



TECTONOPHYSICAL ZONING OF ACTIVE FAULTS OF THE BAIKAL RIFT SYSTEM

Yu.L. Rebetsky ^{1✉}, A.A. Dobrynina ^{2,3}, V.A. Sankov ²

¹ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

² Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 128 Lermontov St, Irkutsk 664033, Russia

³ Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 6a Sakhyanova St, Ulan-Ude 670047, Republic of Buryatia, Russia

ABSTRACT. Tectonophysical zoning of active faults of the Baikal rift system (BRS) was performed based on the degree of hazard caused by the generation of earthquakes of magnitude 7.0 and higher. The first basis for this procedure was the results of the natural stress state reconstruction, earlier performed from seismological indicators of rupture deformations (earthquake focal mechanisms). The second important element of fault zoning was electronic maps of active faults of Eurasia hosted on the GIN RAS server. Within the algorithmic framework for Rebetsky's method of cataclastic analysis, both of these datasets allowed calculating the Coulomb stresses for the segments of the BRS faults. During the study, a development of the cataclastic method has been carried out in using a diagram of brittle fracture as the Mohr–Coulomb model, considering a decrease in the range of positive Coulomb stress values with an increase in effective normal stress levels. Such an approach provides a more reliable identification of the fault segments with the maximum Coulomb stress levels. The performed calculations showed that in the BRS crust there are several up to 50 km long fault segments having critically high (80–100 % of the maximum) and high (40–80 % of the maximum) Coulomb stress levels. It is these core-based hazardous zones that are considered as places where seismogenic ruptures of future $M > 7.0$ earthquakes may start. There have been distinguished three zones that present such hazard: 1) in the western segment of the BRS in the western part of the Tunka Valley in the Tunka, Khamardaban-Mondy and Baikal-Mondy fault systems; 2) in the Selenga River delta in the Proval, Delta, Ust-Selenga and Sakhalin-Enkhauk fault systems; 3) within the northeastern flank of the BRS on the fault system of the Muyakan basin (along the North Muya ridge). It is proposed to perform tectonophysical monitoring of changes in the stress state of these three zones and make observations of their surface motions using remote sensing methods.

KEYWORDS: active faults; earthquake source; Coulomb stresses; tectonophysical zoning; seismic hazard

FUNDING: The study was supported by RSF, project 22-27-00591.



EDN: LSSFVG

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Yuri L. Rebetsky, reb@ifz.ru

Received: January 11, 2024

Revised: July 12, 2024

Accepted: July 15, 2024

FOR CITATION: Rebetsky Yu.L., Dobrynina A.A., Sankov V.A., 2024. Tectonophysical Zoning of Active Faults of the Baikal Rift System. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (4), 0775. doi:10.5800/GT-2024-15-4-0775

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Ю.Л. Ребецкий¹, А.А. Добрынина^{2,3}, В.А. Саньков²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

² Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

³ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Республика Бурятия, Россия

АННОТАЦИЯ. Выполнено тектонофизическое районирование активных разломов Байкальской рифтовой зоны (БРС) по степени опасности генерирования сильных землетрясений с магнитудой 7.0 и более. Первым базисом этой работы являлись результаты реконструкции природного напряженного состояния, выполненного ранее по сейсмологическим индикаторам разрывных деформаций (механизмы очагов землетрясений). Вторым важным элементом районирования разломов были электронные карты активных разломов Евразии, размещенные на сервере ГИН РАН. В рамках алгоритма катакластического метода Ю.Л. Ребецкого оба этих набора данных позволили рассчитать кулоновы напряжения на участках разломов БРС. В ходе работ было осуществлено развитие катакластического метода в части использования модели хрупкого разрушения в виде диаграммы Кулона – Мора, учитывающей снижение диапазона положительных значений кулоновых напряжений при повышении уровня эффективных нормальных напряжений. Такой подход позволяет более достоверно выделять участки разломов с максимальным уровнем кулоновых напряжений. Выполненные расчеты показали, что для коры БРС существуют несколько участков разломов протяженностью до 50 км, имеющих критически высокий (80–100 % от максимального) и высокий уровень кулоновых напряжений (40–80 % от максимального). Именно эти ядра опасных зон рассматриваются как места, в которых могут стартовать сейсмогенные разрывы будущих сильных землетрясений с $M > 7.0$. Выделены три такие опасные зоны: 1) в западном сегменте БРС в западной части Тункинской долины в Тункинской, Харадабан-Мондинской и Байкала-Мондинской разломных системах; 2) в дельте р. Селенги в системах разломов Провал, Дельтового и Усть-Селенгинского и Сахалин-Энхалукского; 3) в пределах северо-восточного фланга БРС на системе разломов Муяканской впадины (вдоль Северомуйского хребта). Для этих трех зон предлагается проводить тектонофизический мониторинг изменения напряженного состояния и осуществлять наблюдение за движениями поверхности методами дистанционного зондирования.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: активные разломы; очаг землетрясения; кулоновы напряжения; тектонофизическое районирование; сейсмоопасность

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке РНФ, проект 22-27-00591.

