GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

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

2018 VOLUME 9 ISSUE 3 PAGES 629–652 ISSN 2078-502X

https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0365

Tectonophysics

REGULARITIES OF CRUSTAL FAULTING AND TECTONOPHYSICAL INDICATORS OF FAULT METASTABILITY

Yu. L. Rebetsky

O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia

Abstract: The problem of forecasting seismic hazards is discussed. The stress state data characterizing various aspects of brittle failure are reviewed in detail. It is shown that the most convenient tool for analyzing such data is the Mohr stress diagram and the Coulomb criterion. Noted is the role of a fluid in not only reducing the normal stresses responsible for brittle failure, but also predetermining the major processes in fault zones. In each fault body, a node can be distinguished as a fault part wherein the main structural and material transformations take place. The node contains narrow elongated zones of modification of mylonites, from protomylonites to ultramylonites and blastomylonites, that are related to the localization of continuous and discontinuous shear deformation. Due to the metamorphic processes, fault zones are less strong than the surrounding consolidated blocks of the crust. A theoretical analysis of the mechanism of displacements along the discontinuities of different scale ranks shows differences in their manifestation. Tectonic and seismic displacements along the rupture occupy the entire area at once, while displacements along the fault zone occur in stages along its extent and follow the 'rolling-carpet' principle that is also typical of intra-crystal dislocations. The stress state in the vicinity of ruptures and faults has different characteristic features. Based on the seismological and tectonophysical data on earthquake focal parameters and discontinuities, it is possible to identify two or three ranks of stresses, which differ in the laws predetermining their mutual relationships. Actually, this conclusion contradicts the hypothesis of self-similarity of discontinuities in their continuous range, from a dislocation to a fault zone, which length amounts to tens of kilometers. Besides, it imposes a restriction on the use of statistical analysis of seismic data. The seismic data show that in the source of a large earthquake, displacement develops as a running band ('rolling-carpet' principle). In the source of a weak earthquake, it occupies the entire earthquake focal area at once. The differences in the types of shearing in the sources of weak and strong earthquakes are related to the relationships between three dynamic parameters of the medium: velocity of seismic wave propagation, rate of rupture propagation, and displacement rate of the sides of the fracture. Using tectonophysical methods, the stress state was reconstructed for the seismically active regions of the planet and the sources of the mega-earthquakes of the 21st century. Based on the reconstructions, the mean strength and stress values were calculated, and the specific features of the stress fields were revealed. It is established that the strongest regional earthquakes 'avoided' the areas with increased effective isotropic pressure. The sizes of the sources of the strongest earthquakes were controlled by the size of the region with decreased effective pressure. The sites, wherefrom the earthquake were initiated, were often located in the zones of the highest stress gradients. These regularities support the

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: S.A. Bornyakov

Received: March 13, 2018
Revised: June 29, 2018
Accepted: July 23, 2018

For citation: *Rebetsky Yu.L.*, 2018. Regularities of crustal faulting and tectonophysical indicators of fault metastability. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 629–652. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0365.

Для цитирования: *Ребецкий Ю.Л.* Закономерности разрывообразования в земной коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 629–652. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0365.

term “metastability of the state of fault zone” (introduced to seismology from the physics of the states of matter) and justify it by a specific distribution pattern of stress values prior to the mega-earthquake. Based on the tectonophysical definition of the metastable state of faults, the important role is outlined for a stress gradient zone that represents a location wherein a trigger earthquake occurs. The ‘maturity’ of the zone with increased stress gradient values is, in essence, a characteristic of the time interval of metastability of the fault zone.

Key words: stress state; faulting; earthquake; earthquake hypocenter; metastable state of the fault zone; Mohr diagram; tectonophysical reconstruction

Закономерности разрывообразования в земной коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов

Ю. Л. Ребецкий

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Аннотация: Обсуждается проблема прогноза сейсмической опасности. Дается детальный обзор данных о напряженном состоянии, характеризующем различные аспекты хрупкого разрушения. Показано, что наиболее удобным инструментом такого анализа является диаграмма Мора и данные о кулоновых напряжениях. Отмечается роль флюида, не только понижающего уровень нормальных напряжений, ответственных за хрупкое разрушение, но и определяющего важнейшие процессы в разломных зонах. Выделяется ядерная часть – тело разлома, в которой происходят основные структурно-вещественные преобразования и формируются узкие, протяженные по площади модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов, с которыми связана локализация непрерывных и разрывных сдвиговых деформаций. Метаморфические процессы в разломных зонах обеспечивают их низкую прочность в сравнении с окружающими консолидированными блоками коры. Теоретический анализ механизма реализации смещений вдоль разрывов сплошности разного масштабного ранга показывает их различие. Тектонические или сейсмические смещения вдоль трещины захватывают сразу всю ее площадь, в то время как для разлома они реализуются поэтапно вдоль его протяженности, напоминая «ковровый принцип» или «бегущую полоску», который также свойствен внутрикристаллическим дислокациям. Напряженное состояние в окрестности трещин и разлома имеет разные характерные особенности. Сейсмологические и тектонофизические данные о параметрах очагов землетрясений и разрывов сплошности в геологических объектах позволяют выделить 2–3 диапазона с различными законами, определяющими их взаимные соотношения. Данный вывод фактически противоречит гипотезе о самоподобии разрывов сплошности в непрерывном их диапазоне – от дислокации до разлома в десятки километров и накладывает ограничение на применение статистического анализа сейсмических данных. Сейсмические данные показывают, что смещение в очаге крупного землетрясения также развивается в виде бегущей полоски, а в очаге слабого землетрясения одномоментно охватывает всю его площадь. Различия в типе реализуемого сдвига в очаге слабого и сильного землетрясений связаны с соотношениями между тремя характерными динамическими параметрами среды: скоростью распространения сейсмических волн, скоростью распространения разрыва и скоростью смещения бортов разрыва. Тектонофизические реконструкции напряженного состояния в сейсмоактивных областях различных регионов планеты и в очагах подготовки мега-землетрясений XXI в. позволили получить усредненные значения прочности массивов и величин напряжений, а также выявили ряд характерных особенностей поля напряжений. Установлено, что наиболее сильные региональные землетрясения «избегают» областей повышенного уровня эффективного всестороннего давления. Размер очагов мега-землетрясений контролируется областью пониженного уровня эффективного давления, а участок, откуда инициировано землетрясение, часто располагается в зоне самого высокого градиента напряжений, существовавшего на краю очага или повышенного уровня напряжений внутри него.. Выявленные закономерности позволили дать термину «метастабильность состояния разломов», пришедшему в сейсмологию из физики фазовых состояний, обоснование в виде специфической закономерности распределения величин напряжений перед мега-землетрясениями.

Ключевые слова: напряженное состояние; разрывообразование; землетрясение; очаг землетрясения; метастабильное состояние разлома; диаграмма Мора; тектонофизическая реконструкция

1. Введение

Проблема изучения закономерности возникновения землетрясений занимала особое место в работах С.И. Шермана. Еще в одной из первых своих монографий [*Sherman, 1977*] Семен Иойнович начал разрабатывать трехмерную модель тектонического разлома, в которой землетрясениям было уделено отдельное внимание. Базисом подхода, развивавшегося все последующие годы, являлись результаты геологических исследований С.И. Шермана и моделирования разломных зон, которые проводились в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН на вязких глинах высокой влагонасыщенности. В этой модели были выделены четыре тектонофизических критерия формирования очагов сильных землетрясений – структурный (крупные сейсмоактивные разломы), кинематический (большие амплитуды смещения крыльев), реологический (физические свойства среды внутреннего наполнения разломов – пониженная вязкость внутриразломной среды) и динамический (повышенная скорость смещений) [*Sherman, 2016*]. Семен Иойнович, создавая эту модель разлома, считал, что причиной прогнозных неудач являлась недоработка концепции формирования и реализации сильных землетрясений.

Следует признать, что приведенные выше критерии идут в русле положений, сформулированных еще М.В. Гзовским [*Gzovsky, 1957a, 1957b, 1975*], но в последнее время немного подзабытых. М.В. Гзовским было показано, что современная тектоническая и сейсмическая активность свойственна местам: а) наибольшей структурной дифференцированности земной коры; б) высоких градиентов скоростей тектонических движений; в) с наиболее дифференцированным рельефом тектонического происхождения; г) наибольшей интенсивности современного развития тектонических разрывов.

Критическое замечание о неудачах прогноза, высказанное С.И. Шерманом, только подчеркивает тот факт, что в настоящее время мы плохо представляем себе условия, определяющие возможность начала крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения. Из результатов лабораторных экспериментов мы знаем, в каких условиях происходит зарождение макротрещины, но не представляем условия, определяющие возможность ее разрастания до сдвигового разлома протяженностью в десятки и сотни километров. По умолчанию предполагается, что критерии прочности, определяющие формирование трещины микро- и макроскопического (доли миллиметров и первые сантиметры), а также мегаскопического (десятки сантиметров – десятки километров) уровня, одинаковы, т.е. хрупкое разрушение обладает свойствами фрактальности. Области подготовки сильнейших землетрясений рассматриваются как зоны повышенного уровня девиаторных напряжений, подобно тому, как это имеет место в металлических конструкциях и деталях машин.

В работе будет выполнен анализ современного положения дел в области физики очага землетрясения, а также результатов тектонофизических реконструкций природных напряжений в сейсмоактивных зонах земной коры и областях подготовки сильных землетрясений, позволяющих нам переосмыслить теоретические положения этой проблемы и предложить новые идеи в выявлении зон подготовки сильнейших землетрясений.

2. Напряжения

Сейчас уже никого не надо убеждать в том, что землетрясения являются следствием действия тектонических напряжений. В результате землетрясения часть энергии, накопленной в массиве, выделяется в окружающую геологическую среду в виде упругих волн, а существенно бóльшая часть (по разным оценка до 90 % от общей снятой упругой энергии [*Rebetsky, 2003a*]) рассеивается в тепло вблизи очага за счет формирования необратимых деформаций в массиве и трения в очаговой области. Современные данные показывают, что при этом снимается малая часть механической энергии, накопленной в упругих деформациях (1–10 %).

Важно напомнить, что за хрупкое разрушение, псевдопластическое деформирование, осуществляемое за счет множества мелких трещин – катакластическое течение, и даже за криповые смещения на разрывах отвечает не уровень максимальных касательных напряжений (так бывает только в металлах при малом всестороннем давлении), а соотношение на площадке разрушения/скольжения касательных (τ_n) и нормальных напряжений (σ_{nn}). Применительно к описанию процесса хрупкого разрушения породного массива вообще правильнее переходить к понятию кулоновых напряжений (τ_C), представляющих собой разницу между касательными напряжениями на трещине и напряжениями трения (нормальные напряжения, умноженные на коэффициент трения). При оценке этих кулоновых напряжений следует учитывать, что флюидное давление, действующее в трещинно-поровом пространстве, понижает напряжение трения на трещине (переход к эффективным нормальным напряжениям $\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_{fl} \leq 0$, p_{fl} – флюидное давление, сжимающие напряжения отрицательны). Из понятия об ответственности за разрушение кулоновых напряжений ($\tau_C = \tau_n + k_s\sigma_{nn}^* \leq \tau_f(\sigma_{nn}^*)$, k_s – коэффициент статического трения, τ_f – прочность сцепления) вытекает несовпадение плоскости ско-

