., 2013; Saito et al., 2013*] и Японской трещины, в том числе из разлома мегаземлетрясения Тохоку 11 марта 2011 г. [*Ujiie et al., 2013; Chester et al., 2013*]. Они показали, что фрикционные свойства материалов, извлеченных из разных разломов, существенно отличаются. Так, например, для глин, слагающих центральную часть разлома мегаземлетрясения 2011 г. Tohoku Oki, характерно радикальное разупрочнение (коэффициент трения скольжения достигает значения ~0.1) по мере развития высокоскоростного скольжения [*Ujiie et al., 2013*]. В то же время для образцов глин, отобранных на участке Нанкайской впадины, где происходили медленные события, характерна иная реология. Если при малых скоростях скольжения наблюдается скоростное разупрочнение контакта, то при возрастании скорости, хотя бы до нескольких мм/с, контакт переходит в стадию скоростного упрочнения и разрыв «запирается» [*Ikari et al., 2013*]. Это означает, что в разломных зонах с такой реологией могут происходить только медленные события.

Таким образом, простые лабораторные эксперименты на качественном уровне воспроизводят основные особенности, характерные для медленных перемещений по разломам, сформулированные в работе [*Segall et al., 2008*]:

- Небольшие перемещения происходят в течение одного события.
- Сбрасываемые напряжения характеризуются небольшими величинами амплитуд.
- В областях SSE накопленные в среде напряжения релаксируют преимущественно посредством медленных перемещений. Кумулятивный момент сопровождающих «нормальных» сейсмических событий мал по сравнению с асейсмичными.
- Средние скорости скольжения в процессе эпизодов SSE на один-два порядка выше скорости движения плиты.
- Длительность эпизодов SSE варьируется более чем на два порядка.
- В среднем рекуррентное время между эпизодами SSE на порядок выше длительности события.

Подводя итог данному разделу, подчеркнем, что, скорее всего, доминирующий режим скольжения определяется характеристиками конкретного участка разломной зоны, а не внешними вариациями напряженного состояния.

5. Обсуждение

Выполненный в статье далеко не полный обзор результатов исследований медленных движений по разломам показывает, что эти специфические деформации довольно широко распространены на Земле и посредством их снимается значительная часть избыточных напряжений в коре. Хотя первоначально полагали, что периодическое медленное скольжение характерно главным образом для глубин в несколько десятков километров в зонах субдукции, развитие сетей сейсмических и геодезических наблюдений позволило обнаружить подобные явления на неглубоких участках погружающихся плит и континентальных разломов. Нельзя исключить, что по мере увеличения плотности расположения и чувствительности измерительной аппаратуры будут выявлены участки периодических движений с небольшими моментными магнитудами на многих тектонических структурах, включая участки активной техногенной деятельности. Склоновые явления также имеют много общего с медленными тектоническими движениями по разломам.

Одним из важных является вопрос о том, представляют ли собой динамические и квазистатические смещения по разломам физически разные явления [*Ide et al., 2007*] или режимы скольжения являются компонентами единого процесса [*Peng, Gomberg, 2010*]. Ответить на этот вопрос пока затруднительно. С одной стороны, радикально различающиеся масштабные соотношения $t_c(M_0)$ для медленных (6) и динамических (8) подвижек, казалось бы, свидетельствуют о разной физике явлений. Так, режим постсейсмического скольжения качественно отличается от явлений медленного скольжения. В первом случае работает потенциал произошедшего землетрясения – скорость деформации в процессе постсейсмического движения только снижается, а зависимость перемещения от времени описывается обычно логарифмической функцией типа (4). Явления медленного скольжения возникают спонтанно и, в отличие от афтерслипа, имеют фазу нарастания скорости, а зависимость перемещения от времени на стадии затухания процесса скорее экспоненциальная (5),

что свидетельствует о значительном вкладе вязкоупругой составляющей.

С другой стороны, разнообразные блоковые движения образуют практически непрерывный ряд: «нормальные» землетрясения, цунамигенные события, LFE, VLFE, SSE. В этот же пространственно-временной ряд встраиваются события, инициирующие блоковые движения (например, распространяющиеся вдоль разломных зон деформационные волны [*Sherman, 2013*]) и явления, сопровождающие их, – афтершоковые последовательности и рои землетрясений [*Peng, Gomberg, 2010*], невулканический тремор [*Dragert et al., 2004*] и т.д.

Важность исследования явлений медленного скольжения определяется целым рядом обстоятельств. Во-первых, изучение механизмов и движущих сил этих процессов позволит существенно продвинуться в понимании закономерностей взаимодействия блоков земной коры и, следовательно, в оценке рисков природных и техногенных катастроф, связанных с движениями по границам разделов, – землетрясений, горно-тектонических ударов, оползней и т.д. Во-вторых, расположение зон условно-стабильного скольжения на границе областей стик-слипа наводит на мысль о возможности картирования потенциально неустойчивых участков массива горных пород. В-третьих, медленные смещения по разломам, несомненно, могут служить триггерами динамических событий. Примеры подобного развития событий рассмотрены, например, в работе [*Kocharyan, 2010*]. В-четвертых, одной из проблем, регулярно привлекающих широкое внимание, является возможность изменения сейсмического режима территории в результате тех или иных экзогенных воздействий. Актуальными примерами являются невиданная прежде сейсмичность в Кузбассе, где 18.06.2013 г. произошло сильнейшее Бачатское землетрясение с магнитудой M_L, равной 6.1 [*Emanov et al., 2014*], и радикальное увеличение сейсмической активности в центральных регионах США, связанное с развертыванием работ по добыче сланцевого газа. Если в течение многих лет в этом регионе стабильно наблюдалось примерно 20 довольно крупных землетрясений (M_L>3) в год, то с началом интенсивной разработки месторождений в 2001 г. сейсмическая активность стала повышаться, и в 2011 г. было зафиксировано уже не 20, а почти 200 землетрясений [*Ellsworth, 2013*]. Важно исследовать условия возникновения и эволюции разных режимов деформирования разломных зон.

Механика процессов медленного скольжения разработана пока слабо. К настоящему времени опубликовано довольно много работ, содержащих эвристические, аналитические и численные модели явлений медленного скольжения по разломам. Их анализ выходит за рамки настоящей статьи. Отметим лишь, что в той или иной степени все они основываются на двух эффектах – вариации фрикционных свойств поверхности раздела и изменении порового давления флюида за счет ряда физических явлений. Так, например, в модели, развиваемой в работе [*Segall et al., 2008*], предполагается, что конкуренция между дилатантным упрочнением и повышением давления за счет выделения тепла может управлять режимом скольжения и определять, будет ли оно медленным или быстрым.

Наиболее естественный путь к пониманию механики SSE – это сочетание натурных наблюдений с лабораторным и численным экспериментом. К настоящему времени накоплено довольно много данных о параметрах относительно крупных явлений медленного скольжения с моментными магнитудами M_w~6–8. Сведений о событиях с M_w~4–6 очень мало, а систематических данных о событиях меньших магнитуд почти нет. Как отмечалось выше, чувствительности современных средств измерения недостаточно для регистрации слабых подвижек, происходящих на большой глубине. Так, перемещения, соответствующие событию с моментной магнитудой M_w~3, не могут быть зарегистрированы на расстоянии более 3–5 км. Вместе с тем, представляется вероятным, что, как и для «нормальных» землетрясений, статистика медленных событий должна описываться законом повторяемости Гутенберга – Рихтера, т.е. мелких событий должно быть много! Их регистрация позволит существенно расширить существующие представления об условно-стабильных режимах деформирования нарушений сплошности массивов горных пород. В этой связи представляется крайне важным проведение деформографических и наклономерных наблюдений в окрестности областей интенсивной инженерной деятельности – строительства крупных сооружений, добычи углеводородов и твердых полезных ископаемых, где интенсивные межблоковые перемещения могут происходить на небольшой глубине. Другой доступный объект для наблюдений – это естественные склоны и борта карьеров, участки которых часто находятся в состоянии, близком к предельному равновесию. Некоторое количество информации здесь уже накоплено, поскольку эпизодически подобные наблюдения проводятся довольно давно. Следовало бы вернуться к интерпретации этих данных с позиции исследований медленных движений.