1. ВВЕДЕНИЕ

На карте общего сейсмического районирования России ОСР-2016В [Ulomov, 2016] (рис. 1) Байкальская рифтовая система (БРС) в целом характеризуется как область, в которой ожидается интенсивность сотрясаемости в 9 баллов. Вытянутость зон 8 и 9 баллов направлена параллельно простираанию региональных разломов БРС (рис. 1). Согласно представленным на этом рисунке данным разломы, расположенные в зонах одного уровня сотрясаемости, в настоящее время имеют одинаковую опасность.

В то же время известно, что в исследуемом регионе разломы близкого простираания часто имеют разную степень активности [Chipizubov, 2007; Lunina et al., 2010, 2012; Lunina, 2016]. В работе [Lunina, 2010] предложен подход по определению степени активности разломов на новейшем этапе на основе экспертной оценки, выполняемой по комплексу геоморфологических, структурно-геологических, палеосейсмогеологических, сейсмологических, геофизических, инженерно-геологических и гидрологических данных. Все эти

разнотипные данные характеризуют прямо или косвенно различные проявления смещения по разлому в прошлом (далеком и недавнем). Согласно результатам такой оценки из общей массы разломов разной степени активности можно выделить наиболее опасные на новейшем этапе.

Похожая проблема, но уже в приложении к возникновению в зонах сейсмогенных разломов сильных землетрясений рассматривалась в работе [Kagan, 1997], автор которой отмечает, что «если крупное землетрясение происходит только тогда, когда напряжения достигают прочности горных пород, то почему небольшие землетрясения происходят в сейсмогенной зоне постоянно?». Из этого факта автор делает вывод, что в сейсмогенных зонах постоянно существует много участков, в которых достигается предел прочности породы. В то же время землетрясения, происходящие в них, долго не становятся спусковым механизмом крупного землетрясения. Вероятно, в зоне разлома должны быть особые условия, при которых небольшое землетрясение превращается в очень большое. Я.Ю. Каган

[Kagan, 1997] также обратил внимание не только на необходимость объяснения причин зарождения очага землетрясения в данном конкретном месте, но и на то, почему землетрясение завершается на определенном участке разломной зоны, хотя ее продолжение также является сейсмогенным. В своей работе Я.Ю. Каган фактически ставит вопрос: «Знает ли трещинка, что она станет мегаземлетрясением?». Можно ли, изучая состояние небольшого участка разлома, предсказать вероятность возникновения или невозникновения сильного землетрясения, стартующего из данного места.

Ответы на все эти вопросы следует искать в геомеханической концепции хрупкого разрушения горных пород. Большое число экспериментов показывает, что смещения на разломе (медленные – криповые, быстрые – сейсмические или промежуточные по скорости) возникают в тот момент, когда силы, сдвигающие крылья разлома, преодолевают сопротивление скольжению по разлому, складывающемуся из влияния силы трения и сцепления. С этой позиции, для понимания причин разной опасности близко расположенных участков одного разлома или двух и более разломов одной области, а также для выяснения причин возникновения сильных землетрясений на фоне происходящих слабых событий следует изучать (1) закономерности распределения тектонических напряжений и (2) условия достижения критического состояния на разломах.

Это чрезвычайно сложные задачи для численной геомеханики, так как первая из них требует знания внутреннего строения коры в масштабе ожидаемого

сильного землетрясения и изменения условий нагружения за достаточно длительный период времени (вероятно, десятки и даже сотни миллионов лет – времена формирования коры орогенов). Решение второй задачи связано не только со знанием напряженного состояния на разломах, но и с параметрами его прочности, в которых важнейшую роль играет величина флюидного давления в трещинно-поровом пространстве пород. Кора и разломы могут иметь дифференцированную по площади проницаемость, а глубинные флюидные потоки варьироваться во времени под действием большого числа разных факторов (например, лунно-солнечные приливы, магматическая активизация и др.), поэтому распределение флюидного давления может быть очень неоднородным и изменяться за относительно короткие времена. Эта последняя проблема практически неразрешима для корректной постановки задачи геомеханики. Плохо то, что о ней даже не упоминается в ставших уже классическими работах [Dieterich, 1992; Rice, Uenishi, 2002; Uenishi, Rice, 2003; Liu, Rice, 2005; Rubin, Ampuero, 2005]. Таким образом, в рамках только численного геомеханического моделирования сложно ожидать положительного решения проблемы как прогноза опасности сильного землетрясения, так и районирования разломов по их близости к предельному состоянию.