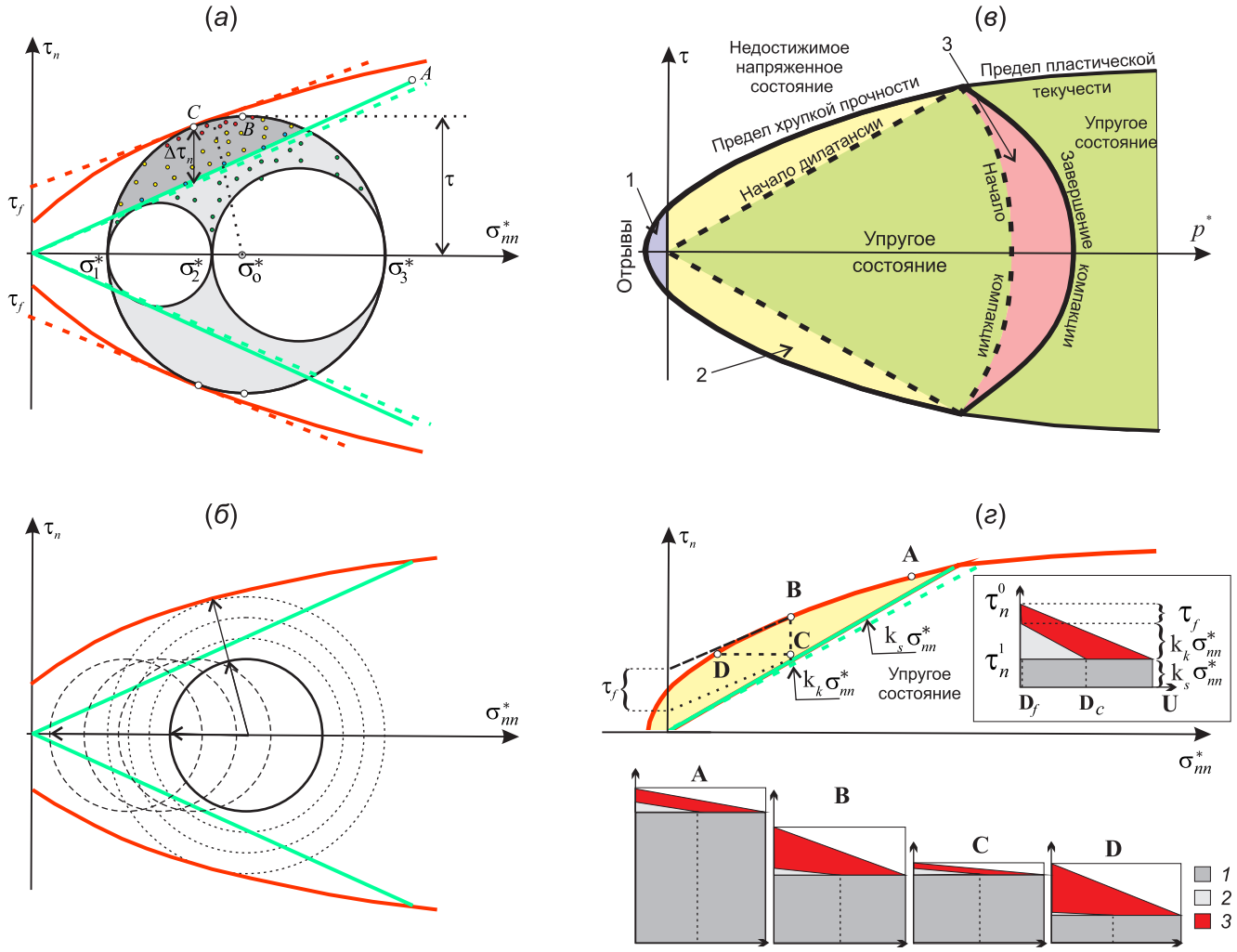

Рис. 1. Схемы, иллюстрирующие различный характер деформирования пород коры, зависящий от напряженного состояния, на моровской плоскости. (*а*) – упругохрупкое деформирование в координатах τ_n, σ^*_{nn}.Верхняя красная сплошная кривая – предел хрупкой прочности. Линии: красный пунктир – упрощение закона прочности в практических задачах; зеленая – сухое статическое трение ($k_s\sigma^*_{nn}$), реализуемое до активизации ранее существовавших трещин; зеленый пунктир – кинематическое трение ($k_k\sigma^*_{nn}$), реализующееся в момент движения бортов разрыва. Вертикальный отрезок между линиями предела прочности и кинематического трения – сброшенные касательные напряжения $\Delta\tau_n$ на плоскости разрыва (нормаль n). Серая заливка двух оттенков внутри большого круга Мора определяет всевозможные напряженные состояния τ_n, σ^*_{nn}, реализуемые на разноориентированных плоскостях, темно-серая заливка – напряженные состояния, для которых при снижении прочности сцепления τ_f возможно хрупкое разрушение. Точки: зеленая заливка – определяют напряженные состояния на плоскостях ранее возникших трещин, которые в данном напряженном состоянии не активны (ниже линии сухого трения); желтая заливка – трещины способны активизироваться; красная заливка – трещины, для которых при активизации выделяется наибольшая упругая энергия; голубая заливка – практически отсутствует сейсмическое выделение энергии (крип), точки вблизи линии сухого трения. A – напряженное состояние вблизи начала пластического течения (см. (*б*)), B – напряженное состояние на площадке максимальных касательных напряжений, C – напряженное состояние на плоскости скалывания (внутреннего трения). (*б*) – упругохрупкое деформирование в координатах τ_n, σ^*_{nn}. Большие круги Мора: в виде сплошной окружности – начальное чисто упругое состояние; в виде точечных окружностей – отвечают росту девиаторных напряжений (стресса); в виде штрихпунктирных окружностей – отвечают понижению эффективных нормальных напряжений (рост флюидного давления). Данные изменения приводят к увеличению площади с напряженными состояниями, попадающими в область дилатансии. Стрелки показывают направление изменения напряженного состояния. Красная и зеленая линии – см. (*а*). (*в*) – псевдопластическое или истинно пластическое (правее компакции) деформирование в координатах τ (максимальное касательное напряжение), p^* (эффективное давление). Области: зеленая заливка – упругое состояние; синяя заливка – активизация трещин отрыва (1); желтая заливка – трещинное или катакластическое течение (2); красная заливка – трещинно-поровая компакция (3). (*г*) – высвобождающаяся механическая энергия при землетрясении и структура ее перераспределения в разных напряженных состояниях в координатах τ_n, σ^*_{nn}.

1 – энергия преодоления сил трения; *2* – энергия разрушения вдоль плоскости разрыва (преодоление прочности сцепления τ_f); *3* – энергия сейсмического излучения.

Fig. 1. Diagrams illustrating the crustal rock deformation depending on the stress state (Mohr plane). (*a*) – elastic brittle deformation in coordinates τ_n, σ^*_{nn}. The upper red solid curve marks the brittle strength limit. Red dashed line – simplification of the law of strength in practical problems; green line – dry static friction ($k_s\sigma^*_{nn}$) before activation of earlier fractures; green dashed line – kinematic friction ($k_k\sigma^*_{nn}$) at the time of movements of the fracture sides. The vertical line segment between the tensile strength and kinematic friction lines shows shear stress drop $\Delta\tau_n$ on the fracture plane (normal *n*). Two shades of grey colour inside the large Mohr circle show the states of stress τ_n, σ^*_{nn} on differently oriented planes. Dark grey colour shows the stress state when brittle fracturing is possible due to decreased adhesion strength τ_f . Circles: green – the states of stress on the planes of earlier fractures that are not active in the given state of stress (below the dry friction line); yellow – fractures can be activated; red – upon activation, fractures can release the largest amount of elastic energy; blue – practically lacking energy release by seismicity (creep) (circles near the dry friction line). A – stress near start of ductile flow (see (*б*)), B – stress state on the site of maximum shear stress, C – stress state on cleavage plane (internal friction). (*б*) – elastic brittle deformation in coordinates τ_n, σ^*_{nn}. Large Mohr circles: solid circle – initial truly elastic state; point circle – increase in deviatoric stress; dash-dotted circle – decrease in effective normal stress (increase in fluid pressure). These changes lead to an increase in the square area with the stress states in the dilatancy area. The arrows indicate the directions of changes in the stress state. The upper red solid curve marks the brittle strength limit. Red and green line – see (*b*). (*в*) – pseudoplastic or truly plastic (to the right of compaction) deformation in coordinates τ (maximum shear stress), p^* (effective pressure). Areas: green – elastic state; blue – activation of separation fractures (1); yellow – fracturing or cataclastic flow (2); red – fracture-pore compaction (3). (*г*) – released mechanical energy during an earthquake, and its redistribution pattern in different stress states in coordinates τ_n, σ^*_{nn}.

1 – energy to overcome frictional forces; *2* – energy of failure along the fracture plane (overcoming the adhesion strength τ_f); *3* – energy of seismic radiation.

ловой трещины максимальной прочности с плоскостью действия максимальных касательных напряжений.

Хрупкое разрушение на диаграмме Мора. В геомеханике принято использовать для описания предельного состояния образцов пород и породного массива диаграмму Мора, которая заменяет множество диаграмм деформирования, осуществленного при различном уровне однородного обжимающего давления. В рамках подходов геомеханики, использующей соответствующую систему уравнений, считается, что в момент касания большого круга Мора предельной огибающей в среде достигается предельное состояние и, возможно, либо хрупкое разрушение (рис. 1, *а*), либо псевдопластическое течение (рис. 1, *б*). Однако опыт тектонофизических исследований природного напряженного состояния коры показывает, что такое утверждение представляет собой сильное упрощение реального состояния природного массива.

В монографии [*Rebetsky, 2003a*] было показано, что уже в тот момент нагружения трещиноватого массива, когда большой круг Мора создаваемого напряженного состояния пересечет линию минимального сухого трения (рис. 1, *в*), в среде могут активизироваться ранее существовавшие трещины и разрывы с минимальной прочностью, определяемой только трением ($\tau_n = -k_s\sigma^*_{nn}$). Так, при смене начального, чисто упругого, состояния по мере роста уровня девиаторных напряжений (увеличение радиуса большого круга Мора) или снижения эффективного всестороннего давления (перемещения круга Мора налево вдоль предела прочности) будет увеличиваться площадь большого круга, отсекаемая линией сухого трения, а следовательно, и разнообразие пространственной ориентации активизирующихся в массиве трещин. Было предложено зону, заключенную между линиями предела хрупкой прочности и минимального сопротивления «сухого» трения, именовать *полосой хрупкого разрушения*. Попадание напряженного состояния, действующего на плоскости какого-либо дефекта, внутрь этой полосы говорит о возможности его активизации. Это зона, в которой происходит формирование необратимых деформаций сдвига, и поэтому она также может называться *зоной дилатансии*. Трещины сдвига, возникающие в такой области, будем именовать *дилатансионными*.

Из лабораторных экспериментов на специальных искусственных материалах, подобных горным породам, но обладающих существенно меньшими модулями упругости и прочности [*Chemenda, Mas, 2016*], следует, что угол наклона плоскости вновь возникающей дилатансионной трещины зависит от уровня бокового обжатия. При нулевом обжатии эта трещина практически вертикальная. При увеличении обжатия она отклоняется от оси максимального сжатия на острый угол, увеличивающийся с ростом этого обжатия. Этот факт на (рис. 1, *а*, *в*) отражается в эллиптической изогнутости кривой предела прочности. Однако с хорошим приближением в решении практических задач тектонофизики, сейсмологии и горного дела для разломных зон верхней и средней коры, содержащих множество дефектов прочности в виде ранее возникших разномасштабных трещин, можно использовать ли-

нейную зависимость предела прочности (постоянное значение прочности сцепления τ_f) от нормальных напряжений или давления (рис. 1, *а*).

Говоря о сдвиговых нарушениях сплошности, важно обратить внимание на полученные в экспериментах зоны компакции, подобные зонам дилатансии (рис. 1, *б*). Эти области также обладают свойством формирования необратимой деформации сдвига при активизации микродефектов. Отличие их от зон дилатансии состоит в том, что они сопровождаются не увеличением, а уменьшением объема. Эксперименты [*Chemenda, Mas, 2016*] показали, что сдвиги компакции должны проявлять себя уже при углах трещин с осью сжатия близких к 45°, а наиболее эффективно компакция проявляется при углах более 45°.

И еще об одном важном явлении. Для целей изучения роли напряженного состояния в сейсмических опасностях важен факт пересечения линии сухого трения и огибающей предела хрупкой прочности (точка А на рис. 1, *а*). Правее этой точки макроскопическое хрупкое разрушение невозможно. Здесь силы трения превышают касательные напряжения и поэтому природа для этого участка диаграммы Мора вынуждена использовать другие механизмы диссипации механической энергии – пластическое течение. Заметим, что в зависимости от масштаба усреднения изучаемых природных напряжений эта часть диаграммы может также характеризоваться псевдопластическим (геомех.) или катакластическим (тектонофиз.) течением (рис. 1, *б*), т.е. определяться активизацией множества трещин существенно меньшего линейного масштаба, чем те, которые формируются в зонах дилатансионного и компакционного сдвига.

Итак, горные породы обладают прочностью, зависящей от уровня всестороннего сжатия. а флюидное давление в трещинно-поровом пространстве пород уменьшает уровень обжимающего давления на возникающих или активизирующихся трещинах. Закритическое состояние горных пород начинается не в момент формирования новых трещин, а в момент активизации ранее существовавших. В породах земной коры могут сосуществовать несколько типов состояний: чисто упругое – верхняя часть верхней коры вне разломных зон; дилатансионного сдвига – разломные зоны и средняя кора (волновод); компакционного сдвига – нижняя кора; псевдопластическое – при большом масштабе усреднения трещинного течения в разломных зонах, а также в средней и нижней коре; истинное пластическое – вблизи и ниже подошвы коры [*Nikolaevsky, Sharov, 1985*]. Флюидное давление в трещинно-поровом пространстве пород с глубиной приближается к литостатическим значениям и имеет наибольший разброс в величинах в верхней коре (от гидростатического до локальных участков близлитостатического давления). Неоднородность флюидного давления способна создать в сопредельных участках одного массива практически все из указанных выше типов деформированного состояния.

3. Разрывы земной коры

Известно, что разломы земной коры могут достигать по простиранию тысячи километров и более. Геолог в обнажении может видеть протяженные в сотни метров и более разрывы в виде тончайшей поверхности раздела кристаллических пород и макроскопические трещины протяженностью первые сантиметры. В лаборатории под электронным микроскопом можно различить межзерновые трещины и внутрикристаллические дислокации. Все эти по-разному называемые структуры объединяет одно – вдоль них происходит сдвиговое, а иногда и отрывное смещение, т.е. имеет место то или иное нарушение сплошности. Возникает вопрос: можем ли мы говорить, что все разномасштабные структуры сдвига развиваются по одним и тем же законам?

Структурно-вещественное состояние разлома. С точки зрения механики, *тектонические разломы* земной коры представляют собой участки пониженной прочности геосреды, которые следует рассматривать как слабое звено в системе тектонических объектов, определяющее уровень девиаторных напряжений, действующих в окружающих массивах горных пород. Для них установлено [*Chikov, 1990, 1992, 2011*] несоответствие: минеральных масс классификациям осадочных, вулканических, интрузивных или *PT*-метаморфических пород; распределения типовых породных масс *тектонитов* стратиграфической упорядоченности «разреза» в регионе; возрастных характеристик формирования тектонитов возрасту региональной стратиграфической шкалы; характера обособления породных тел и типа упорядоченности структуры упорядоченностям *обрамления разлома*. В таких областях сложно определить истинную поверхность сместителя и практически невозможно найти окончание разлома.

С другой стороны, в обнажениях скальных, кристаллических пород можно также наблюдать системы достаточно протяженных (десятки и, вероятно, сотни метров), явно выделяемых глазом *разрывов*. Для них на макроскопическом уровне не выделяются видимые изменения вещественного состояния. Здесь четко наблюдается поверхность смещения, но в силу их протяженности также как и для разломов редко можно увидеть окончание таких разрывов.

Эти два типа разрывных структур земной коры следует дополнить третьим – трещинами, размеры которых позволяют увидеть не только поверхность сместителя, но и их окончания. Можно заметить, что в них четко отличаются области сомкнутых, но с малыми закальцованными зазорами, берегов трещин и участок породы за пределами кончика трещины. Кончик трещины всегда ясно виден. Прочность вдоль берегов трещин связана с трением и сцеплением на зацепах, а прочность за пределами кончика трещины обеспечивается внутренней прочностью сплошных горных пород.