Более детально механика и статистика процессов медленного скольжения могут исследоваться в полевых, лабораторных и численных экспериментах. Здесь необходимо выявить условия, параметры и характеристики, определяющие доминирующий режим скольжения по трещине, а также закономерности возможного перехода от одного режима к другому. Эксперименты помогут определить, какие характеристики геоматериала и структуры межблоковой границы являются ответственными за реализацию того или иного режима деформирования, можно ли прогнозировать сценарий развития событий хотя бы в лабораторных опытах.

В численных расчетах целесообразно исследовать процесс взаимодействия частиц заполнителя. По ряду признаков именно закономерности образования и разрушения так называемых силовых цепочек из микрочастиц во многом определяют режим скольжения [*Kocharyan et al., 2013*]. Эти эффекты сложно контролировать в лабораторном эксперименте, а современные численные методы позволяют проследить взаимодействие отдельных частиц [*Klishin, Revuzhenko, 2014*]. Закономерности формирования режимов скольжения разломов со сложной структурой и разным напряженным состоянием отдельных сегментов могут быть рассмотрены на моделях типа Барриджа–Кнопова [*Barridge, Knopoff, 1967*], при условии задания различных фрикционных свойств отдельных блоков – стабильного скольжения, условно-стабильного скольжения, стик-слипа.

6. Заключение

Сведения, собранные и проанализированные в настоящей статье, позволяют заключить, что условно стабильные режимы деформирования границ раздела в земной коре – распространенное явление. Оно должно быть изучено глубже. Современное состояние проблемы не позволяет делать окончательные выводы о месте событий медленного скольжения по разломам и трещинам в общем ряду деформационных процессов, необходимость их учета при построении прогностических моделей представляется очевидной.

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

7. Литература / References

Aguiar A.C., Melbourne T.I., Scrivner C.W., 2009. Moment release of Cascadia tremor constrained by GPS. *Journal of Geophysical Research* 114 (B7), B00A05. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005909.

Amoruso A., Crescentini L., 2009. Slow diffusive fault slip propagation following the 6 April 2009 L'Aquila earthquake, Italy. *Geophysical Research Letters* 36 (24), L24306. http://dx.doi.org/10.1029/2009GL041503.

Ando R., Takeda N., Yamashita T., 2012. Propagation dynamics of seismic and aseismic slip governed by fault heterogeneity and Newtonian rheology. *Journal of Geophysical Research* 117 (B11), B11308. http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009532.

Barridge R., Knopoff L., 1967. Model and theoretical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 57 (3), 341–371.

Bilek S.L., Lay T L. Ruff J., 2004. Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 109 (B9), B09308. http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003039.

Brooks B.A., Foster J.H., Bevis M., Fazer L.N., Wolfe C.J., Behn M., 2006. Periodic slow earthquakes on the flank of Kilauea volcano, Hawai'i. *Earth and Planetary Science Letters* 246 (3–4), 205–216. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.035.

Brudzinski M.R., Allen R., 2007. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia. *Geology* 35 (10), 907–910. http://dx.doi.org/10.1130/G23740A.1.

Cervelli P., Segall P., Johnson K., Lisowski M., Miklius A., 2002. Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano. *Nature* 415 (6875), 1014–1018. http://dx.doi.org/10.1038/4151014a.

Chester F.M., Rowe C., Ujiie K., 2013. Structure and composition of the plate-boundary slip zone for the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 342 (6163), 1208–1211. http://dx.doi.org/10.1126/science.1243719.

Das I., Zoback M.D., 2013. Long-period long-duration seismic events during hydraulic stimulation of shale and tight gas reservoirs – Part 1: Waveform characteristics. *Geophysics* 78 (6), KS97–KS108. http://dx.doi.org/10.1190/GEO2013-0164.1.

Delahaye E.J., Townend J., Reyners M.E., Rogers G., 2009. Microseismicity but no tremor accompanying slow slip in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 277 (1–2), 21–28. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.038.

Douglas A., Beavan J., Wallace L., Townend J., 2005. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 32 (16), L16305. http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023607.

Dragert H., Wang K., James T.S., 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science* 292 (5521), 1525–1528. http://dx.doi.org/10.1126/science.1060152.

Dragert H., Wang K., Rogers G., 2004. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, Planets and Space* 56 (12), 1143–1150. http://dx.doi.org/10.1186/BF03353333.

Drescher A., de Josselin de Jong G.,1972. Photoelastic verification of a mechanical modelfor the flow of a granular material. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 20 (5), 337–351. http://dx.doi.org/10.1016/0022-5096(72)90029-4.

Ekström G., Nettles M., Abers G.A., 2003. Glacial earthquakes. *Science* 302 (5645), 622–624. http://dx.doi.org/10.1126/science.1088057.

Ellsworth W.L., 2013. Injection-induced earthquakes. *Science* 341 (6142), 1225942. http://dx.doi.org/10.1126/science.1225942.

Emanov A.F., Emanov A.A., Fateev A.V., Leskova E.V., Shevkunova E.V., Podkorytova V.G., 2014. Mining-induced seismicity at open pit mines in Kuzbass (Bachatsky earthquake on June 18, 2013). *Journal of Mining Science* 50 (2), 224–228. http://dx.doi.org/10.1134/S1062739114020033.

Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J., 2012. Scaling relationships of source parameters for slow slip events. *Bulletin of the Seismological Society of America* 102 (1), 352–360. http://dx.doi.org/10.1785/0120110096.

Ghosh A., Vidale J.E., Creager K.C., 2012. Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 117 (B10), B10301. http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009249.

Handy M.R., Hirth G., Bürgmann R., 2007. Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. In: Dahlem Workshop Reports. The MIT Press, Cambridge, USA, p. 139–181.

Hanks T., Kanamori H., 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84 (B5), 2348–2350. http://dx.doi.org/10.1029/JB084iB05p02348.

Heki K., Miyazaki S., Tsuji H., 1997. Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan trench. *Nature* 386 (6625), 595–598. http://dx.doi.org/10.1038/386595a0.

Hirose H., Hirahara K., Kimata F., Fujii N., Miyazaki S., 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada Earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters* 26 (21), 3237–3240. http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010999.

Hirose H., Obara K., 2005. Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo Channel region, southwest Japan. *Earth, Planets and Space* 57 (10), 961–972. http://dx.doi.org/10.1186/BF03351875.

Houston H., 2001. Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions. *Journal of Geophysical Research* 106 (B6), 11137–11150. http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900468.

Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T., 2007b. A scaling law for slow earthquakes. *Nature* 447 (7140), 76–79. http://dx.doi.org/10.1038/nature05780.

Ide S., Shelly D.R., Beroza G.C., 2007a. Mechanism of deep low frequency earthquakes: Further evidence that deep non-volcanic tremor is generated by shear slip on the plate interface. *Geophysical Research Letters* 34 (3), L03308. http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028890.

Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J., 2013. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes. *Nature Geosciences* 6 (6), 468–472. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1818.

Ito Y., Hino R., Kido M., Fujimoto H., Osada Y., Inazu D., Ohta Y., Iinuma T., Ohzono M., Miura S., Mishina M., Suzuki K., Tsuji T., Ashi J., 2013. Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics* 600, 14–26. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.022.

Johanson I.A., Bürgmann R., 2005. Creep and quakes on the northern transition zone of the San Andreas fault from GPS and InSAR data. *Geophysical Research Letters* 32 (14), L14306. http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023150.

Jordan T.H., 1991. Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures. *Geophysical Research Letters* 18 (11), 2019–2022. http://dx.doi.org/10.1029/91GL02414.

Kanamori H., Hauksson E., 1992. A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (5), 2087–2096.

Klishin S.V., Revuzhenko A.F., 2014. Investigation of Jansen problem by 3D discrete elements method. *Fiziko-tekhnicheskiye problemy razrabotki poleznykh iskopayemykh* (3), 41–46 (in Russian) [*Клишин С.В., Ревуженко А.Ф.* Исследование задачи Янсена методом дискретных элементов в трехмерной постановке // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2014. № 3. С. 10–16].

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]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0133.

Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440 (in Russian) [*Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А.* Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // *Геодинамика и тектонофизика*. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027.

Kocharyan G.G., Kulyukin A.A., Pavlov D.V., 2006. Specific dynamics of interblock deformation in the Earth's crust. *Russian Geology and Geophysics* 47 (5), 669–683.

Kocharyan G.G., Markov V.K., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., 2014. Mesomechanics of shear resistance along a filled crack. *Physical Mesomechanics* 17 (2), 123–133. http://dx.doi.org/10.1134/S1029959914020040.

Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., 2013. The mode of fault zones deformation and triggering potentialities of seismic waves. *Trigger effects in geosystems.* GEOS Publishing, Moscow, p. 34–45 (In Russian) [*Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В.* Режим деформирования разломных зон и инициирующий потенциал сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2013. С. 34–45].

Kuzmin Yu.O., 1996. Recent super intensive deformations of the ground surface in platform fault zones. In: Geological studies and subsurface use, Issue 4. Geoinformmark, Moscow, p. 43–53 (in Russian) [*Кузьмин Ю.О.* Современные

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

Kuzmin Yu.O., 2009. Tectonophysics and recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 973–986. http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110056.

Kuzmin Yu.O., 2014. Recent geodynamics of fault zones: faulting in real time scale. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 401–443 (in Russian) [*Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 2. С. 401–443]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0135.

La Bonte A.L., Brown K.M., Fialko Y., 2009. Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe. *Journal of Geophysical Research* 114 (B4), B00A02. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005806.

Langbein J., Burford R., Slater L., 1990. Variations in fault slip and strain accumulation at Parkfield, California: Initial results using two-color geodimeter measurements, 1984–1988. *Journal of Geophysical Research* 95 (B3), 2533– 2552. http://dx.doi.org/10.1029/JB095iB03p02533.

Larson K.M., Kostoglodov V., Miyazaki S., Santiago J.A.S., 2007. The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS. *Geophysical Research Letters* 34 (13), L13309. http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029912.

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

Leonard M., 2010. Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5A), 1971–1988. http://dx.doi.org/10.1785/012009018 9.

Lienkaemper J.J., Galehouse J.S., Simpson R.W., 1997. Creep response of the Hayward Fault to stress changes caused by the Loma Prieta earthquake. *Science* 276 (5321), 2014–2016. http://dx.doi.org/10.1126/science.276.5321.2014.

Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G., 1996. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature* 383 (6595), 65–68. http://dx.doi.org/10.1038/383065a0.

Little C., 2013. M7 slow release earthquake under Wellington. *Earthquake-GeoNet.* Available from: http://info.geonet.org.nz/display/quake/2013/05/27/.

Lomax A. Michelini A., 2009. Mwpd: A duration-amplitude procedure for rapid determination of earthquake magnitude and tsunamigenic potential from P waveforms. *Geophysical Journal International* 176 (1), 200–214. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03974.x.

Mair K., Frye K.M., Marone C., 2002. Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. *Journal of Geophysical Research* 107 (B10), 2219. http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000516.

Malovichko A.A., Malovichko D.A., 2010. Estimation of power and strain focal parameters of seismic events. In: N.N. Mel'nikov (Ed.), Methods and systems of seismic deformation monitoring of technogeneous earthquakes and rock bump, Vol. 2. Novosibirsk, p. 66–92 (in Russian) [*Маловичко А.А., Маловичко Д.А.* Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов / Ред. Н.Н. Мельников. Новосибирск, 2010. Т. 2. С. 66–92].

Martin A., Clain J., Buguin A., Brochard-Wyart F., 2002.Wetting transitions at soft, sliding interfaces. *Physical Review E*, 65 (3), 031605. http://dx.doi.org/10.1103/PhysRevE.65.031605.

McCaffrey R., Wallace L.M., Beavan J., 2008. Slow slip and frictional transition at low temperature at the Hikurangi subduction zone. *Nature Geoscience* 1 (5), 316–320. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo178.

McFarland F., Lienkaemper J., Caskey S.J., 2009. Data from Theodolite Measurements of Creep Rates on San Francisco Bay Region Faults, California; 1979–2009. US Geol. Survey Open-File Report 2009–1119, version 1.5. 18 p.

Miller M.M., Melbourne T., Johnson D.J., Sumner W.Q., 2002. Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone. *Science* 295 (5564), 2423. http://dx.doi.org/10.1126/science.1071193.

Murray J.R., Segall P., 2005. Spatiotemporal evolution of a transient slip event on the San Andreas fault near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research* 110 (B9), B09407. http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003651.

Nettles M., Ekstrom G., 2004. Long-period source characteristics of the 1975 Kalapana, Hawaii, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (2), 422–429. http://dx.doi.org/10.1785/0120030090.

Obara K., Hirose H., Yamamizu F., Kasahara K., 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters* 31 (23), L23602. http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020848.

Obara K., Hirose H., 2006. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics* 417 (1–2), 33–51. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013.

Ohta Y., Freymueller J.T., Hreinsdóttir S., Suito H., 2006. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 247 (1–2), 108–116. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013.

Ohta K., Ide S., 2011. Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the Nankai subduction zone, Japan. *Journal of Geophysical Research* 116 (B1), B01308. http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007857.

Peng Z., Gomberg J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosciences* 3 (9), 599–607. http://dx.doi.org/10.1038/ngeo940.

Peterson C.L., Christensen D.H., 2009. Possible relationship between non-volcanic tremor and the 1998–2001 slow-slip event, south central Alaska. *Journal of Geophysical Research* 114 (B6), B06302. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006096.

Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V., Popov V.L., Astafurov S.V., 2007. A new way to manage displacements in zones of active faults. *Tribology International* 40 (6), 995–1003. http://dx.doi.org/10.1016/j.triboint.2006.02.021.

Riznichenko Y.V., 1974. The problem of earthquake magnitude. In: Magnitude and energy classification of earthquakes. Institute of Physics of the Earth, Moscow, p. 43–78 (in Russian) [*Ризниченко Ю.В.* Проблема величины землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. С. 43–78].

Roeloffs E. A., 2006. Evidence for aseismic deformation rate changes prior to earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 591–627. http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.124947.