В силу всего вышеперечисленного тектонофизические методы, связанные с изучением напряженного состояния и условий, в которых развиваются деформационные процессы в земной коре, становятся незаменимыми. В настоящее время в тектонофизике

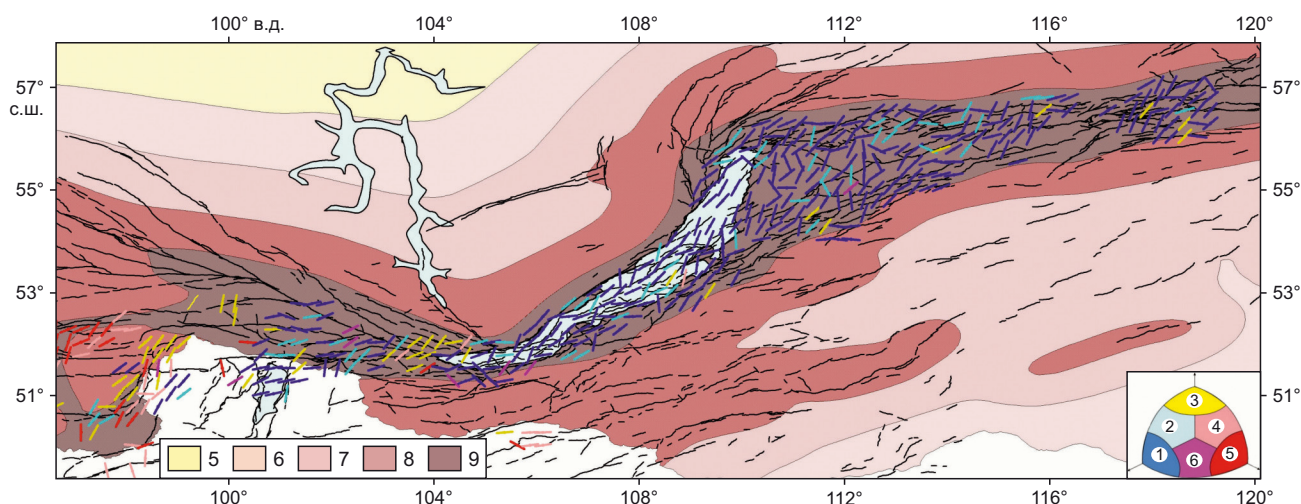


Рис. 1. Карта сейсмического районирования территории России ОСР-2016В (внизу величина сотрясаемости в баллах) с данными ориентации осей наибольшего горизонтального сжатия по работе [Rebetsky et al., 2023].

Цвет осей отвечает геодинамическому типу напряженного состояния – см. врезку: 1 – гориз. растяжение, 2 – транстенсия, 3 – гориз. сдвиг, 4 – транспрессия, 5 – гориз. сжатие, 6 – вертикальный сдвиг. Основные разломы (линии черного цвета) БРС построены по данным электронных ресурсов, предоставляемых ГИН РАН [Bachmanov et al., 2017; Zelenin et al., 2022].

Fig. 1. GSZ-2016B map of seismic zoning of Russia (shaking intensity units at the bottom) with the data on the orientation of axes of maximum horizontal compression after [Rebetsky et al., 2023].

The axes color corresponds to the geodynamic type of the stress state – see an insert: 1 – horizontal extension, 2 – transtension, 3 – horizontal shear, 4 – transpression, 5 – horizontal compression, 6 – vertical shear. Major faults (black lines) of the BRS are mapped based on the E-source data provided by the GIN RAS [Bachmanov et al., 2017; Zelenin et al., 2022].