Если блоки, на которые разломы разделяют земную кору, являются объектами, в которых аккумулируется энергия упругих деформаций, то разломы обычно рассматривают как участки стока этой энергии в виде тепла или сейсмических волн за счет внутриразломных разномасштабных хрупких трещин и разрывов, развивающихся соответственно путем крипа или динамического сдвига.

Петрофизика разломов. Весь опыт произошедших землетрясений показывает, что вне уже существующих разломов землетрясения не происходят. Даже тогда, когда первоначально разлом на геологической карте не был обозначен, геологические наблюдения, проведенные в эпицентральной области произошедшего сильного землетрясения, позволяли его выявить [*Tikhonov, Shevchenko, 2014*]. Из этого факта следует важный вывод о том, что прочность ненарушенных горных массивов достаточно велика и для формирования хрупкого разрыва необходимо сначала ее уменьшить. Вероятно, разные факторы могут обеспечивать подобное понижение прочности, но во всех случаях роль воды (флюида) будет критически важной. В качестве второго фактора выступают минеральные преобразования в будущих зонах разломов, которые и создают его специфическое структурно-вещественное строение. Одним из характерных элементов строения разломов является уменьшение размера зерен пород по мере приближения к ядру – центральной части разлома [*Patalakha et al., 1987; Chikov et al., 1989*].

Породы разломов представляют собой модификации милонитовых пород от протомилонитов до ультрамилонитов и бластомилонитов (рис. 2, *а*), которые являются не столько результатом механического перетирания, сколько следствием их *рекристаллизации*, происходящей в зонах сдвига в условиях повышенного флюидосодержания. Это явление – одна из форм эффекта Ребиндера – снижения прочности пород в присутствии поверхностно-активных веществ. Диспергация кристаллических сред в присутствии флюида является другой формой эффекта Ребиндера [*Rebinder, 1978*]. По сравнению с рекристаллизацией диспергация кристаллов требует большего по величине снижения поверхностной энергии. Определяющую роль в диспергации играет переход от транскристаллитного разрушения к интеркристаллитному, сопровождающемуся действием поверхностно-активных жидкостей.

Можно утверждать, что в участках тела разлома, где наблюдается наименьший размер зерен и, следовательно, имеет место наиболее интенсивная рекристаллизация и диспергация, происходит наибольший сброс внутренней упругой энергии, накопленной в упругих деформациях, и достигается наименьший уровень девиаторных напряжений (рис. 2, *б*).

Другим важным следствием структурных изменений пород в теле разлома (милонитизации пород) является их повышенная способность к твердотельным фазовым превращениям [*Rebetsky, 2006b*]. В таких тонкодисперсных зонах значение энергии, определяющей кинетический барьер между метастабильным и активизированным фазовым состоянием, может резко падать [*Pospelov, 1972*]. Следовательно, изменяются условия начала метаморфических реакций. Влияние девиаторных напряжений на метаморфические преобразования закреплено в термине «стресс-метаморфизм». Понимание того, что сами по себе девиаторные напряжения – не решающий фактор рассматриваемого явления, позволяет этот термин заменить на термин *метаморфизм диспергированных горных пород* в условиях пластического течения [*Enikolopyan et al., 1987*].

Можно предположить, что вещественные преобразования, создающие предпосылки для понижения трения в разломах, делятся на два типа. Первые происходят в условно «сухих условиях», и их результатом является формирование глинок трения, в которых вода не играет активной роли в понижении трения (флюидное давление низкое). Здесь основным источником снижения трения является наличие тонкого прослоя диспергированного вещества (серпентина, талька, окислов углерода и др.). В основе второго типа преобразований всегда лежит реакция дегидратации, в результате которой в узких участках тела разлома резко повышается флюидное давление. Оба этих преобразования снижают силы трения, но формируются и проявляются они по-разному.

Из-за эффекта Ребиндера и способности флюида быстро заполнять пустоты повышение флюидного давления в деспергированной породе разлома может охватить большие площади очень быстро. Такое формирование условий снижения сил трения способствует возникновению хрупкого разрушения, если предел прочности был достигнут. После землетрясения флюидное давление резко падает, он может вообще исчезнуть из тела разлома. Это

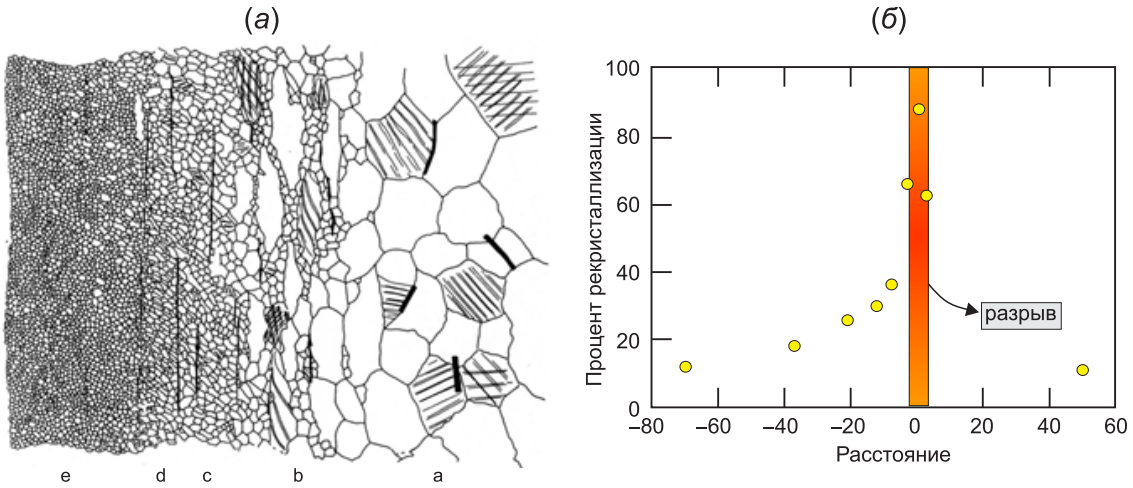

Рис. 2. Зональность милонитов (*а*) и процент рекристаллизации зерен в зоне сдвигания (*б*) [*van der Pluijm, 1991*].

Fig. 2. Zonality of mylonites (*a*) and the percentage of grain recrystallization in the shear zone (*б*) [*van der Pluijm, 1991*].

связано с влиянием высоких температур в зоне скольжения и с формированием дезинтегрированной структуры вокруг зоны скольжения. Формирование глинки трения также может происходить достаточно быстро в локальном месте, но для формирования больших площадей в теле разлома, объединенных наличием такого прослоя, требуется длительное время. В силу этого обстоятельства подобное явление скорее способно создать крип в теле разлома или тихое землетрясение (ускоренный крип), чем обычное землетрясение.

Разномасштабные разрывы сплошности. Вернемся теперь к теме, обозначенной в начале данного раздела. В работе [*Rebetsky, Lermontova, 2015*] было показано, что трем основным типам сдвиговых структур: дислокации, трещине, разлому – отвечает и разный тип реализации разрывных смещений.

Так, трещине свойственна форма эпюры смещений, близкая к эллипсу: максимум сдвига в середине и резкое уменьшение вблизи кончика (рис. 3, *а*). Вблизи окончания трещины возникает повышенный уровень напряжений, приводящий к формированию здесь локальных пластических зон. Этот повышенный уровень сдвиговых напряжений способны выдержать межкристаллические связи только бездефектных участков породы. Для участка активизации крупного разлома в виде очага землетрясения часто характерно достаточно плавное снижение амплитуд смещений к граничной части его активизации (рис. 3, *б*). Это связано с тем, что в зоне разлома прочность низкая и поэтому развитию сдвига препятствуют локальные «островки» повышенной прочности разлома (много слабых барьеров), гася постепенно динамическое развитие смещения (рис. 3, *в*).

Важной особенностью развития быстрого, динамического смещения бортов трещины, возникающего в результате преодоления прочности сцепления и сил трения, является вовлечение в это смещение практически всей ее поверхности. Это связано с тем, что линейный размер трещины в первые сотни метров не требует большого времени (0.1 с при скорости роста трещины в 1.5–2.0 км/с) на прорастание области, вдоль которой идут смещения. Динамические смещения практически одновременно происходят вдоль всей поверхности трещины и практически завершаются после остановки роста трещины.

Совершенно иной тип реализации смещений для внутрикристаллических дислокаций. Дислокациям свойствен ковровый тип смещения, когда вдоль дислокации бежит локализованная волна сдвига, и, таким образом, в каждый момент времени только небольшое число атомов вдоль дислокации участвует в смещении (рис. 3, *г*).

Если рассматривать смещения по всему разлому в целом, объединяя отдельные акты землетрясений в общую динамику, то можно увидеть удивительное сходство с внутрикристаллическими дислокациями. Этому сходству отвечает установленная во многих исследованиях [*Ulomov, 1997; Sherman, 2013*] однонаправленная миграция очагов землетрясений по крупным региональным и мегарегиональным разломам, что подобно ковровому принципу смещения, реализуемому вдоль внутрикристаллических дислокаций. Можно предположить, что сдвиговое тектоническое течение по крупным разломам, реализуемое на больших временах, по характеру связи с напряженным состоянием может оказаться ближе к дислокациям, чем к трещинам.

Сделанные нами выводы подтверждает анализ различных параметров разломов, выполненный в работах [*Kocharyan, 2014, 2017*] (рис. 4, *а*). Вблизи характерного размера 500–5000 м происходит смена соотношения между длиной разрыва и амплитудой смещения, а также длиной разрывов и их зоной влияния. Поскольку разрывы протяженностью около 100 м имеют наиболее представительные амплитуды смещения порядка 3 м, а в 100 км – 10 км, то можно предположить, что при переходе через указанный интервал длин происходит смена типа реализации разрывного смещения от бесконечно тонких трещин к разломам, имеющим тело с измененным структурно-вещественным составом пород. Большее значение отношения смещения к длине разрыва говорит о большей эффективности разломов как инструмента сброса упругой энергии. Для трещин имеет место более высокое сопротивление деформациям окружающей среды, что проявляется и в более высоком уровне напряжений вблизи их концов. Это также указывает на то, что механизм реализации смещений в разломе иной, чем в трещине. В диапазоне размеров разрывов от 0.5 до 5.0 км происходит смена механизмов смещения и они сочетают в себе смещения как по типу трещин, так и по типу разломов.

Итак, мощность *тела разлома,* в которой наблюдаются наибольшие преобразования вплоть до появления ультрамилонитов, много меньше, чем сама зона разлома [*Sherman et al., 1983*], но именно она определяет возможность различного типа реализации сдвиговых смещений. Важно отметить, что участки разломов с породами милонитового состава следует выделять как области потенциально возможной локальной нестабильности состояния, которые достаточно быстро могут изменять свои свойства, приводя либо к локальному пластическому течению (глинка трения ?), либо к локальному или даже региональному хрупкому разрушению (реакция дегидратации !). Вероятно, участки ультрамилонитового состава в теле разлома не прослеживаются единой поверхностью внутри разломной зоны, они могут вычленяться и возникать вновь, образуя даже параллельные и ветвящиеся структуры. Для макроскопических и мегаскопических по протяженности разрывов существует три иерархических уровня с разными закономерностями реализации сдвиговых смещений, что говорит о разных законах диссипации механической энергии, реализуемых в них.

В задачах геомеханики и сейсмологии разлом часто заменяют поверхностью контакта. Если мы хотим создать работающую геодинамику и сейсмодинамику разломов, то их нельзя рассматривать как бесконечно тонкую поверхность контакта геологических блоков и тем более как «межблоковые промежутки». Существует разница в способе реализации сдвиговых смещений при разных размерах разрывного смещения: дислокации, трещины, разломы. В лабораторных экспериментах всегда реализуется разрушение по типу трещины, что не соответствует характеру разрушения и смещения, возникающих в разломе.

4. Землетрясения

Модели очага. Первая модель очага Х.Ф. Рейда [*Reid, 1910*], предложенная в период инструментальных наблюдений, базировалась на концепции упругой отдачи. В рамках этой концепции область подготовки следует рассматривать как *жесткое включение*, в котором происходит накопление энергии упругих деформаций и, следовательно, *повышается уровень напряжений* [*Benioff, 1951; Bullen, 1953; Gzovsky, 1957a, 1957b*]. Существует также схема возникновения землетрясения по Ч.Ф. Рихтеру [*Richter, 1958*], которая отличается от схемы Рэйда предположением об относительной равномерности распределения деформаций и напряжений в пространстве до землетрясения. Для объяснения возникновения землетрясения фактически вводится гипотеза о *локальном снижении прочности* на участке разлома, что определяет возможность *пониженного уровня напряжений* в области будущего очага землетрясения.

Представленные выше взгляды на процесс подготовки очага землетрясения лежат в основе двух наиболее известных и общепринятых моделей: лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [*Mjachkin et al., 1975*] и дилатансионно-диффузионной (ДД-модель) [*Scholz et al., 1973*]. При этом ДД-модель целиком основывается на следствиях схемы Рэйда, дополненной представлениями о влиянии на процесс хрупкого разрушения дилатансии горных пород и давления флюида в трещинно-поровом пространстве.

Изучение очага in-situ. В последние 15–20 лет осуществлялись работы по прямому наблюдению состояния недавно реализовавшегося очага землетрясения путем бурения. В работе [*Ruzhich, Kocharyan, 2017*] приведен достаточно детальный обзор результатов наблюдений. Здесь будут представлены только наиболее важные данные, характеризующие особенности строения и вещественный состав очаговых зон активных разломов.