Sacks, I.S., Suyehiro S., Linde A.T. Snoke J.A., 1978. Slow earthquakes and stress redistribution. *Nature* 275 (5681), 599–602. http://dx.doi.org/10.1038/275599a0.

Saito T., Ujiie K., Tsutsumi A., Shibazaki B., 2013. Geological and frictional aspects of very-low-frequency earthquakes in an accretionary prism. *Geophysical Research Letters* 40 (4), 703–708. http://dx.doi.org/10.1002/grl.50175.

Savage J.C., Svarc J.L., Yu S.B., 2007b. Postseismic relaxation and aftershocks. *Journal of Geophysical Research* 112 (B6), B06406. http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004584.

Savage J.C., Yu S.B., 2007a. Postearthquake relaxation and aftershock accumulation linearly related after the 2003 *M* 6.5 Chengkung, Taiwan, and the 2004 *M* 6.0 Parkfield, California, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (5), 1632–1645. http://dx.doi.org/10.1785/0120070069.

Schmidt D.A., Gao H., 2010. Source parameters and time-dependent slip distribution of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008. *Journal of Geophysical Research* 115 (B4), B00A18. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006045.

Scholz C.H., 1998. Earthquakes and friction laws. *Nature* 391 (6662), 37–42. http://dx.doi.org/10.1038/34097.

Segall P., Desmarais E.K., Shelly D., Miklius A., Cervelli P., 2006. Earthquakes triggered by silent slip events on Kilauea Volcano, Hawaii. *Nature* 442 (7098), 71–74. http://dx.doi.org/10.1038/nature04938.

Segall P., Rubin A., Rice J.R., Schmitt S., 2008. Dilatancy stabilization vs thermal pressurization as a mechanism for controlling slow vs fast slip. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 89 (53), Fall Meeting Supply, Abstract U32A-06.

Sekine S., Hirose H., Obara K., 2010. Short-term slow slip events correlated with non-volcanic tremor episodes in southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 115 (B9), B00A27. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006059.

Seminsky K.Zh., 2014. Specialized mapping of crustal fault zones. Part 1: Basic theoretical concept and principles. *Geodynamics & Tectonophysics.* 5 (2), 445–467 (in Russian) [*Семинский К.Ж.* Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136.

Shebalin N.V., 1997. Strong earthquakes. Selected papers. Publishing house of Academy of mining sciences, Moscow, 542 p. (in Russian) [*Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.].

Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S., 2007. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10), Q10014. http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001640.

Sherman S.I., 1977. Physical laws of the Earth crust faults evolution. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].

Sherman S.I., 2012. Destruction of the lithosphere: Fault block divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (4), 315–344 (in Russian) [*Шерман С.И.* Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонофизические закономерности // *Геодинамика и тектонофизика*. 2012. Т. 3. № 4. С. 315–344]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0077.

Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117 (in Russian) [*Шерман С.И.* Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117]. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093.

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 изд-во «Гео», 2014. 359 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1991. Faulting in the Lithosphere. Shear Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 261 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1991. 261 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1992. Faulting in the Lithosphere. Tensile Stress Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 227 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1992. 227 с.].

Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., Babichev A.A., 1994. Faulting in the Lithosphere. Compression Zones. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 262 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Семинский К.Ж. Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1994. 262 с.].

Steinbrugge K.V., Zacher E.G., 1960. Fault creep and property damage. *Bulletin of the Seismological Society of America* 50 (3), 389–396.

Schwartz S.Y., Rokosky J.M., 2007. Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics* 45 (3), RG3004. http://dx.doi.org/10.1029/2006RG000208.

Thurber C., Zhang H., Waldhauser F., Hardebeck J.L., Michael A., Eberhart-Phillips D., 2006. Three-dimensional compressional wavespeed model, earthquake relocations, and focal mechanisms for the Parkfield, California, region. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (4B), 38–49. http://dx.doi.org/10.1785/0120050825.

Tocher D., 1960. Creep rate and related measurements at Vineyard, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 50 (3), 396–405.

Uchida N., Matsuzawa T., 2013. Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters* 374, 81–91. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.021.

Ujiie K., Tanaka H., Saito T., et. al., 2013. Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science* 342 (6163), 1211–1214. http://dx.doi.org/10.1126/science.1243485.

Vergnolle M., Walpersdorf A., Kostoglodov V., Tregoning P., Santiago J.A., Cotte N., Franco S.I., 2010. Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 115 (B8), B08403. http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006852.

Vidale J.E., Houston H., 2012. Slow slip: A new kind of earthquake. *Physics Today* 65 (1), 38–43. http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1399.

Wallace L.M., Beavan J., 2010. Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12402. http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007717.

Wei M., Kaneko Y., Liu Y., McGuire J.J., 2013. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity. *Nature Geosciences* 6 (7), 566–570. http://dx.doi.org/10.1038/NGEO1835.

Wei M., Sandwell D., Fialko Y., 2009. A silent Mw 4.7 slip event of October 2006 on the Superstition Hills fault, southern California. *Journal of Geophysical Research* 114 (B7), B07402. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006135.

Wiens D.A., Anandakrishnan S., Winberry J.P., King M.A., 2008. Simultaneous teleseismic and geodetic observations of the stick-slip motion of an Antarctic ice stream. *Nature* 453 (7196), 770–774. http://dx.doi.org/10.1038/nature06990.

8. Приложение / Appendix

В Приложении собраны данные о параметрах событий медленного скольжения (табл. 1) и постсейсмического скольжения (табл. 2).

Часть параметров взята непосредственно из источников, часть пересчитывалась по соответствующим соотношениям, приведенным в тексте статьи. Список источников данных приведен в конце Приложения.

Таблица 1. **События медленного скольжения**

Table 1. **Slow slip events.**

Дата (мм.гггг)	Регион	Длительность, день	S^0.5, км	Mw	M_0, Н·м	D, см	Скольжение, км/с	Источник
1989	Япония	10	70	7.37	1.43E+20	1.2	1.16E–4	*Kawasaki et al., 2001*
1992	Япония	1.5	61	6.92	3.02E+19		5.79E–4	*Kawasaki et al., 2001*
12.1992	Сан-Андреас	7		4.8	2.00E+16			*Linde et al., 1996*
1994	Япония	365	102	7.67	4.03E+20	3.4	4.76E–6	*Kawasaki et al., 2001*
1995–1996	Мексика	240		7.1	5.62E+19			*Larson et al., 2004*
1996	Япония	300	60	6.6	1.00E+19		2.31E–6	*Hirose et al., 1999*
05.1996	Япония	7		6.4	5.01E+18		1.16E–4	*Sagiya, 2004*
1996–1997	Новая Зеландия	398		6.7	1.41E+19			*Wallace, Beaven, 2010*