В 2000 г. в плейстосейстовой области землетрясения Кобе, Япония (1995 г., M=7.2), в зоне разлома Ножима было пробурено пять скважин [*Lin et al., 2007*]. Было установлено, что разломная зона здесь становится более широкой, ветвистой и содержит в себе тонкие прослои малопрочной и низкопроница-

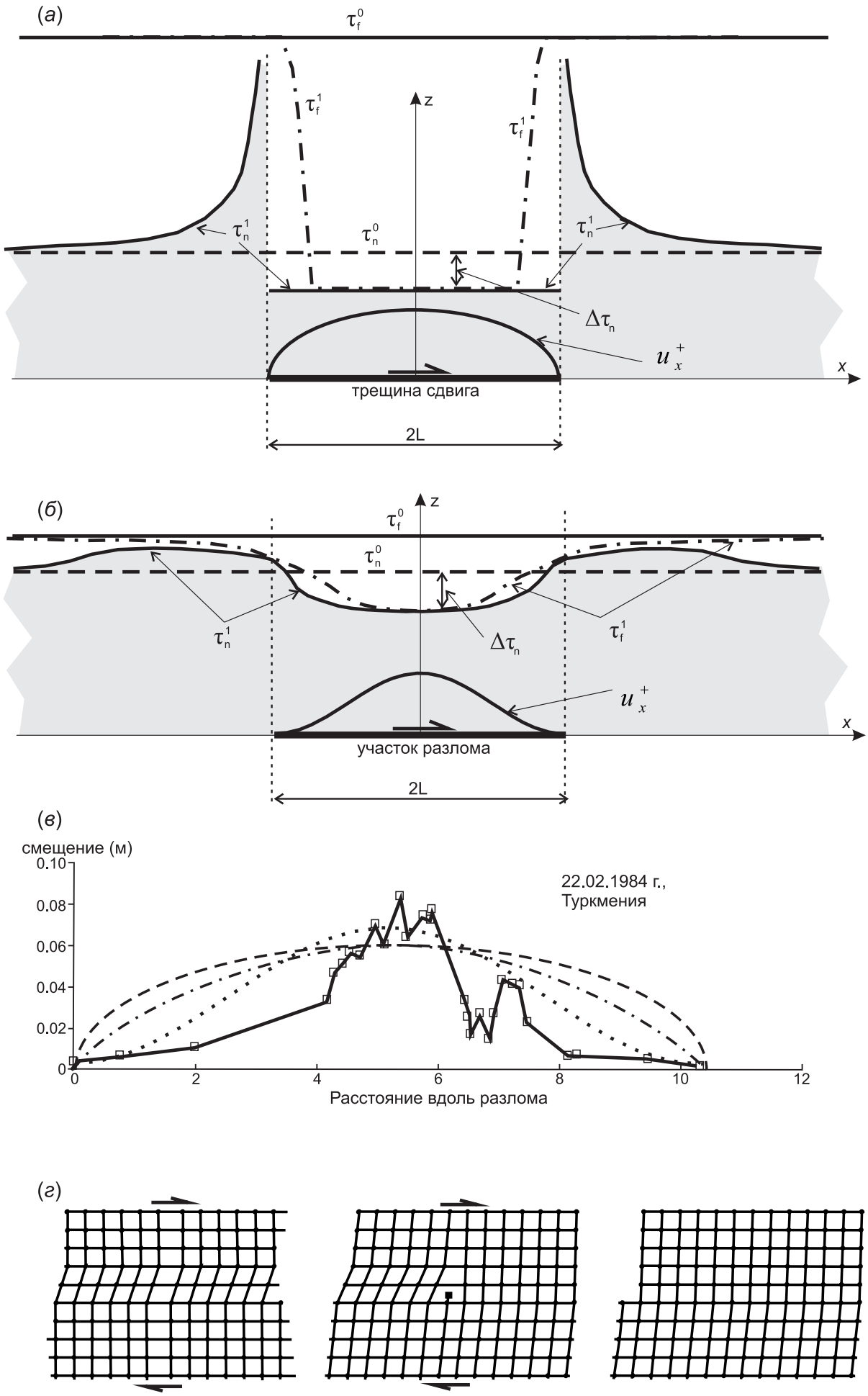
(а)
τ_f^0
τ_f^1
z
τ_f^1
τ_n^1
τ_n^0
τ_n^1
$\Delta\tau_n$
u_x^+
x
трещина сдвига
2L
(б)
z
τ_f^0
τ_n^0
τ_n^1
$\Delta\tau_n$
τ_f^1
u_x^+
x
участок разлома
2L
(в)
смещение (м)
0.10
0.08
0.06
0.04
0.02
0
22.02.1984 г.,
Туркмения
0
2
4
6
8
10
12
Расстояние вдоль разлома
(г)

Рис. 3. Возможные формы смещений и распределение напряжений вблизи разрыва сплошности сдвигового типа. (*а*), (*б*) – эпюры смещения верхнего борта разрыва сплошности среды (u_x^+) и распределение касательных напряжений до τ_n^0 (пунктир) и после τ_n^1 (сплошная линия) активизации трещины (*а*) и участка разлома (*б*). Прямая сплошная линия и штрихпунктирные линии – прочность сцепления задолго до активизации разрыва и в момент активизации τ_f^0 (пунктир), τ_f^1 (штрихпунктир). $\Delta\tau_n$ – сброшенные касательные напряжения, которые уравновешиваются повышением касательных напряжений $\tau_n^1 = \tau_{xz}^1$ на продолжении разрыва. (*в*) – ломанная линия определяет изменение амплитуды смещения бортов сдвиговых разрывов, активизировавшихся в результате землетрясений (из доклада А.Л. Строма на тектонофизическом семинаре в ИФЗ РАН). Пунктирная эллиптическая и штрихпунктирная кривые – скачок смещений для трещин с разной моделью напряженного состояния в кончике (неограниченное возрастание – пунктир; конечное напряжение по модели Дагдейла-Баренблатта – штрихпунктир), линия точечного пунктира – для разлома. (*г*) – «ковровый» принцип смещения вдоль сдвиговой дислокации, слева направо: начальное состояние упругого сдвига; смещение атомов вдоль дислокации; конечная стадия – полное снятие упругих деформаций с выходом смещений вдоль дислокации на внешнюю границу кристалла.

Fig. 3. Possible forms of displacement and stress distribution near the shear discontinuity. (*a*), (*б*) – displacement diagram of the upper side of the discontinuity (u_x^+) and the distribution to the tangential stresses before τ_n^0 (dashed line) and after τ_n^1 (solid line) activation of the fracture (*a*) and the fault segment (*б*). The straight solid line and dash-dotted lines show the adhesion strength long before the activation of the fracture and at the moment of activation τ_f^0 (dashed line), τ_f^1 (dotted-dashed line). $\Delta\tau_n$ – released tangential stresses, which are balanced by an increase in the tangential stresses $\tau_n^1 = \tau_{xz}^1$ on the continuation of the fracture. (*в*) – change in the displacement amplitude of the shear fracture sides activated due to earthquakes (from the report of A.L. Strom at the tectonophysical seminar at IPE RAS). Dashed elliptical and dotted-dashed curves show displacement jumps for fractures with different models of the stress state in the tip (unlimited increase – dashed line; final stress according to the Dugdale-Barenblatt model – dotted-dashed line); dotted line – for the fault. (*г*) – the 'rolling-carpet' principle of displacement along the shear dislocation, from left to right: the initial state of elastic shear; displacement of atoms along the dislocation; the final stage – complete release of elastic strain and displacements along the dislocation, which reach the outer boundary of the crystal.

емой породы, испытывшей локализованные сдвиговые смещения [*Lockner et al., 2009*]. В кернах другой скважины в зоне скольжения, расположенной на глубине 1140 м, был обнаружен слой тонкоизмельченных минеральных зерен толщиной 10 мм внутри ультракатаклазированного слоя.

При бурении весной 2012 г. тремя скважинами морского дна в эпицентральной области катастрофического землетрясения Тохоку (2007 г., M=9.0) в 6 км от тальвега Японского желоба были получены керны с глубины около 820 и 850 м ниже поверхности морского дна, которые вскрыли центральную часть косейсмического разрыва мощностью около 5 м. Он состоял из слоя коричневой глины с чешуйчатой структурой. Признаки косейсмических смещений были выражены в слабоволнистой плоскости раздела глин двух цветов, не имеющей изломов и смятой непараллельно контакту [*Chester et al., 2013*].

Эти и другие данные, приведенные в обзоре работы [*Ruzhich, Kocharyan, 2017*], только подтверждают результаты лабораторных экспериментов [*Chikov et al., 1989*]. Разрушение образцов пород производилось в условиях всестороннего «обжатия» в 100 МПа и всегда сопровождалось последующей вибрацией (имитация «землетрясения»). В зонах экспериментального микросдвига формировалась структура бластомилонитов с включением реликтовых блоков минеральных зерен исходного субстрата. В частности, на основе обезвоженного кристаллического энстатитита в зоне микросдвига был получен тальковый бластомилонит.

Инструментальные наблюдения очага. Из анализа динамических параметров очага стандартного землетрясения известно, что скорость распространения разрыва V_r~1.5–3.0 км/с, средняя скорость смещения бортов разрыва u_m~5 м/с, а отношение величины излученной сейсмической энергии к сейсмическому моменту E_s/M_0~10^{-6}–10^{-3}. При этом E_s является только частью энергии упругих деформаций (ΔE_e), на которую уменьшилась внутренняя механическая энергия объема за счет землетрясения. Другая часть этой выделившейся энергии идет на преодоление сил трения на разломе E_H и на создание самого разрушения в зоне развивающегося кончика разрыва E_f ($|\Delta E_e| = E_f + E_H + E_s$):

$$\Delta E_e = -(\tau_n^0 - 0.5\Delta\tau_n)\overline{U}_s\Omega_s,$$
$$E_H = -(k_k + 0.5d_c\Delta k_{sk})\sigma_{nn}^*\overline{U}_s\Omega_s,$$
$$E_f = 0.5d_f\tau_f\overline{U}_s\Omega_s,$$
$$E_s = 0.5[(1-d_c)\Delta\tau_n + (d_c - d_f)\tau_f]\overline{U}_s\Omega_s,$$

где $\tau_a = 0.5\Delta\tau_n$ – кажущиеся напряжения; $\Delta\tau_n = \tau_n^0 - \tau_n^1$ – сброшенные касательные напряжения на плоскости разрыва; τ_n^0 и τ_n^1 – касательные

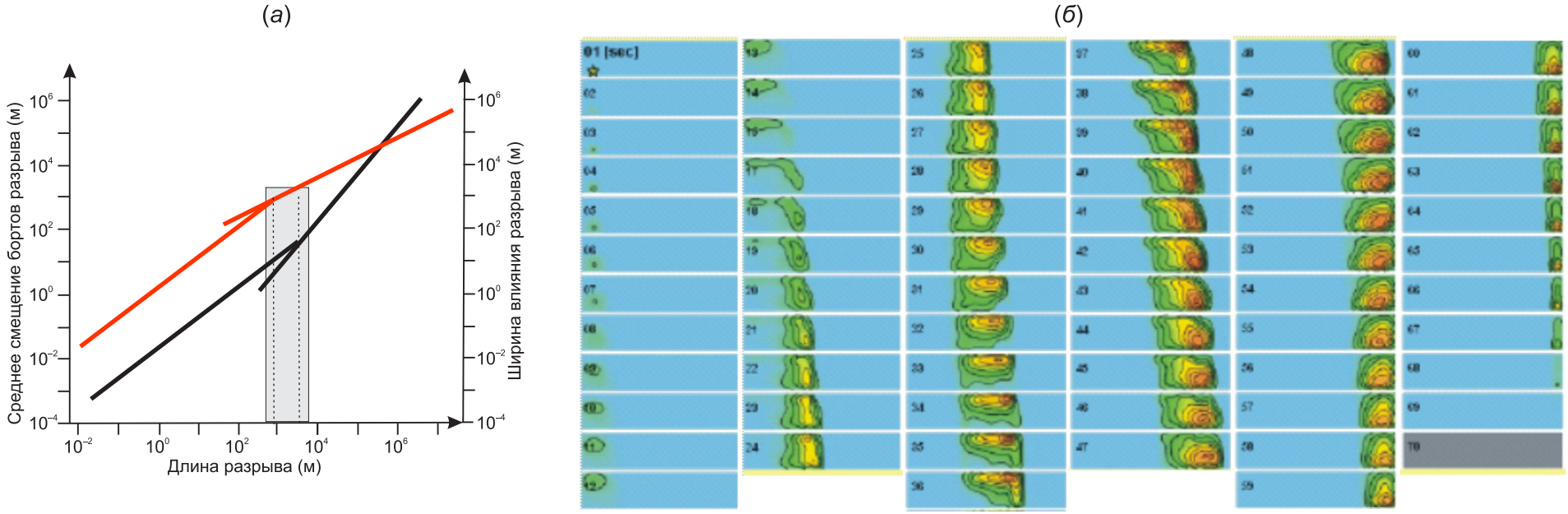

Рис. 4. Особенности развития смещений по разломам и в очагах землетрясений. (*а*) – параметры разрывов сплошности разных иерархических уровней (из работы [*Kocharyan, 2014*] с изменениями). Красная и черные линии – зависимость ширины влияния и амплитуды смещения разлома от его длины. По разные стороны от серой области действуют два разных механизма сдвиговых смещений: слева это трещина – одномоментное смещение вдоль всей поверхности, справа это разлом – «ковровый» принцип смещения (см. рис. 3, *г*). В самой серой области имеет место сочетание двух механизмов сдвиговых смещений. (*б*) – бегущая полоска смещений в очаге с характерным размером более 1 км для землетрясения Новая Ирландия – Гвинея Папуа 16.11.2000 г., M_s=8.0 (https://earthquake.usgs.gov).

Fig. 4. Features of the development of displacements along faults and earthquake foci. (*a*) – parameters of discontinuities of different hierarchical levels (modified after [*Kocharyan, 2014*]). The red and black lines show the dependence of the width of influence and the displacement amplitude of the fault from the fault length. On opposite sides of the grey area, there are two different mechanism of shear displacements: left – fracture, single-moment displacement along the entire surface; right – fault, 'rolling-carpet' principle of displacements (see Fig. 3, *г*). In the greyest area, the two mechanisms of shear displacements are combined. (*б*) – running band of displacements in the earthquake hypocenter (size of more than 1 km) in case of the 16.11.2000 New Ireland – Papua Guinea earthquake, M_s=8.0 (https://earthquake.usgs.gov).

напряжения на разрыве, действовавшие до и после его активизации, $\bar{U}_s$ и Ω_s – среднее смещение на разрыве и площади разрыва. В приведенных выражениях, как и на рис. 1, *г*, энергия, идущая на преодоление сил трения и сцепления, определялась из условия линейного снижения коэффициента статического трения k_s до кинематического k_k ($\Delta k_{sk} = k_s - k_k$) на интервале смещений 0–D_c и прочности τ_f до нуля на интервале 0–D_f ($D_f \ll D_c$) [*Kanamori, Brodsky, 2004*] при $d_i = D_i/\bar{U}_s,\ i = c,\ f$.

На рис. 1, *г*, показано соотношение различных компонент механической энергии, снимаемой при землетрясении, в зависимости от того, в какой части диаграммы Мора находится напряженное состояние формирующегося очага. Наименьшее КПД сейсмического излучения (землетрясения) наблюдается вблизи перехода от хрупкого разрушения к пластическому или псевдопластическому за счет трещин меньшего масштаба (точка A) и вблизи линии минимального сопротивления трения (точка D), а наибольший КПД наблюдается в средней и крайней левой части диаграммы вдоль линии предела прочности (точки B и C).

В середине нулевых годов произошел качественный скачок в области инструментальных геофизических наблюдений процессов в сейсмофокальных зонах. Появились и начали функционировать в непрерывном режиме плотные сети датчиков GPS и широкополосных высокочувствительных сейсмических станций. С их помощью были установлены новые режимы диссипации механической энергии в зонах разломов, которые стали переходными от крипа к землетрясению [*Nettles, Ekström, 2004; Savage et al., 2007; Savage, Yu, 2007*], с отличающимися параметрами: скоростью развития разрушения, излучаемой механической энергией, длительностью подвижки, частотой колебаний. В дополнение к стандартным землетрясениям (E_s/M_0~10^{-6}–10^{-3}, скорость распространения разрыва V_r~ 1.5–3.0 км/с, максимальная скорость смещения берегов разрыва u_m~5 м/с) и асейсмическому крипу были выявлены «тихие землетрясения» (silent earthquakes – SE), эпизодический тремор и скольжение (*episodic tremor and slip* – ETS), эпизодический крип (episodic creep events – ECE), эпизоды медленного скольжения (*slow slip events* – SSE: u_m~1–5 см/год), низкочастотные землетрясения (*low-frequency earthquakes* – LFE: E_s/M_0~$5\cdot10^{-8}$–$5\cdot10^{-7}$, V_r~0.05–1.00 км/с, u_m~0.01–0.10 м/с), очень низкочастотные землетрясения (very low-frequency earthquakes – VLFE: E_s/M_0~ ~10^{-9}–10^{-7}, V_r~0.01–0.10 км/с) [*Peng, Gomberg, 2010; Sekine et al., 2010; Wei et al., 2013*].

Таким образом, высказанная ранее [*Rebetsky, 2003b, 2004, 2005a, 2006a*] идея о разных режимах диссипации механической энергии, связанных с положением отвечающих им напряженных состояний на диаграмме Мора, получила еще большую возможность к детализации (см. рис. 1). Так, режим «тихих землетрясений», вероятно, находится в зоне перехода от области дилатансии к области пластического скольжения, режим тремора и скольжения может наблюдаться в зоне компакции со сдвигом. Режимы медленного скольжения, низкочастотные и очень низкочастотные землетрясения могут характеризовать разные участки зоны дилатансии, отличающиеся уровнем кулоновых напряжений. Подобное их расположение вполне соответствует понижению практически до нуля уровня сбрасываемых напряжений (рис. 5).

Анализ динамических параметров очагов стандартных землетрясений, выполненный в работе [*Kocharyan, 2014*], показал, что существует три разных зависимости между сейсмическим моментом и длиной разрыва в очаге для трех разных диапазонов магнитуд: M_w<4; 4.0<M_w<7.5; M_w>7.5. С ростом магнитуды и длины разрыва в очаге уменьшается прирост сейсмического момента. Эти данные коррелируют с результатом этой же работы по тектоническим смещениям вдоль разрывов.

Сейсмические модели очага. Длительные сейсмологические исследования очага землетрясения, начавшиеся во второй половине XX в. [*Haskell, 1964, 1966*], позволили создать кинематические модели очага с амплитудно-частотными особенностями, соотношениями высоко- и низкочастотных колебаний и характерной направленностью сейсмического излучения, подобного природному [*Gusev, 2013; Gusev, Guseva, 2014, 2016*]. Основной элемент формирования очага, который необходимо получить в модели, – это локализация хрупкого разрушения в *узкой бегущей полоске* (см. рис. 4, *б*) или «импульсе подвижки» (slip pulse) [*Heaton, 1990*]. В работах [*Beroza, Mikumo, 1996; Ide, Takeo, 1997*] такой процесс реализации смещения в очаге связывается с резко неоднородным полем прочности. При этом формирование эпюры конечного смещения в очаге подобно «ковровому» принципу, реализуемому дислокациями в кристаллах (см. рис. 3, *г*).

Было показано, что в рамках плоской модели очаг должен состоять из множества субочагов («асперити») [*Sholtz, Engelder, 1976; Kanamory, 1978*], для которых в рамках отдельных моделей требовался высокий уровень сбрасываемых напряжений [*Papageorgiou, Aki, 1983*] или высокая прочность участков между субочагами [*Irikura, Kamae, 1994*]. В других моделях требовалось многократное перекрытие субочагов [*Zeng et al., 1994*]. Для объяснения наблюдаемой некогерентности в высокочастотном спектре сейсмического сигнала в работах [*Gusev, 1988, 1989; Gusev, Guseva, 2014; Day et al., 2008*] были введены субисточники, принципиально

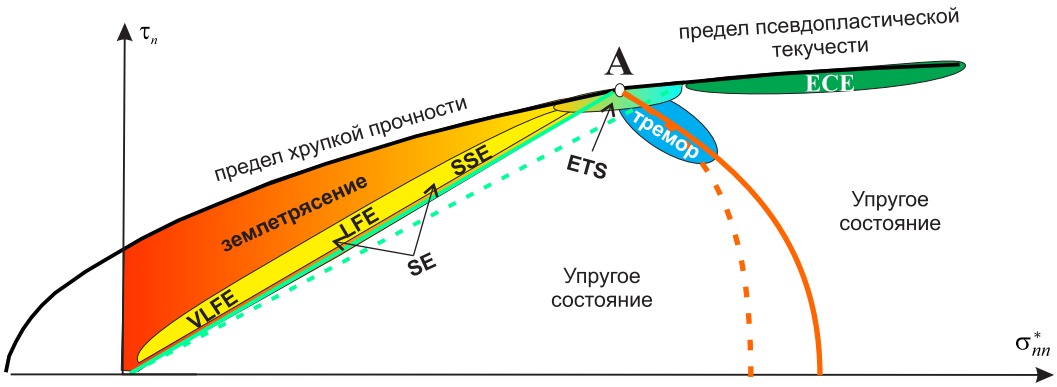

Рис. 5. Положение различных механизмов диссипации механической энергии на диаграмме Мора.

Fig. 5. Positions of various mechanisms of mechanical energy dissipation in the Mohr diagram.

отличные от малых трещин-субочагов. Субисточники – это небольшие прочные пятна на поверхности разлома или малые неровности («барьеры») [*Das, Aki, 1971; Das, Kostrov, 1988*]. Субисточники должны иметь разную прочность, и небольшие пятна повышенной прочности покрывают 2–10 % полной поверхности разлома.

Итак, зона произошедшего землетрясения имеет ярко выраженные вещественные преобразования, произошедшие до его возникновения. Землетрясения не самоподобны во всем масштабе их проявления. Сейсмическое смещение по крупному разрыву – разлому развивается по «ковровому» принципу – бегущая полоска, подобно тому, как это имеет место во внутрикристаллических дислокациях. Сейсмическое смещение по трещинке одномоментно охватывает ее на всем протяжении. Эти различия определяются тремя важнейшими параметрами, характеризующими динамический процесс: скоростью распространения сейсмических волн (3.5–4.5 км/с и 5.5–7.0 км/с), скоростью распространения разрыва (0–3 км/с) и скоростью смещения бортов разрыва (0–10 м/с). Сейсмологические данные показывают, что сильные землетрясения реализуются в хорошо подготовленных к хрупкому разрушению разломных зонах, которые имеют множество островков повышенной и пониженной прочности – источников высокочастотного сейсмического излучения.

Тектонофизика, использующая данные о напряжениях в качестве основы для понимания особенности протекания тектонических процессов, предлагает следующую интерпретацию на диаграмме Мора различных типов диссипации механической энергии коры на разломах [*Nettles, Ekström, 2004; Savage et al., 2007; Savage, Yu, 2007*]. Когда уровень напряжений высок и напряженное состояние на разрыве соответствует окрестностям точки A (рис. 5), развитие хрупкого разрушения наименее возможно. В этом случае механизмом диссипации энергии будет эпизодический крип (ECE), тремор или эпизодический тремор со скольжением (ETS). Напряженные состояния, отвечающие тремору, связаны с линией начала компакции. В образцах горных пород компакции соответствует неупругое уменьшение объема, происходящее при высоком уровне всестороннего или ориентированного сжатия. Разрушаются и далее деформируются угловатые куски зерен, создавая более плотную упаковку. Как видно из диаграммы Мора (см. рис. 1, *в*), компакция возможна как при очень высоком уровне всестороннего сжатия и практическом отсутствии девиаторных напряжений (стресса), так и при меньшем уровне всестороннего сжатия, но при наличии высокого уровня девиаторных напряжений. Вблизи линии минимального сухого трения на рис. 5 показано положение областей: SSE, которые возникают как в континентальной коре, так и на больших глубинах в зонах субдукции при большом уровне эффективного сжатия; LFE, которые происходят в субдукционных зонах на глубинах 5–10 км при среднем уровне эффективного сжатия; еще на меньших глубинах происходят VLFE. Такое расположение указанных явлений определяет низкий уровень снимаемой энергии, которой достаточно только для медленного, почти асейсмического скольжения. Вероятно, напряженное состояние, благоприятное для развития SE, часто возникающее после относительно сильных землетрясений, также наблюдается вблизи линии сухого трения.

5. О метастабильности разломов

В физике очага землетрясений в последние 20 лет все чаще употребляется термин «метастабильное состояние» (МС) [*Goldin, 2004, 2005; Sobolev, Lyubushin, 2007; Latynina, 2009*]. Под ним понимают состояние геосреды разломной зоны перед

сильным землетрясением. Считается, что к моменту сильного землетрясения происходит как бы упорядоченность процесса деформации земной коры на достаточно большой территории. Накопление энергии протекает медленно, без видимых проявлений, и заканчивается катастрофическим событием. Условием возникновения скачкообразного перехода среды из одного состояния в другое является наличие в области будущего очага землетрясения МС.

Термин МС пришел в науку о Земле из термодинамики фазовых состояний и характеризует неустойчивое равновесие физической системы на макроскопическом масштабе, в котором она может находиться длительное время при отсутствии (или при малости) внешних возмущений. В теории термодинамического равновесия возникновение МС объясняется стремлением среды к максимуму энтропии и, при определенных условиях, к минимуму свободной энергии (гельмгольцевой энергии) или термодинамического потенциала Гиббса.

Если посмотреть на практику употребления термина МС в физике очага землетрясения, то можно увидеть, что под ним понимают неустойчивость состояния разлома земной коры, когда малые внешние воздействия (триггер) могут привести к возникновению сильного землетрясения. При этом практически отсутствуют физические примеры, объясняющие, в чем выражается неустойчивость состояния геосреды, почему система может долго находиться в предразрушающем состоянии, какие физические процессы ответственны за смену состояния на нестабильное – землетрясение.

Важно отметить, что в предыдущие годы в исследованиях МС не было четкого понимания того факта, что МС не обязательно завершится крупномасштабным хрупким разрушением – землетрясением, что в зависимости от вида и интенсивности напряженного состояния, характера его пространственного распределения могут иметь место и другие механизмы диссипации механической энергии [*Rebetsky, 2006a, 2007c*]. В настоящее время, это уже очевидно, в один ряд с землетрясениями и асейсмическим крипом необходимо поставить медленное или сверхмедленное землетрясение, «тихие землетрясения», эпизоды медленного скольжения, эпизодический тремор и скольжение, тремор [*Kocharyan et al., 2014*]. В этой связи снова актуальными стали разработки физических моделей очага и МС разломных зон, объясняющих, как возникает сильное землетрясение с областью линейного разрушения, существенно превышающей мощность коры (M>8). Построение такой модели следует осуществлять на основе изучения природных объектов. Лабораторный эксперимент не может предлагать модели разрушения из-за существенной разности масштабов и физической природы явления микротрещины и мегаразрыва. Он, так же как и численное моделирование деформаций, должен идти вслед за результатами изучения природного состояния областей подготовки сильных землетрясений.

Тектонофизика о напряженных состояниях разломных зон. Предложение М.В. Гзовского [*Gzovsky, 1954*] об изучении природного напряженного состояния разломных зон базировалось на создаваемых им и его учениками методах реконструкции тектонических напряжений по данным о разрывных смещениях, к которым относились трещины скалывания и отрыва – геологические индикаторы деформаций и механизмы очагов землетрясений – сейсмологические индикаторы деформаций.

В настоящее время тектонофизика существенно продвинулась в этой области. Созданный в начале 90-х годов прошлого века метод катакластического анализа разрывных смещений [*Rebetskii, 1997; Rebetsky, 1996*] первоначально, так же как и методы О.И. Гущенко, Ж. Анжелье, Дж. Гепхарда, имел в своем алгоритме только возможность определения формы и направлений главных осей эллипсоида напряжений. Но уже в начале нового века [*Rebetsky, 2003a*] он был развит и для получения данных о соотношении шаровой и девиаторной компоненты тензора напряжений, а затем и на определение абсолютных величин напряжений, хрупкой прочности массивов (cohesion) и уровня флюидного давления [*Rebetsky, 2003a, 2009*].