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Дата (мм.гггг)	Регион	Длительность, день	S^0.5, км	Mw	M0, Н·м	D, см	Скольжение, км/с	*Источник*
1996–1998	Япония	570	182	7.1	5.62E+19		4.67E–6	*Ozawa et al., 2007*
1996–1998	Япония	365		7.2	7.94E+19		7.36E–6	*Miyazaki et al., 2003*
1997	Япония	45	79	6.6	1.00E+19	5.5	2.31E–5	*Heki, Kataoka, 2008*
03.1997	Япония	300		6.6–7.2	2.00E+19	5–20		*Hirose et al.1999; Miyazaki et al., 2003*
1998	Мексика	160	34	7.1	5.62E+19		7.41E–6	*Larson et al., 2004*
07.1998	Каскадия			6.8	2.00E+19	3		*Dragert et al., 2004*
09.1998	Гавайи	2	7	5.7	4.47E+17	5	4.92E–05	*Segall et al., 2006*
1998–2001	Аляска	1100	492	7.2	7.94E+19	12–16.5	5.79E–6	*Ohta et al., 2006*
07.1998	Каскадия	56	98	6.49	6.8E+18	2.6	3.38E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
02.1999	Япония	9		5.6	3.16E+17		2.19E–5	*Nakagawa et al., 2000*
08.1999	Каскадия			6.7–6.9	2.00E+19	2–8		*Dragert et al. 2001, 2004*
08.1999	Каскадия	52	132	6.63	1.1E+19	2.1	5.60E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
12.1999 этап A	Сан-Андреас					0.33		*Linde et al., 1996*
12.1999 этап B	Сан-Андреас					0.45		*Linde et al., 1996*
12.1999 этап C	Сан-Андреас					2.8	3.50E–04	*Linde et al., 1996*
12.1999 этап D	Сан-Андреас					0.89		*Linde et al., 1996*
12.1999 этап E	Сан-Андреас					0.5	2.00E–04	*Linde et al., 1996*
12.1999	Каскадия	23	84	6.31	3.67E+18	1.75	7.65E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
1999	Каскадия	50		6.7	1.41E+19	3		*Dragert et al., 2004*
1999	Каскадия			6.5	7.08E+18	4		*Dragert et al., 2004*
1999	Каскадия	40		6.6	1.00E+19	2–4		*Dragert et al. 2001, 2004*
1999	Каскадия	50		6.8	2.00E+19	3–4		*Dragert et al.. 2004*
1999	Каскадия			6.7	1.41E+19	3–4		*Schmidt, 2006*
2000	Коста-Рика	25.5		6.8	2.00E+19	(300) ?	5.45E–06	*La Bonte et al., 2009*
10.2000	Япония	2000		>7	3.98E+19	20–30		*Miyazaki et al., 2006; Ohta et al., 2004*
11.2000	Гавайи	1.5	11	5.8	6.31E+17	6	1.23E–04	*Montgomery-Brown et al., 2009*
12.2000	Гавайи	1.5	17	5.6	3.16E+17		1.54E–04	*Montgomery-Brown et al., 2009*
12.2000	Каскадия	19	102	6.27	3.20E+18	2.65	1.16E–04	*Schmidt, Gao, 2010*
2000–2001	Япония	510		6.8	2.00E+19			*Miyazaki et al., 2006*
2001	Мексика	195	371	6.8–7.6	1.12E+20	9–30	8.68E–5	*Kostoglodov et al., 2003; Larson et al., 2004*
2001	Япония	66		6,7	1.41E+19			*Sato et al., 2004*
04.2001	Каскадия	28	92	6.22	2.69E+18	0.95	8.61E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
08.2001	Япония	66		6.7	1.41E+19			*Sato et al., 2004*
2001–2002	Мексика		119	7.65	3.76E+20	6.2(9.2)		*Radiguet et al., 2012*
2002	Япония	12		6	1.26E+18			*Maeda, Obara, 2009*
2002	Мексика		245	7.5	2.24E+20			*Cotton et al., 2008*
02.2002	Каскадия	23	116	6.3	3.55E+18	1.67	9.54E–05	*Smidt, Gao, 2010*
08.2002	Япония	5		6	1.26E+18	3.7		*Obara et al., 2004*
08.2002	Япония	6		6	1.26E+18		1.60E–04	*Hirose, Obara, 2010*
08.2002	Япония	4	42	5.8	6.31E+17	3	1.39E–4	*Obara et al., 2004*
08.2002	Япония	3	33	5.7	4.47E+17	0.7	2.39E–4	*Obara et al., 2004*
10.2002	Новая Зеландия	10	46			18	8.10E–5	*Douglas et al., 2005*
2002–2004	Япония	660	182	7.1	5.62E+19		4.03E–6	*Ozawa et al., 2007*
2003	Япония	13		6.1	1.78E+18			*Maeda, Obara, 2009*
10.2002	Япония	50		6.6	1.00E+19	10–20		*Ozawa et al.. 2003*
10.2002	Новая Зеландия	10				18		*Beavan et al., 2007; Douglas et al., 2005*
10.2002	Новая Зеландия	14	46.6	6.8	2.00E+19	10.2	3.85E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
2003	Новая Зеландия	202	41	6.6	1.00E+19	15.7(29)	2.35E–06	*Wallace, Beaven, 2010*
02.2003	Каскадия	15	53	6.08	1.66E+18	1.57	5.44E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
02.2003	Каскадия	15	45	5.88	8.32E+17	1.08	3.46E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
02.2003	Каскадия	19	99	6.2	2.51E+18	1.06	1.02E–04	*Schmidt, Gao, 2010*
2003–2008	Япония			3.5	2.24E+14			*Ito et al., 2009*
05.2003	Новая Зеландия	365				50		*Beavan et al., 2007*
07.2003	Гавайи	1.5	11	5.4	1.58E+17		8.87E–05	*Montgomery-Brown et al., 2009*
08.2003	Япония	10		6.1	1.78E+18	3.9		*Hirose, Obara, 2005*

Продолжение таблицы 1

Continuation of Table 1

Дата (мм.гггг)	Регион	Длительность, день	S^0.5, км	Mw	M0, Н·м	D, см	Скольжение, км/с	*Источник*
08.2003	Япония	90	63	6.8	2.00E+19	10.9	9.13E–6	*Hirose, Obara, 2005*
08.2003	Япония	3	40	5.9	8.91E+17	1.28	3.09E–4	*Hirose, Obara, 2005*
08.2003	Япония	5	33	6	1.26E+18	2.64	6.48E–5	*Hirose, Obara, 2005*
08.2003	Япония	6		6.1	1.78E+18		1.10E–04	*Hirose, Obara, 2010*
09.2003	Коста-Рика	30				1.5		*Brown et al., 2005*
11.2003	Япония	4	54	6.2	2.51E+18	2.41	1.91E–4	*Hirose, Obara, 2005*
2004	Мексика	180	71	6.6	1.00E+19		6.43E–6	*Correa-Mora et al., 2008*
01.2004	Каскадия	13	58	6.01	1.30E+18	1.45	6.39E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
01.2004–06.2005	Новая Зеландия	540	87	7	3.98E+19	35	(2.14E–7)?	*Wallace, Beavan, 2006*
2004–2005	Новая Зеландия	492		7.2	7.94E+19			*Wallace, Beaven, 2010*
2004–2005 ст.1	Новая Зеландия		80	6.9	2.82E+19	9.2		*Wallace, Beaven, 2010*
2004–2005 ст.2	Новая Зеландия		48	6.9	2.82E+19	24.4		*Wallace, Beaven, 2010*
2004–2005 ст.3	Новая Зеландия		46	6.8	2.00E+19	23.3		*Wallace, Beaven, 2010*
02.2004	Япония	3.5	36	6	1.26E+18	2.1	9.26E–5	*Hirose, Obara, 2005*
04.2004	Япония	8		6.1	1.78E+18			*Hirose, Obara, 2010*
04.2004	Япония	5	43	5.8	6.31E+17	0.79	1.60E–4	*Hirose, Obara, 2005*
05.2004	Каскадия	37	106	6.37	4.52E+18	1.79	4.97E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
07.2004	Каскадия	32	84	6.21	2.60E+18	2.51	3.33E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
11.2004	Новая Зеландия	17	32.3	6.7	1.41E+19	12	2.20E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
11.2004	Япония	2	41	5.9	8.91E+17	1.2	2.14E–4	*Hirose, Obara, 2006*
12.2004	Япония	3	29	5.8	6.31E+17	1.8	1.16E–4	*Hirose, Obara, 2006*
12.2004	Новая Зеландия	20	40.8	6.3	3.55E+18	1.5	2.36E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
01.2005	Гавайи	2.2	13	6	1.26E+18		9.20E–05	*Montgomery-Brown et al., 2009*
2005	Япония	13		6	1.26E+18			*Maeda, Obara, 2009*
2005	Япония	10		6	1.26E+18			*Maeda, Obara, 2009*
07.2005	Япония	4	41	5.7	4.47E+17	0.8	1.19E–4	*Hirose, Obara, 2006*
04.2005	Каскадия	16	62	6.15	2.11E+18	1.53	4.77E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
05.2005	Япония	5		6	1.26E+18		9.26E–05	*Hirose, Obara, 2010*
09.2005	Каскадия	45	97	6.44	5.75E+18	3.89	2.60E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
10.2005	Япония	3		6	1.26E+18			*Hirose, Obara, 2010*
2005–2006	Новая Зеландия	365		6.7	1.41E+19			*Wallace, Beaven, 2010*
2006	Мексика	180	186	7.5	2.24E+20		1.48E–5	*Cotton et al., 2008*
2006	Япония	8		6.1	1.78E+18			*Maeda, Obara, 2009*
2006	Мексика	30		7.1	5.62E+19			*Correa-Mora et al., 2009*
06.2006	Каскадия	11	68	6.06	1.55E+18	1.42	1.05E–04	*Schmidt, Gao, 2010*
04.2006	Япония	5		6.1	1.78E+18		2.09E–04	*Hirose, Obara, 2010*
04.2006	Япония	3		6	1.26E+18		2.54E–4	*Shelly et al., 2007*
2006	Мексика		64	7.5	2.24E+20	5.7(7.8)		*Radiguet et al., 2012*
06.2006	Новая Зеландия	7	30.13	6.4	5.01E+18	11.1	4.98E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
07.2006	Новая Зеландия	6	70	6.6	1.00E+19	2.9	1.35E–04	*Wallace, Beaven, 2010*
08.2006	Новая Зеландия	7	57	6.8	2.00E+19	14.7	9.42E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
2007	Мексика	30		7	3.98E+19			*Correa-Mora et al., 2009*
2007	Япония	11		5.9	8.91E+17			*Maeda, Obara, 2009*
07.2007	Каскадия	20	49	5.88	8.32E+17	1.63	2.36E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
01.2007	Каскадия	26	116	6.26	3.09E+18	3.95	4.19E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
03.2007	Япония	3		5.9	8.91E+17			*Hirose, Obara, 2010*
05.2007	Коста Рика	40	79	6.7	1.41E+19	12	2.29E–05	*Outerbridge et al., 2010*
08.2007	Япония	10		6.6	1.00E+19	2.5		*Hirose et al., 2014*
12.2007	Новая Зеландия	34	26	6.5	7.08E+18	7	8.85E–06	*Wallace, Beaven, 2010*
02.2008	Новая Зеландия	5	44	6.4	5.01E+18	3.8	1.02E–04	*Wallace, Beaven, 2010*
03.2008	Новая Зеландия	15	77	6.7	1.41E+19	5	5.94E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
05.2008	Каскадия	40	153	6.4	5.01E+18	2.08	4.21E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
08.2008	Новая Зеландия	12	32	6.4	5.01E+18	5.1	3.09E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
2008	Новая Зеландия	479		7	3.98E+19			*Wallace, Beaven, 2010*
2008 ст.1	Новая Зеландия		35.6	6.3	3.55E+18	5.8		*Wallace, Beaven, 2010*
2008 ст.2	Новая Зеландия		63.8	6.7	1.41E+19	9.7		*Wallace, Beaven, 2010*
2008 ст.3	Новая Зеландия		95.7	6.6	1.00E+19	2.6		*Wallace, Beaven, 2010*
2008 ст.4	Новая Зеландия		81.9	6.5	7.08E+18	2.9		*Wallace, Beaven, 2010*
04.2009	Каскадия	46	137	6.41	5.19E+18	1.4	4.72E–05	*Schmidt, Gao, 2010*
08.2009	Каскадия	54	160	6.39	4.84E+18	2.81	6.26E–05	*Schmidt, Gao, 2010*

Окончание таблицы 1

End of Table 1

Дата (мм.гггг)	Регион	Длительность, день	S^0.5, км	Mw	M0, Н·м	D, см	Скольжение, км/с	*Источник*
2009	Коста Рика	180		7.2	7.94E+19			*Jiang et al., 2012*
2009–2010	Новая Зеландия	365		6.8	2.00E+19			*Wallace, Beaven, 2010*
2009–2010	Мексика	365	67	7.54	2.57E+20	6.3(9.2)	2.12E–06	*Radiguet et al., 2012*
2009–2011	Аляска	1095		7.5	2.24E+20	13.5		*Fu, Freymueller, 2013*
02.2010	Новая Зеландия	14	83	6.7	1.41E+19	6.5+3	6.86E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
03.2010	Новая Зеландия	16	56	6.7	1.41E+19	9	4.05E–05	*Wallace, Beaven, 2010*
06.2010–09.2010	Новая Зеландия	50	70	6.5	7.08E+18	3	1.62E–05	*Wallace et al., 2012*
09.2010	Япония	365		7	3.98E+19			*Ozawa et al., 2013*
09.2010–12.2010	Новая Зеландия	100	100	6.91	2.92E+19	10	1.16E–05	*Wallace et al., 2012*
2010–2011	Аляска	690		6.9	2.82E+19	(0.5) ?		*Wei et al., 2012*
2010–2011	Новая Зеландия	480		7.1	5.62E+19			*Wallace et al., 2012*
01.2011–09.2011	Новая Зеландия	250	100	6.68	1.32E+19	4.5	4.63E–06	*Wallace et al., 2012*
06.2011	Новая Зеландия	33		6.8	2.00E+19			*Wallace et al., 2012*
13.06.2011–01.07.2011	Новая Зеландия	18	70	6.54	8.13E+18	4	4.50E–05	*Wallace et al., 2012*
01.07.2011–16.07.2011	Новая Зеландия	16	70	6.65	1.19E+19	5	5.06E–05	*Wallace et al., 2012*
08.2011	Новая Зеландия	20		6.44	5.75E+18			*Wallace et al., 2012*
14.08.2011–03.09.2011	Новая Зеландия	20	84	6.44	5.75E+18	2	4.86	*Wallace et al., 2012*
09.2011	Новая Зеландия	21		6.23	2.79E+18			*Wallace et al., 2012*
15.09.2011–06.10.2011	Новая Зеландия	21	40	6.23	2.79E+18	4	2.20E–05	*Wallace et al., 2012*
10.2011	Япония	8		6.6	1.00E+19	4		*Hirose et al., 2014*
12.12.2011–23.12.2011	Новая Зеландия	11	80	6.48	6.61E+18	3	8.42E–05	*Wallace et al., 2012*