В тектонофизических исследованиях сейсмоактивных областей, проведенных в начале нулевых годов с использованием результатов реконструкции природных напряжений [*Rebetsky, 2003a*], было показано, что сейсмогенным зонам разломов отвечает достаточно мозаичная картина распределения величин напряжений. Подобная мозаичность в напряжениях, конечно же, связана с особенностью структурно-вещественного состояния разных участков разломов [*Rebetskii, 2005a; Rebetsky, 2006b*]. Уже первые результаты позволили обратить внимание на тот факт, что критические напряженные состояния, находящиеся в разных участках диаграммы Мора, должны иметь и разные механизмы диссипации механической энергии: 1) сильное землетрясение – крупномасштабное хрупкое разрушение земной коры; 2) множество среднесильных и слабых землетрясений – катакластическое (псевдопластическое – мех.) или квазихрупкое течение вдоль протяженной зоны корового разлома; 3) квазистатический крип по разлому – квазивязкое или квазипластическое (за счет микротрещин на уровне зерен) течение [*Rebetsky, 2003b, 2004, 2005a, 2005b, 2006a, 2006б*]. В проведенных исследованиях было установлено следующее.

1. Напряжения по величинам распределены в земной коре крайне неравномерно, их перепад в одной сейсмофокальной области может достигать 1.0–1.5 порядка.

2. Существует определенный диапазон соотношений между уровнем эффективного давления и максимальным касательным напряжением – 0.5–2.0, связанный с требованием выполнения критерия Кулон – Мора при хрупком разрушении при коэффициентах трения, полученных в экспериментах Дж. Байерли.

3. Уровень флюидного давления в самых верхних горизонтах кристаллической коры (1–5 км) наиболее дифференцирован (1–2 от уровня гидростатики), а в более глубоких горизонтах приближается к литостатике.

4. Прочность сцепления реальных трещиноватых массивов, отвечающая масштабу усреднения рассчитанных напряжений в первые десятки километров, много ниже прочности целых образцов кристаллических пород размером 5–10 см и изменяется в диапазоне 1–50 бар.

5. Хрупкая прочность массивов внутриконтинентальных орогенов выше прочности в зонах субдукции литосферных плит в 3–5 раз, что определяет и более высокий уровень девиаторных напряжений и эффективного давления в континентальной коре.

6. Уровень максимальных касательных напряжений в зонах субдукции, генерирующих наиболее сильные землетрясения, колеблется от 3–5 до 50–100 бар.

7. Соотношение между тектоническим давлением и уровнем максимальных касательных напряжений имеет наибольший разброс в коре внутриконтинентальных орогенов и близко к линейному в зонах субдукции литосферных плит.

При реконструкции напряжений разных сейсмоактивных регионов были также получены важные закономерности, которые несут информацию о механизмах их деформирования [*Rebetsky et al., 2012, 2013, 2016; Rebetsky, Polets, 2014; Rebetsky, 2015*]. В приложении к проблеме сейсмической опасности было установлено, что относительно сильные региональные землетрясения редко попадают в зоны повышенного уровня максимальных касательных напряжений. Это говорит в пользу модели очага землетрясения по Рихтеру. Их эпицентры, как правило, расположены в зонах среднего уровня этого напряжения или в зонах его повышенного градиента. Этот эмпирически наблюденный факт совпадает с предположением Дж. Райса о том, что «сильные землетрясения не должны попадать в область повышенного уровня напряжений, так как здесь на плоскостях разрыва имеет место и высокий уровень трения, на преодоление которого уйдет большая часть высвобождающейся энергии» [*Rice, 1982*]. Это подтверждает и современные представления о трении в разломе (теория Rate & State) [*Dieterich, 1992; Uenishi, Rice, 2007*].

Тектонофизическая модель МС разломов. Новые тектонофизические данные о величинах напряжений, полученные в самые последние годы в областях подготовки аномально сильных землетрясений, позволяют перейти к созданию геомеханической модели очага землетрясения и наполнению физическим содержанием термина МС разлома.

Первое положение тектонофизической модели МС разлома связано с неоднородностью деформирования (напряжений) разлома в пределах очаговой области. Сложно предположить, что в ней на протяжении 100 км и более (речь идет о сильнейших землетрясениях) разлом в одинаковой мере достиг предельного состояния. Результаты тектонофизической реконструкции напряжений показывают, что область очага целого ряда сильных землетрясений с магнитудой более M>8.5 [*Rebetsky, Marinin, 2006; Rebetsky, 2007b, 2007c, 2009; Rebetsky, Tatevossian, 2013*] можно разделить на два участка (рис. 6, *а*, *б*). Для первого, меньшего по размеру, имеет место высокий градиент напряжений, а для второго наблюдается невысокий уровень эффективного давления и стресса.

На первом участке развития сейсмогенного разлома наличие достаточно однородного градиента напряжений дает возможность при возникновении здесь землетрясения нарастить кинетическую энергию движения бортов разрыва (разрыв распространяется из области высокого уровня сил трения в область низкого уровня) за счет отсутствия малых участков, препятствующих разрушению. На втором участке очага, где имеет место квазиоднородный и низкий уровень эффективного давления и сил трения (здесь также мал и уровень стресса), происходит «экономная» трата кинетической энергии и разрыв продолжается до первого мощного участка неоднородности напряжений (повышения эффективного давления). Если кинетической энергии хватает, то после стопинг-фазы и потери большой части кинетической энергии (так было при Суматра-Андаманском землетрясении [*Rebetsky, Marinin, 2006*]) сейсмический разрыв продолжает развиваться. Если энергии не хватает, то эта неоднородность является концевой зоной возникшего сейсмогенного разрыва.

Наличие такой зоны неоднородного на локальном уровне градиента напряжений будем называть *неоднородностью зоны нуклеации очага второго ранга*, которая определяет возникновение самих условий для МС разлома. Размер второго участка очага – зоны пониженных напряжений – опреде-

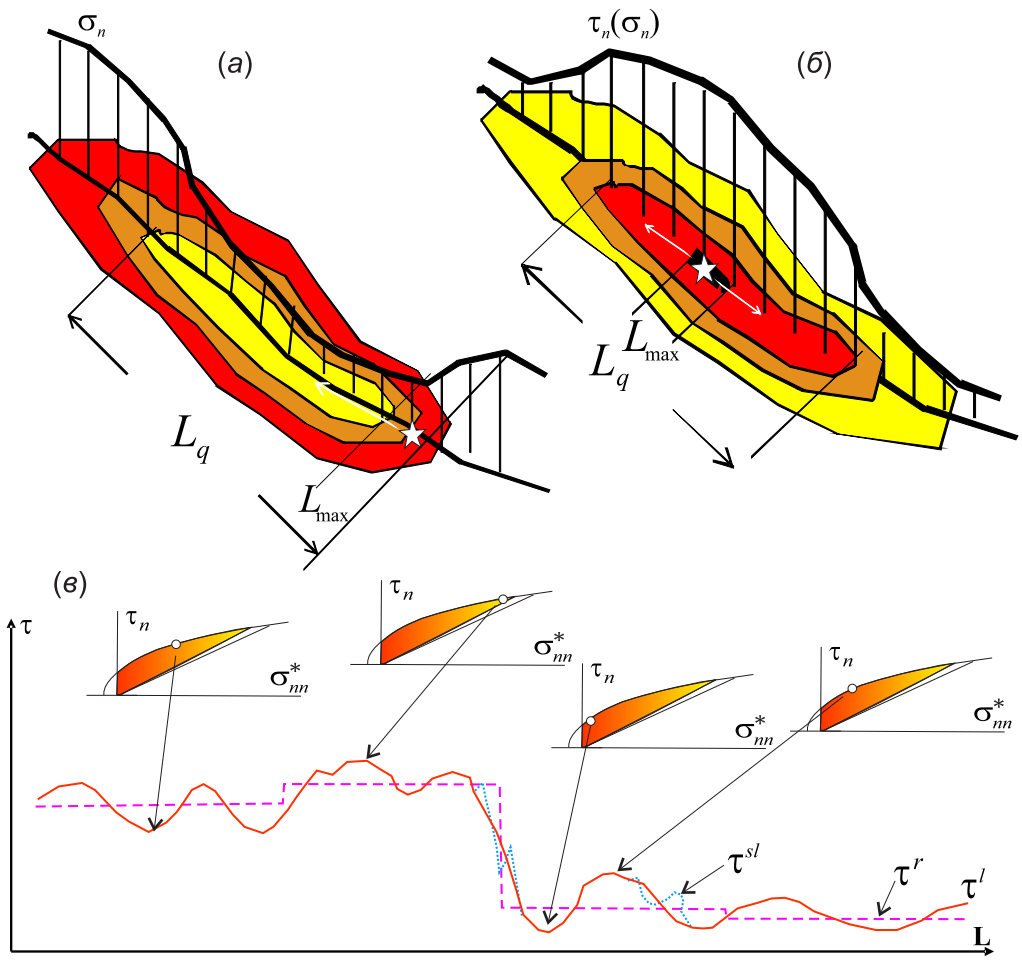

Рис. 6. Модель подготовки очага землетрясения. (*а*) – по работам Ю.Л. Ребецкого. Зона пониженного уровня эффективного давления (нормального на разломе σ^*_{nn} напряжений) L_q – возможный будущий очаг землетрясения. Звездочкой показано начало «вспарывания» разлома в очаге землетрясения – зона максимального градиента напряжений $L_{\max}$, стрелками белого цвета – направление распространения очага землетрясения. (*б*) – по Рэйду. Зона повышенных касательных на разрыве напряжений τ_n (здесь, согласно [*Rebetsky, 2007a*], также высокий уровень эффективного давления σ^*_{nn}) L_q – возможный будущий очаг землетрясения. Начало возникновения землетрясения там, где максимальный уровень стресса $L_{\max}$, стрелка – направление распространения землетрясения. (*в*) – неоднородности напряжений первого – третьего ранга в области подготовки очага землетрясения. Фиолетовая пунктирная кусочно-гладкая линия – напряжения регионального уровня (первый ранг напряжений), полученные по результатам тектонофизической реконструкции с усреднением 50 км для четырех точек, две из которых (справа) лежат в области будущего очага сильного землетрясения. Красная сплошная линия – напряжения локального уровня (второй ранг напряжений), определяющие уровень градиента напряжений в зоне, откуда затем «стартует» землетрясение. Синий точечный пунктир – напряжения сублокального уровня (третий ранг напряжений) определяющие созревание зоны градиента напряжений. Наличие здесь локальных пиков повышенного эффективного давления рассматривается как препятствие к возникновению форшока, инициирующего сильное землетрясение. Вверху показаны диаграммы Мора с точками, отвечающими напряженным состояниям характерных участков напряжений локального уровня.

Fig. 6. Models of earthquake source preparation. (*a*) – after Yu.L. Rebetsky. L_q, the zone of reduced effective pressure (normal on the fault σ^*_{nn} stresses) – possible future earthquake source. Asterisk – beginning of 'rupturing' of the fault in the earthquake source, the zone of the maximum stress gradient $L_{\max}$. White arrows – directions of propagation of the earthquake source. (*б*) – after *H.F. Reid* L_q, the zone of increased shear stresses on the fracture (here, according to [*Rebetsky, 2007a*], also high effective pressure σ^*_{nn}) – possible future earthquake source. The onset of an earthquake where the stress is maximum, $L_{\max}$. Arrow – direction of the earthquake propagation. (*в*) – stress inhomogeneities of the 1st – 3rd ranks in the earthquake source preparation area. Purple dashed piecewise-smooth line – regional stresses (stress rank 1) obtained from the tectonophysical reconstructions with the 50 km averaging for four points, two of which (on the right) lie in the area of the future source of a strong earthquake. Red solid line – local stresses (stress rank 2), predetermining the level of stress gradient in the zone wherefrom the earthquake starts. Blue dotted line – sub-local stresses (stress rank 3), predetermining the maturation of the stress gradient zone. Here the local peaks of increased effective pressure are an obstacle to the occurrence of a foreshock initiating a strong earthquake. Top – Mohr diagrams with circles corresponding to the stress states of the characteristic sections of local stresses.

ляет фактическую магнитуду сильного землетрясения. Сейсмологические данные показывают, что эта область в сейсмичности до сильного землетрясения проявляет себя как слабоактивная, здесь возможно появление зон затишья.

Второе положение тектонофизической модели МС разлома практически прямо вытекает из первого, характеризуя другой масштабный уровень очага. Вполне вероятно, что внутри разлома в области будущего очага сильного землетрясения могут существовать относительно *малые участки, не готовые к хрупкому разрушению,* – зацепы. Они могут определяться как неподготовленностью структурно-вещественного состояния данного участка разлома к разрушению, так и особенностью напряженного состояния области повышенного эффективного давления. Именно разрушение таких участков при развитии разрыва создает специфический вид сейсмограмм, отличающий их от единичного импульса хрупкого разрушения. Преодоление таких мелких зацепов требует затрат механической энергии, и, таким образом, число и плотность распределения зацепов должны контролировать реальность возникновения крупного землетрясения.

Известно, что при среднем уровне обжимного давления интегральная прочность образцов горных пород, имеющих ограниченное число и малую плотность макроскопических видимых дефектов (трещин), определяется не столько уровнем девиаторных напряжений (стресса), сколько относительным размером цельных участков породы. В противоположность целым образцам, в осевых частях разломных зон плотность трещин и мелких разрывов столь велика, что их интегральная прочность определяется уже изменениями напряженного состояния и разупрочняющим влиянием флюида (тектонофизические исследования показывают, что оба эти фактора взаимосвязаны [*Rebetskii, 2005a; Rebetsky, 2005a, 2005b, 2006a, 2006b*]). Таким образом, долгоживущие и создаваемые на стадии развития сейсмогенного разрыва зацепы (барьеры) представляют собой неоднородности напряженного состояния регионального масштаба (рис. 6, *б*). Будем далее второе положение тектонофизической модели МС разлома именовать *неоднородностью очага первого ранга*.