Таблица 2. **Постсейсмическое скольжение**

Table 2. **Postseismic slip**

Дата	Регион	Длительность, день	S^0.5, км	Mw	M_0, Н·м	D, см	Источник
1978	Япония		82	7.7	4.47E+20	93.5	*Ueda et al., 2001*
1978, июнь	Япония	1400		7.5–7.6		100–200	*Ueda et al., 2001;*
1978	Япония		82	7.35	1.33E+20	28	*Ueda et al., 2001*
1989, ноябрь	Япония	10		7.4	1.58E+20		*Kawasaki et al., 2001*
1992, июль	Япония	1		7.3–7.7		>50	*Kawasaki et al., 1995; 2001*
1994, декабрь	Япония	100		7.5	2.24E+20	120	*Kawasaki et al., 2001*
1994	Япония	365	85	7.7	4.47E+20	88.5	*Heki et al., 1997*
1997, декабрь	Камчатка	60		7.7	4.47E+20	193	*Bürgmann et al., 2001*
1995, октябрь	Мексика	150		7.7	4.47E+20	80	*Hutton et al., 2001*
2001, июнь	Перу	310		8.1		15.8	*Melbourne et al., 2002*
2001, август	Япония	65		6.7	1.41E+19	33	*Sato et al., 2004;*
2003, сентябрь	Япония	180		7.8	6.31E+20	40–60	*Matsubara et al., 2005*
2004, декабрь	Суматра	45		8.7	1.41E+22		*Subarya et al., 2006*
2005, март	Суматра	330		8.2	2.51E+21	50–140	*Hsu et al., 2006*

Список источников данных

Beavan J., Wallace L., Douglas A., Fletcher H., Townend J., 2007. Slow slip events on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. In: P. Tregoning, C. Rizos (Eds.), Dynamic planet: monitoring and understanding a dynamic planet with geodetic and oceanographic tools: IAG Symposium, Cairns, Australia, 22–26 August 2005. *International Association of Geodesy Symposia*, Vol. 130. Springer, New York, p. 438–444. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-49350-1_64.

Brown K.M., Tryon M.D., DeShon H.R., Dorman L.M., Schwartz S.Y., 2005. Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 238 (1), 189–203. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.055.

Brudzinski M.R., Allen R., 2006. Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 87 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract T53G-05.

Bürgmann R., Kogan M.G., Levin V.E., Scholz C.H., King R.W., Steblov G.M., 2001. Rapid aseismic moment release following the 5 December 1997 Kronotsky Kamchatka earthquake, *Geophysical Research Letters* 28 (7), 1331–1334. http://dx.doi.org/10.1029/2000GL012350.

Correa-Mora F., De Mets C., Cabral-Cano E., Diaz-Molina O., Marquez-Azua B., 2009. Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007: Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (2), Q02S12. http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002211.

Correa-Mora F., De Mets C., Cabral-Cano E., Marquez-Azua B., Diaz-Molina O., 2008. Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico. *Geophysical Journal International*. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03910.x.

Cotton F., Vergnolle M., Thollon O., Campillo M., Manighetti I., Cotte N., Walpersdorf A., Kostoglodov V., 2008. Comparison of slip distribution of large slow slip events in Guerrero subduction zone. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 89 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract U33A-0039.

Douglas A., Beavan J., Wallace L., Townend J., 2005. Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 32 (16)**,** L16305. http://dx.doi.org/10.1029/2005GL023607.

Dragert H., Wang K., James T.S., 2001. A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science* 292 (5521), 1525–1528. http://dx.doi.org/10.1126/science.1060152.

Dragert H., Wang K., Rogers G., 2004. Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone. *Earth, Planets and Space* 56 (12), 1143–1150.

Fu Y., Freymueller J.T., 2013. Repeated large slow slip events at the southcentral Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 303–311. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.049.

Heki K., Kataoka T., 2008. On the biannually repeating slow-slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan. *Journal of Geophysical Research* 113 (B11), B11402. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005739.

Heki K., Miyazaki S., Tsuji H., 1997. Silent fault slip following an interpolate thrust earthquake at the Japan Trench. *Nature* 386 (6625), 595–598. http://dx.doi.org/10.1038/386595a0.

Hirose H., Hirahara K., Kimata F., Fujii N., Miyazaki S., 1999. A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Geophysical Research Letters* 26 (21), 3237–3240. http://dx.doi.org/10.1029/1999GL010999.

Hirose H., Matsuzawa T., Kimura T., Kimura H., 2014. The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm. *Geophysical Research Letters* 41 (8), 2778–2785. http://dx.doi.org/10.1002/2014GL059791.

Hirose H., Obara K., 2005. Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan. *Earth, Planets and Space* 57 (10), 961–972.

Hirose H., Obara K., 2006. Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan. *Geophysical Research Letters* 33 (17), L17311. http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026579.

Hirose H., Obara K., 2010. Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 115 (B6), B00A21. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006050.

Hsu Y.-J., Simons M., Avouac J.-P., Galetzka J., Sieh K., Chlieh M., Natawidjaja D., Prawirodirdjo L., Bock Y., 2006. Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra. *Science* 312 (5782), 1921–1926. http://dx.doi.org/10.1126/science.1126960.

Hutton W., DeMets C., Sanchez O., Suarez G., Stock J., 2001. Slip kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw=8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints. *Geophysical Journal International* 146 (3), 637–658. http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.2001.00472.x.

Ito Y., Obara K., Matsuzawa T., Maeda T., 2009. Very low frequency earthquakes related to small asperities on the plate boundary interface at the locked to aseismic transition. *Journal of Geophysical Research* 114 (B11), B00A13. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006036.

Jiang Y., Wdowinski S., Dixon T.H., Hackl M., Protti M., Gonzalez V., 2012. Slow slip events in Costa Rica detected by continuous GPS observations, 2002–2011. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (4), Q04006. http://dx.doi.org/10.1029/2012GC004058.

Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y., 2001. Space–time distribution of interplate moment release including slow earthquakes and the seismo-geodetic coupling in the Sanriku-oki region along the Japan trench. *Tectonophysics* 330 (3), 267–283. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00245-6.

Kawasaki I., Asai Y., Tamura Y., Sagiya T., Mikami N., Okada Y., Sakata M., Kasahara M., 1995. The 1992 Sanriku-Oki, Japan, ultra-slow earthquake. *Journal of Physics of the Earth* 43 (2), 105–116. http://dx.doi.org/10.4294/jpe1952.43.105.

Kostoglodov V., Singh S.K., Santiago J.A., Franco S.I., Larson K.M., Lowry A.R., Bilham R., 2003. A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico. *Geophysical Research Letters* 30 (15), 1807. http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017219.

La Bonte A.L., Brown K.M., Fialko Y., 2009. Hydrologic detection and finite element modeling of a slow slip event in the Costa Rica prism toe. *Journal of Geophysical Research* 114 (B4), B00A02. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005806.

Larson K.M., Lowry A.R., Kostoglodov V., Hutton W., Sánchez O., Hudnut K., Suárez G., 2004. Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico. *Journal of Geophysical Research* 109 (B4), B04409. http://dx.doi.org/10.1029/2003JB002843.

Linde A.T., Gladwin M.T., Johnston M.J.S., Gwyther R.L., Bilham R.G., 1996. A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature* 383 (6595), 65–68. http://dx.doi.org/10.1038/383065a0.

Maeda T., Obara K., 2009. Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan. *Journal of Geophysical Research* 114 (B10), B00A09. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006043.

Matsubara M., Yagi Y., Obara K., 2005. Plate boundary slip associated with the 2003 Off-Tokachi earthquake based on small repeating earthquakes. *Geophysical Research Letters* 32 (8), L08316. http://dx.doi.org/10.1029/2004GL022310.

Melbourne T.I., Webb F.H., Stock J.M., Reigber C., 2002. Rapid postseismic transients in subduction zones from continuous GPS. *Journal of Geophysical Research* 107 (B10), 2241. http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000555.