Первые два положения тектонофизической модели МС разлома на разных масштабах характеризуют структуру очага землетрясения, связанную с особенностями поля напряжений. Несложно заметить, что параметры структурной неоднородности очага прямо обуславливают его готовность к формированию сильного землетрясения. Так, увеличение площади участка высокого уровня высвобождаемой механической энергии (зона высокого градиента напряжений) и уменьшение плотности и числа зацепов приближают состояние очага к критическому, когда малый триггер, возникший в зоне начала вспарывания, может привести к реализации всей очаговой области. Увеличение плотности зацепов (неоднородность напряжений в зоне высокого градиента), наоборот, приводит к определенной стабилизации очага. Начавшееся на участке высокого уровня высвобождаемой механической энергии разрушение растрачивает свою кинетическую энергию на таких зацепах на самой ранней стадии. Очаг еще не созрел для реализации своего сильного землетрясения.

Совокупность накопленных данных позволяет рассматривать момент создания обширной области низкого уровня эффективного давления как *первую фазу* подготовки МС. Момент времени формирования участка высокого градиента напряжений представляет собой *завершающую стадию* подготовки МС. Для этого участка критически важным является исчезновение неоднородности второго ранга (отсутствие зацепов). В таком случае любое событие, возникшее на участке высокого градиента напряжений, может породить сильное землетрясение. В качестве наиболее опасного следует рассматривать начальный участок градиента напряжений (см. рис. 6, *б*), из которого старт разрушения позволяет накопить наибольшее количество кинетической энергии перед выходом на «плато» низкого уровня сил трения.

Можно говорить, что участок низкого уровня эффективного давления (неоднородность разлома нулевого ранга), определяющий масштаб готовящегося землетрясения, является первым необходимым условием МС разлома. Назовем его *региональным критерием МС разлома*. Фактически сейсмические бреши, по С.А. Федотову [*Fedotov et al., 2004*], могут претендовать (в случае существования в них пониженных напряжений) на эту роль. Участок высокого уровня градиента напряжений можно рассматривать как область, где должна наблюдаться форшоковая активность, ее можно именовать *локальным критерием МС разлома*. Одновременное наличие и соседство двух этих зон и является сигналом о завершающей фазе развития МС разлома.

На рис. 6, *в*, показана модель неоднородного напряженного состояния разломной зоны, отвечающая условиям МС. Результаты тектонофизической реконструкции в настоящее время не позволяют получить параметры поля напряжений точнее, чем 15–50 км усреднения – региональное напряженное состояние. Более детальное распределение напряжений отвечает локальному полю. Те участки разлома, локальные напряжения которых находятся на диаграмме Мора в зоне высокого уровня сжимающих напряжений, можно рассматривать как участки зацепов. Здесь в случае сейсмо-

генного развития разрыва потребуются повышенные затраты энергии на их преодоление. Если такие участки находятся в зоне градиента региональных напряжений, то возникновение слабого землетрясения, инициирующего сильное землетрясение, в этом случае будет невозможно. Если в зоне градиента региональных напряжений нет больших локальных вариаций, но есть малые участки высокого уровня напряжений сжатия в зоне пониженного уровня региональных напряжений, то полностью зона МС не будет реализована. При этом землетрясение повышенной магнитуды может возникнуть. Реализация МС в виде сильного землетрясения возникнет тогда, когда больших локальных вариаций напряжений не будет ни в области градиента напряжений – «вызревание зоны градиента», ни в области пониженного уровня региональных напряжений – «вызревание области очага». Важно отметить, что в настоящее время предложенная модель метастабильного состояния разлома перед землетрясением относится лишь к аномально сильным событиям с M>7.5–8.0 – мегаземлетрясениям.

Заметим, что развитие методов тектонофизики по изучению напряжений, формирующихся в природных объектах, позволяет выполнять тектонофизическое районирование по степени сейсмической опасности [*Rebetsky, 2011; Rebetsky, Kuzikov, 2016*].

6. Заключение

Данные о напряженном состоянии сейсмоактивных регионов следует признать ключевыми в проблеме обеспечения сейсмобезопасности. Новый качественный прогресс в области изучения природных напряжений связан с развитием сейсмологических методов получения данных о динамических параметрах очагов землетрясений и тектонофизических методов оценки величин напряжений в природных массивах. Важнейшим инструментом анализа сейсмической опасности должны стать диаграммы Мора, которые следует рассматривать в качестве паспортов современного состояния различных участков разломов. В частности, предлагается различные типы диссипации упругой энергии коры, выделенные в связи с проблемой прогноза землетрясений, анализировать именно на основе диаграммы Мора (см. рис. 5).

Геомеханические эксперименты показывают, что разные условия формирования разрушения, связанные с разными соотношениями между сдвиговыми и обжимающими напряжениями, приводят и к морфологически, и к генетически разным типам структур разрушения. Роль флюида в разломных зонах связана не только с его механическим воздействием – снижением уровня эффективных напряжений, но и с его влиянием на метаморфические процессы, определяющие особенности строения тела разлома.

Прочность пород вне разломов очень высока. Этап снижения прочности массива, протекающий в локальных зонах, происходит на геологических временах и обеспечивается притоком мантийных флюидов. Очаг землетрясения всегда находится в зоне уже существующего разлома и локализуется в очень узких его участках, испытавших сложные структурно-вещественные преобразования. Различные типы снижения трения на разломе – глинка трения, взрывное повышение флюидного давления после реакции дегидратации – могут предопределять и различные типы диссипации механической энергии.

Существует глубокая физическая разница в реализации разрывного смещения на разных линейных масштабах. Это подтверждается не только анализом большого числа накопленных данных о параметрах разрывных смещений, но и теоретическим анализом механического процесса развития разрывного смещения. Сейсмологические данные о параметрах очагов землетрясений и о развитии разрушения в очаге позволяют еще более детально изучать выявленные закономерности. Таким образом, ставится под сомнение гипотеза об инвариантности масштабов и самоподобии во всем диапазоне хрупкого разрушения (от дислокации до мегаразрывов), которая является основой для целого ряда теорий прогноза землетрясений.

Сейсмическое смещение по крупному разрыву – разлому или в очаге сильного землетрясения (M>7.5) развивается в виде бегущей полоски («ковровый» принцип), подобно тому, как это имеет место во внутрикристаллических дислокациях. Сейсмическое и квазистатическое смещение по трещине или очагу слабого землетрясения реализуется одномоментно на всем их протяжении. Различия в типе реализуемого сдвига связаны с тремя важнейшими параметрами, характеризующими динамический процесс: скоростью распространения сейсмических волн, скоростью распространения разрыва и скоростью смещения бортов разрыва. Большие размеры разрыва – разломов ограничивают возможность одномоментного движения на всем его протяжении.

Результаты анализа напряжений в очагах сильнейших землетрясений XXI века позволили дать термину «метастабильное состояние» разломов, пришедшему в сейсмологию из физики фазовых состояний, обоснование в виде специфической закономерности распределения величин напряжений перед сильными землетрясениями. Выделение в очагах сильнейших землетрясений участков гради-

ентного распределения напряжений, определяющих место начала его развития, дает возможность реализовать комплексные исследования по выявлению фазы «созревания» сильных землетрясений.

Возможность существования нескольких вариантов развития очага землетрясения говорит о необходимости дальнейших исследований природного напряженного состояния зон подготовки сильных землетрясений. Следует системно расширять базу сейсмологических данных с целью более детального изучения особенностей напряженного состоянии очаговых областей. Эти исследования должны составить основу тектонофизического районирования сейсмической опасности, принципы которого отличаются от методики выделения зон ВОЗ, имеющих вероятностную природу.

7. Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке по государственному заданию Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

8. Литература / References

Benioff H., 1951. Earthquakes and rock creep:(Part I: Creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks). *Bulletin of the Seismological Society of America* 41 (1), 31–62.

Beroza G.C., Mikumo T., 1996. Short slip duration in dynamic rupture in the presence of heterogeneous fault properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B10), 22449–22460. https://doi.org/10.1029/96JB02291.

Bullen K.E., 1953. On strain energy and strength in the Earth's upper mantle. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 34 (1), 107–109. https://doi.org/10.1029/TR034i001p00107.

Chemenda A.I., Mas D., 2016. Dependence of rock properties on the Lode angle: Experimental data, constitutive model, and bifurcation analysis. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 96, 477–496. https://doi.org/10.1016/j.jmps.2016.08.004.

Chester F.M., Rowe C., Ujiie K., Kirkpatrick J., Regalla C., Remitti F., Moore J.C., Toy V., Wolfson-Schwehr M., Bose S., Kameda J., Mori J.J., Brodsky E.E., Eguchi N., Toczko S., Expedition 343 and 343T Scientists, 2013. Structure and composition of the plate-boundary slip zone for the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science* 342 (6163), 1208–1211. https://doi.org/10.1126/science.1243719.

Chikov B.M., 1990. On the fundamentals of the theoretical concept of stress metamorphism (applied to the lineament zones of the crust). In: V.A. Soloviev, B.M. Chikov (Eds.), Structure of lineament zones of stress metamorphism. SB, Nauka, Novosibirsk, p. 6–32 (in Russian) [*Чиков Б.М.* Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линеаментным зонам земной коры) // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма / Ред. В.А. Соловьев, Б.М. Чиков. Новосибирск: Наука. СО, 1990. С. 6–32].

Chikov B.M., 1992. Shear stress – structure formation in the lithosphere: varieties of mechanisms, and conditions (review of the problem). *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 33 (9), 3–37 (in Russian) [*Чиков Б.М.* Сдвиговое стресс – структурообразование в литосфере: разновидности механизмы, условия (обзор проблемы) // *Геология и геофизика*. 1992. Т. 33. № 9. С. 3–37].

Chikov B.M., 2011. Introduction to Physical Fundamentals of Static and Dynamic Geotectonics. Geo, Novosibirsk, 299 p. (in Russian) [*Чиков Б.М.* Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск: Гео, 2011. 299 с.].

Chikov B.M., Kargapolov S.A., Ushakov G.D., 1989. Experimental stress-transformation of pyroxenite. *Geologiya i Geofizika* (*Soviet Geology and Geophysics*) 30 (6), 75–79 (in Russian) [*Чиков Б.М., Каргаполов С.А., Ушаков Г.Д.* Экспериментальное стресс-преобразование пироксенита // *Геология и геофизика*. 1989. Т. 30. № 6. С. 75–79].

Das S., Aki K., 1977. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of Geophysical Research* 82 (36), 5658–5670. https://doi.org/10.1029/JB082i036p05658.

Das S., Kostrov B.V., 1988. An investigation of the complexity of the earthquake source time function using dynamic faulting models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93 (B7), 8035–8050. https://doi.org/10.1029/JB093iB07p08035.

Day S.M., Gonzalez S.H., Anooshehpoor R., Brune J.N., 2008. Scale-model and numerical simulations of near-fault seismic directivity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (3), 1186–1206. https://doi.org/10.1785/0120070190.

Enikolopyan N.S., Mkhitryan A.A., Karagezyan A.S., Khzardzhyan A.A., 1987. Critical phenomena in the explosion of solids at high pressure. *Doklady AN SSSR* 292 (4), 887–890 (in Russian) [*Ениколопян Н.С., Мхитрян А.А., Карагезян А.С., Хзарджян А.А.* Критические явления при взрыве твердых веществ при высоком давлении // *Доклады АН СССР*. 1987. Т. 292. № 4. С. 887–890].

Fedotov S.A., Solomatin A.V., Chernyshev S.D., 2004. Long-term seismic forecast for the Kuril-Kamchatka arc in 2004–2008, and a retrospective forecast of the Hokkaido earthquake of 25 September 2003, M=8.1. *Vulkanologiya i Seismologiya* (5), 3–22 (in Russian) [*Федотов С.А., Соломатин А.В., Чернышев С.Д.* Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги 2004–2008 гг. и ретроспективный прогноз Хоккайдского землетрясения 25 сентября 2003 г., M=8.1 // *Вулканология и сейсмология*. 2004. №. 5. С. 3–22].

Goldin S.V., 2004. Dilatancy, repacking, and earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 817–832.

Goldin S.V., 2005. Macro- and mesostructures of the focal area of the earthquake. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 8 (1), 5–14 (in Russian) [*Гольдин С.В.* Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // *Физическая мезомеханика*. 2005. Т. 8. № 1. С. 5–14].

Gusev A.A., 1988. Model of earthquake source with much unevenness. *Vulkanologiya i Seismologiya* (1), 41–55 (in Russian) [*Гусев А.А.* Модель очага землетрясения со множеством неровностей // *Вулканология и сейсмология*. 1988. № 1. С. 41–55].

Gusev A.A., 1989. Multiasperity fault model and the nature of short-period subsources. *Pure and Applied Geophysics* 130 (4), 635–660. https://doi.org/10.1007/BF00881602.

Gusev A.A., 2013. Stochastic modeling of a lengthy earthquake source to characterize seismic hazard. 1. Justification and the general structure of the algorithm. *Voprosy Inzhenernoi Seismologii* (*Problems of Engineering Seismology*) 40 (1), 5–18 (in Russian) [*Гусев А.А.* Стохастическое моделирование протяженного очага землетрясения для характеризации сейсмической опасности. 1. Обоснование и общая структура алгоритма // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2013. Т. 40. № 1. С. 5–18].

Gusev A.A., Guseva E.M., 2014. Scaling properties of corner frequencies of Kamchatka earthquakes. *Doklady Earth Sciences* 458 (1), 1112–1115. https://doi.org/10.1134/S1028334X14090062.

Gusev A.A., Guseva E.M., 2016. Shear wave attenuation estimated from the spectral decay rate in the vicinity of the Petropavlovsk station, Kamchatka. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (4), 503–519. https://doi.org/10.1134/S1069351316030034.

Gzovsky M.V., 1954. Tectonic stress fields. *Izvestiya AN SSSR, Geophysical Series* (5), 390–410 (in Russian) [*Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // *Известия АН СССР, серия геофизическая*. 1954. № 5. С. 390–410].

Gzovsky M.V., 1957a. Tectonophysical justification of geological seismicity criteria. I. *Izvestiya AN SSSR, Geophysical Series* (2), 141–160 (in Russian) [*Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (I) // *Известия АН СССР, серия геофизическая*. 1957. № 2. С. 141–160].

Gzovsky M.V., 1957b. Tectonophysical justification of geological seismicity criteria. II. *Izvestiya AN SSSR, Geophysical Series* (3), 273–283 (in Russian) [*Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (II) // *Известия АН СССР, серия геофизическая*. 1957. № 3. С. 273–283].

Gzovsky M.V., 1975. Fundamentals of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [*Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с].

Haskell N.A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54 (6A), 1811–1841.

Haskell N.A., 1966. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model. *Bulletin of the Seismological Society of America* 56 (1), 125–140.

Heaton T.H., 1990. Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64 (1), 1–20. https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90002-F.

Ide S., Takeo M., 1997. Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B12), 27379–27391. https://doi.org/10.1029/97JB02675.

Irikura K., Kamae K., 1994. Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique. *Annali di Geofisica* 37 (6), 1721–1743. https://doi.org/10.4401/ag-4137.

Kanamori H., 1978. Use of seismic radiation to infer source parameters. In: Proceedings of conference III: Fault mechanics and its relation to earthquake prediction. USGS Open File Report 78-380, p. 283–318.

Kanamori H., Brodsky E.E., 2004. The physics of earthquakes. *Reports on Progress in Physics* 67 (8), 1429–1496. https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03.

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

Kocharyan G.G., 2017. Geomechanics of Faults. GEOS, Moscow, 424 p. (in Russian) [*Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2017. 424 с.].

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 (in Russian) [*Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А.* Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 863–891]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0160.

Latynina L.A., 2009. On the unstable state of the geological medium in the zone of the strongest earthquakes. *Geodesy, Cartography, and Aerial Photography* 71, 238–241 (in Russian) [*Латынина Л.А.* О неустойчивом состоянии геологической среды в зоне сильнейших землетрясений // *Геодезія, картографія і аерофотознімання*. 2009. Вып. 71. С. 238–241].

Lin A., Maruyama T., Kobayashi K., 2007. Tectonic implications of damage zone-related fault-fracture networks revealed in drill core through the Nojima fault, Japan. *Tectonophysics* 443 (3–4), 161–173. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.011.

Lockner D.A., Tanaka H., Ito H., Ikeda R., Omura K., Naka H., 2009. Geometry of the Nojima Fault at Nojima-Hirabayashi, Japan – I. A simple damage structure inferred from borehole core permeability. *Pure and Applied Geophysics* 166 (10–11), 1649–1667. https://doi.org/10.1007/s00024-009-0515-0.

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

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

Nikolaevsky V.N., Sharov V.I., 1985. Faults and rheological stratification of the crust. *Izvestiya AN SSSR, Seriya Fizika Zemli* (1), 16–28 (in Russian) [*Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // *Известия АН СССР, серия Физика Земли*. 1985. № 1. С. 16–28].

Papageorgiou A.S., Aki K., 1983. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. I. Description of the model. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73 (3), 693–722.

Patalakha E.I., Lukienko A.I., Derbenev V.A., 1987. Tectonofacies of Mezozone. Nauka, Alma-Ata, 181 p. (in Russian) [*Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Дербенев В.А.* Тектонофации мезозоны. Алма-Ата: Наука, 1987. 181 с.].

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

Pospelov G.S. 1972. Dispergites and autodispergation as an important problem in the physics of litho-petro-tectogenesis. *Geologiya i Geofizika* (*Soviet Geology and Geophysics*) 13 (12), 53–73 (in Russian) [*Поспелов Г.С.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-петро-тектогенеза // *Геология и геофизика*. 1972. Т. 13. № 12. С. 53–73].

Rebetskii Y.L., 1997. Reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic strain: Methodical fundamentals, current stress field of Southeastern Asia and Oceania. *Transactions* (*Doklady*) *of the Russian Academy of Sciences / Earth Science Sections* 354 (4), 560–563.

Rebetskii Y.L., 2005. Tectonic stress, metamorphism, and earthquake source model. *Doklady Earth Sciences* 400 (1), 127–131.

Rebetsky Y.L., 1996. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations. *Journal of Earthquake Prediction Research* 5 (4), 557–573.

Rebetsky Y.L., 2003a. Fluids, dilatancy and rock strength. In: Physicochemical and petrophysical studies in the Earth sciences. Abstracts of the Fourth International Conference. UIPE RAS, Moscow, p. 46 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Флюиды, дилатансия и прочность горных пород // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Тезисы докладов четвертой международной конференции. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 46].

Rebetsky Y.L., 2003b. Stress-strain State and Mechanical Properties of Natural Massifs According to the Data on the Earthquake Focal Mechanisms and Structural-Kinematic Characteristics of Fractures. PhD Thesis (Doctor of Physics and Mathematics). UIPE RAS, Moscow, 455 p. (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Дис. … докт. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 2003b. 455 с.].

Rebetsky Y.L., 2004. From the analysis of tectonic stresses to the earthquake source model. In: Seismic studies of the Earth's crust. Collection of Reports of the International Scientific Conference (23–25 November 2004, Novosibirsk). Novosibirsk, p. 460–465 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* От анализа тектонических напряжений к модели очага землетрясений // Сейсмические исследования земной коры: Сборник докладов международной научной конференции (23–25 ноября 2004 г., г. Новосибирск). Новосибирск, 2004. С. 460–465].

Rebetsky Y.L., 2005a. Inhomogeneity of the stress state of fault zones – the main factor of earthquake occurrence. In: Active geophysical monitoring of Earth's lithosphere. Proceedings of the International Conference (12–16 September 2005, Novosibirsk). Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 340–343 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Неоднородность напряженного состояния разломных зон – основной фактор возникновения землетрясений // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: Материалы международной конференции (12–16 сентября 2005 г., г. Новосибирск). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 340–343].

Rebetsky Y.L., 2005b. The role of fluid and dispergation of rocks in the formation of the earthquake preparation area. In: Modern geodynamics and hazardous natural processes in Central Asia. Proceedings of the All-Russia conference (20–23 September 2005, Irkutsk). IEC SB RAS, Irkutsk, p. 145–148 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Роль флюида и диспергации горных пород в формировании области подготовки землетрясения // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы Всероссийского совещания (20–23 сентября 2005 г., г. Иркутск). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 145–148].

Rebetsky Y.L., 2006a. Dilatancy, pore fluid pressure, and new data on the strength of rock massifs in natural occurrence. In: Y.G. Leonov, I.G. Kissin, V.L. Rusinov (Eds.), Fluid and geodynamics. Nauka, Moscow, p. 120–146 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании // Флюид и геодинамика / Ред. Ю.Г. Леонов, И.Г. Киссин, В.Л. Русинов. М.: Наука, 2006. С. 120–146].

Rebetsky Y.L., 2006b. The relationship between brittle failure and quasiplastic deformation of rocks, and a new model of earthquake preparation. In: Areas of active tectogenesis in modern and ancient history of the Earth. Materials of the XXXVX Tectonic Meeting. Vol. II. GEOS, Moscow, p. 129–133 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Взаимоотношение хруп-

кого разрушения и квазипластического деформирования горных пород и новая модель подготовки землетрясения // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы XXXVX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2006. С. 129–133].

Rebetsky Y.L., 2007a. New data on natural stresses in the preparation area of a strong earthquake. The model of earthquake source. *Geophysical Journal* 29 (6), 92–110 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // *Геофизический журнал*. 2007. Т. 29. № 6. С. 92–110].

Rebetsky Y.L., 2007b. Tectonic stresses and areas of the trigger mechanism of earthquake occurrence. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 10 (1), 25–37 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и области триггерного механизма возникновения землетрясений // *Физическая мезомеханика*. 2007. Т. 10. № 1. С. 25–37].

Rebetsky Y.L., 2007c. The state and problems of the theory of earthquake prediction. Analysis of the foundations from the position of the deterministic approach. *Geophysical Journal* 29 (4), 92–110 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // *Геофизический журнал*. 2007. Т. 29. № 4. С. 92–110].

Rebetsky Y.L., 2009. Stress state of the Earth's crust of the Kuril Islands and Kamchatka before the Simushir earthquake. *Russian Journal of Pacific Geology* 3 (5), 477–490. https://doi.org/10.1134/S1819714009050108.

Rebetsky Y.L., 2011. Assessment of seismic hazard based on the tectonophysical analysis of seismological data. In: Problems of seismotectonics. The XVII All-Russia Conference with International Participation (20–24 September 2011). Voronezh–Moscow, p. 443–451 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Оценка сейсмической опасности на основе тектонофизического анализа сейсмологических данных // Проблемы сейсмотектоники: XVII Всероссийская конференция с международным участием (20–24 сентября 2011 г.). Воронеж–Москва, 2011. С. 443–451].

Rebetsky Y.L., 2015. On the specific state of crustal stresses in intracontinental orogens. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (4), 437–466 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л.* Об особенности напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466]. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0189.

Rebetsky Y.L., Kuchai O.A., Marinin A.V., 2013. Stress state and deformation of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region. *Russian Geology and Geophysics* 54 (2), 206–222. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011.

Rebetsky Y.L., Kuchai O.A., Sycheva N.A., Tatevossian R.E., 2012. Development of inversion methods on fault slip data: Stress state in orogenes of the Central Asia. *Tectonophysics* 581, 114–131. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027.

Rebetsky Y.L., Kuzikov S.I., 2016. Active faults of the northern Tien Shan: tectonophysical zoning of seismic risk. *Russian Geology and Geophysics* 57 (6), 967–983. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.05.004.

Rebetsky Y.L., Lermontova A.S., 2015. On the scalability of shear fractures in the geological medium. In: Trigger effects in geosystems. Proceedings of the Third All-Russia Workshop-Meeting (16–19 June 2015, Moscow). GEOS, Moscow, p. 174–181 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С.* О масштабируемости трещин сдвига в геологической среде // Триггерные эффекты в геосистемах: Материалы третьего Всероссийского семинара-совещания (16–19 июня 2015 г., г. Москва). М.: ГЕОС, 2015. С. 174–181].

Rebetsky Y.L., Marinin A.V., 2006. Preseismic stress field before the Sumatra-Andaman earthquake of 26.12. 2004: a model of metastable state of rocks. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 47 (11), 1173–1185.

Rebetsky Y.L., Polets A.Y., 2014. The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 march 2011. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 469–506 (in Russian) [*Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.* Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 2. С. 469–506]. https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0137.

Rebetsky Y.L., Polets A.Y., Zlobin T.K., 2016. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Tectonophysics* 685, 60–76. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.016.

Rebetsky Y.L., Tatevossian R.E., 2013. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field. *Bulletin de la Société Géologique de France* 184 (4–5), 335–346. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.184.4-5.335.

Rebinder P.A., 1978. Surface Phenomena in Disperse Systems. Nauka, Moscow, 250 p. (in Russian) [*Ребиндер П.А.* Поверхностные явления в дисперсных системах. М.: Наука, 1978. 250 с.].

Reid H.F., 1910. The Mechanism of the Earthquake. The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission, vol. 2. part 1. Washington, 56 p.

Rice J., 1982. The mechanics of earthquake rupture. In: A. Dziewonski, E. Boschi (Eds.), Physics of the Earth's Interior. Elsevier, Amsterdam, p. 555–649.

Richter C.F., 1958. Elementary Seismology. W.H. Freeman and Company, San Francisco, 768 p.

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

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

Savage J.C., Yu S.B., 2007. 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. https://doi.org/10.1785/0120070069.

Scholz C.H., Engelder J.T., 1976. The role of asperity indentation and ploughing in rock friction – I: Asperity creep and stick-slip. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 13 (5), 149–154. https://doi.org/10.1016/0148-9062(76)90819-6.

Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P., 1973. Earthquake prediction: A physical basis. *Science* 181 (4102), 803–810. https://doi.org/10.1126/science.181.4102.803.

Sekine S., Hirose H., Obara K., 2010. Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B9), B00A27. https://doi.org/10.1029/2008JB006059.

Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [*Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].

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]. https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093.

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

Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [*Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО, 1983. 110 с.].

Sobolev G.A., Lyubushin A.A., 2007. Microseismic anomalies before the Sumatra earthquake of December 26, 2004. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43 (5), 341–353. https://doi.org/10.1134/S1069351307050011.

Tikhonov I.N., Shevchenko G.V. (Eds.), 2014. Shikotan Earthquake and Tsunami of 4(5) October 1994. Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, 128 p. (in Russian) [Шикотанское землетрясение и цунами 4(5) октября 1994 года / Ред. И.Н. Тихонов, Г.В. Шевченко. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2014. 128 с.].

Ulomov V.I., 1997. On the methodology for assessment of seismic hazard and creating maps of general seismic zoning of the territory of the CIS countries. In: Forecast of earthquakes and deep geodynamics. Reports of the International Symposium (17–21 November 1997, Almaty). Institute of Seismology of the Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan, Almaty, p. 348–359 (in Russian) [*Уломов В.И.* О методологии оценки сейсмической опасности и создания карт общего сейсмического районирования территории стран-участниц СНГ // Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика: Доклады международного симпозиума (17–21 ноября 1997 г., г. Алматы). Алматы: Институт сейсмологии АН Республики Казахстан, 1997. С. 348–359].

van der Pluijm B.A., 1991. Marble mylonites in the Bancroft shear zone, Ontario, Canada: microstructures and deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* 13 (10), 1125–1135. https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90073-R.

Wei M., Kaneko Y., Liu Y., McGuire J.J., 2013. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity. *Nature Geoscience* 6 (7), 566–570. https://doi.org/10.1038/ngeo1835.

Zeng Y., Anderson J.G., Yu G., 1994. A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions. *Geophysical Research Letters* 21 (8), 725–728. https://doi.org/10.1029/94GL00367.

Юрий Леонидович Ребецкий, докт. физ.-мат. наук, зав. лабораторией
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия

✉ e-mail: reb@ifz.ru

Yuri L. Rebetsky, Doctor of Physics and Mathematics, Head of Laboratory
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123242, GSP-5, Russia