Miyazaki S., McGuire J.J., Segall P., 2003. A transient subduction zone slip episode in southwest Japan observed by the nationwide GPS array. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2087. http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000456.

Miyazaki S., Segall P., Mc Guire J.J., Kato T., Hatanaka Y., 2006. Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake. *Journal of Geophysical Research* 111 (B3), B03409. http://dx.doi.org/10.1029/2004JB003426.

Montgomery-Brown E.K., Segall P., Miklius A., 2009. Kilauea slow slip events: Identification, source inversions, and relation to seismicity. *Journal of Geophysical Research* 114 (B6), B00A03. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006074.

Nakagawa Y., Harada S., Kawasaki I., Sagiya T., 2000. A preliminary report on February, 1999, silent earthquake off Boso Peninsula, central Japan, as revealed by GEONET. *Abstracts of the Joint Meeting for Earth and Planetary Science*, Da-009.

Obara K., Hirose H., 2006. Non-volcanic deep lowfrequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone. *Tectonophysics* 417 (1–2), 33–51. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013.

Obara K., Hirose H., Yamamizu F., Kasahara K., 2004. Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone. *Geophysical Research Letters* 31 (23), L23602. http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020848.

Ohta Y., Freymueller J.T., Hreinsdóttir S., Suito H., 2006. A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 247 (1–2), 108–116. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013.

Outerbridge K.C., Dixon T.H., Schwartz S.Y., Walter J I., Protti M., Gonzalez V., Biggs J., Thorwart M., Rabbel W., 2010. A tremor and slip event on the Cocos-Caribbean subduction zone as measured by a global positioning system (GPS) and seismic network on the Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research* 115 (B10), B10408. http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006845.

Ozawa S., Miyazaki S., Hatanaka Y., Imakiire T., Kaidzu M., Murakami M., 2003. Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso Peninsula, central Japan. *Geophysical Research Letters* 30 (6), 1283. http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016665.

Ozawa S., Suito H., Imakiire T., Murakmi M., 2007. Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between 2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan. *Journal of Geophysical Research* 112 (B5), B05409. http://dx.doi.org/10.1029/2006JB004643.

Ozawa S., Yarai H., Imakiire T., Tobita M., 2013. Spatial and temporal evolution of the long-term slow slip in the Bungo Channel, Japan. *Earth, Planets and Space* 65 (2), 67–73. http://dx.doi.org/10.5047/eps.2012.06.009.

Radiguet M., Cotton F., Vergnolle M., Campillo M., Walpersdorf A., Cotte N., Kostoglodov V., 2012. Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *Journal of Geophysical Research* 117 (B4), B04305. http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008801.

Sagiya T., 2004. Interplate Coupling in the Kanto District, Central Japan, and the Boso Peninsula Silent Earthquake in May 1996. *Pure and Applied Geophysics* 161 (11–12), 2327–2342. http://dx.doi.org/10.1007/s00024-004-2566-6.

Sato T., Imanishi K., Kato N., Sagiya T., 2004. Detection of a slow slip event from small signal in GPS data. *Geophysical Research Letters* 31 (5), L05606, http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019514.

Schmidt D., 2006. The 2005 Cascadia ETS event inferred from PBO tensor strainmeters and GPS. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 87 (52), Fall Meeting Supplies, Abstract T41A–1545.

Schmidt D.A., Gao H., 2010. Source parameters and time-dependent slip distributions of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008. *Journal of Geophysical Research* 115 (B4), B00A18. http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006045.

Segall P., Desmarais E.K., Shelly D., Miklius A., Cervelli P., 2006. Earthquakes triggered by silent slip events on Kilauea volcano, Hawaii. *Nature* 442 (7098), 71–74. http://dx.doi.org/10.1038/nature04938.

Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S., 2007. Complex evolution of transient slip derived from precise tremor locations in western Shikoku, Japan. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10), Q10014. http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001640.

Subarya C., Chlieh M., Prawirodirdjo L., Avouac J.-P., Bock Y., Sieh K., Meltzner A.J., Natawidjaja D.H., McCaffrey R., 2006. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman earthquake. *Nature* 440 (7080), 46–51. http://dx.doi.org/10.1038/nature04522.

Szeliga W., Melbourne T., Miller M., Santillian V., 2004. Southern Cascadia episodic slow earthquakes. *Geophysical Research Letters* 31 (16), L16602. http://dx.doi.org/10.1029/2004GL020824.

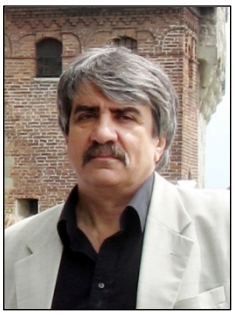
Ueda H., Ohtake M., Sato H., 2001. Afterslip of the plate interface following the 1978 Miyagi–Oki, Japan, earthquake, as revealed from geodetic measurement data. *Tectonophysics* 338 (1), 45–57. http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00121-4.

Wallace L.M., Barnes P., Beavan J., Van Dissen R., Litchfield N., Mountjoy J., Langridge R., Lamarche G., Pondard N., 2012. The kinematics of a transition from subduction to strike-slip: An example from the central New Zealand plate boundary. *Journal of Geophysical Research* 117 (B2), B02405. http://dx.doi.org/10.1029/2011JB008640.

Wallace L.M., Beavan J., 2006. A large slow slip event on the central Hikurangi subduction interface beneath the Manawatu region, North Island, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 33 (11), L11301. http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026009.

Wallace L.M., Beavan J., 2010. Diverse slow slip behavior at the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 115 (B12), B12402. http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007717.

Wei M., McGuire J.J., Richardson E., 2012. A slow slip event in the south central Alaska subduction zone and related seismicity anomaly. *Geophysical Research Letters* 39 (15), L15309. http://dx.doi.org/10.1029/2012GL052351.



Кочарян Геворг Грантович, докт. физ.-мат. наук, профессор, заведующий лабораторией
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495) 939-75-27; ✉ e-mail: gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru

Kocharyan, Gevorg G., Doctor of Physics and Mathematics, Professor, Head of Laboratory
Institute of Geosphere Dynamics RAS
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397527; e-mail: ✉ gevorgk@idg.chph.ras.ru, gevorgkidg@mail.ru

Кишкина Светлана Борисовна, канд. физ.-мат. наук, в.н.с.
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495)9397573; e-mail: svetlank@gmail.com

Kishkina, Svetlana B., Candidate of Physics and Mathematics, Lead Researcher
Institute of Geosphere Dynamics RAS
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397573; e-mail: svetlank@gmail.com

Новиков Виктор Александрович, к.т.н., зав. лабораторией
Объединенный институт высоких температур РАН
125412, Москва, ул. Ижорская, 19, стр. 2, Россия
e-mail: novikov@ihed.ras.ru

Novikov, Victor A., Candidate of Engineering Sciences, Head of Laboratory
Joint Institute for High Temperatures RAS
Building 2, 19 Izhorskaya street. Moscow 125412, Russia
e-mail: novikov@ihed.ras.ru

Остапчук Алексей Андреевич, младший научный сотрудник
Институт динамики геосфер РАН
119334, Москва, Ленинский проспект, 38, корп. 1, Россия
Тел.: (495)9397511; e-mail: ostapchuk@idg.chph.ras.ru

Ostapchuk, Alexey A., Junior Researcher
Institute of Geosphere Dynamics RAS
Building 1, 38 Leninsky prospect, Moscow 119334, Russia
Tel.: (495)9397511; e-mail: ostapchuk@idg.chph.ras.ru