не только разработаны методы определения ориентации осей главных напряжений, как это было в середине прошлого столетия [Anderson, 1951; Gzovsky, 1954, 1956], но также появились методы определения величин напряжений [Angelier, 1989, 1990; Reches, 1978, 1983, 1987; Rebetsky, 1999, 2003a, 2003b]. Важно то, что в разработанном в ИФЗ РАН методе катакластического анализа (МКА) как сейсмологического, так и геологических индикаторов разрывных деформаций [Rebetsky, 2009; Rebetsky et al., 2022; Rebetsky, Voitenko, 2023] созданы алгоритмы оценки параметров прочности и флюидного давления. Ранее этот метод уже применялся в проблеме исследования напряженного состояния БРС [Sankov, Dobrynina, 2018; Rebetsky et al., 2023].

Возвращаясь к данным рис. 1, следует отметить, что исходный материал, по которому были построены карты ОСР-2016 (см. работы [Ulomov, 1999; Ulomov, Shuymilina, 1999]), отвечал накопленной базе данных о землетрясениях, произошедших в регионе за несколько тысяч лет (палеосейсмологические, историко-архивные и инструментальные данные), и опирался на данные региональных геологических исследований (см. обобщение этих исследований с тектонофизической позиции, данное в работе [Seminsky, 2003]). В разных частях БРС повторяемость сильных землетрясений различная, варьирующаяся от нескольких десятков и сотен до тысяч лет, а возможно и более. Задача проводимых исследований состояла в актуализации опасных участков разломов, способных генерировать землетрясения 7.0 и более, применительно не просто к современному этапу деформирования БРС, а к самым последним годам и месяцам этого этапа. Такие возможности дает мониторинговый режим реконструкции напряжений, разработанный в рамках алгоритма МКА, который позволяет в каждом узле расчета напряжений в скользящем по времени окне создавать однородные выборки механизмов очагов землетрясений.

2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕОМЕХАНИКИ ХРУПКОГО РАЗРУШЕНИЯ

В геомеханике [Nikolaevsky, 2010a, 2010b, 2012] разработаны критерии, позволяющие оценить близость состояния участка разлома к моменту его активизации. Для уже существующих разломов параметром, определяющим близость какого-то его участка к хрупкому разрушению, является кулоново напряжение (КН). Именно на основе этого критерия при численном геомеханическом моделировании поведения разлома устанавливается критическое состояние для какой-то его части и рассчитываются амплитуды смещения крыльев.

Под кулоновыми напряжениями (τ_c) понимается разница между касательными напряжениями (τ_n), действующими на разрыве, и напряжениями сил трения, вызываемыми нормальными к разрыву напряжениями (σ_{nn}), при учете разупрочняющей роли флюидного давления в трещинах и порах (p_f). Отрицательные значения КН соответствуют случаю, когда силы тре-

ния превышают уровень касательных напряжений на разрыве. Рост уровня КН до положительных значений характеризует приближение напряженного состояния к критическому, определяющему возможность хрупкого разрушения пород:

$$\tau_c = \tau_n + k_s \sigma_{nn}^* \leq \tau_f, \sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} + p_f < 0, \tau_n > 0, \quad (1)$$

где $k_s = \tan \varphi_s$ – коэффициент статического трения (φ_s – угол трения), τ_f – прочность внутреннего сцепления сплошной породы в масштабе исследуемых напряжений (рис. 2), а σ_{nn}^* – эффективное нормальное сжимающее напряжение, уменьшенное на величину флюидного давления. Равенство в выражении (1) выполняется для трещин скалывания с максимальной прочностью ($\tau_f - k_s \sigma_{nn}^*$). Здесь и далее используется правило знаков, принятое в механике сплошной среды – напряжение растяжения положительное.

Таким образом, тектонофизика вместе с геомеханикой предлагает под опасными участками разломов понимать зоны, где уровень КН положительный и может повышаться до максимального предела его хрупкой прочности τ_f . Заметим, что такое определение опасных участков разломов отличается от предложенного в работе [Kuzmin, Zhukov, 2004]. В этой работе под опасной понимается часть активного разлома, в которой произошли какие-либо современные короткопериодические (первые месяцы и годы), пульсационные и/или знакопеременные деформации. С этих позиций из выделенных в работе [Lunina, 2016] активных разломов для БРС к опасным участкам можно отнести только те, которые отвечают активности по историческим (с 1700 г.) и современным данным. Таких участков разломов в этой работе выделено приблизительно порядка 5 % от общей протяженности крупных разломов.

На рис. 2 показано упрощенное представление области хрупкого разрушения, используемое в катакластическом методе – упрощенная диаграмма хрупкой прочности Кулона – Мора. Считается, что линия минимального сопротивления трения параллельна линии предела прочности ($\varphi_s = \varphi_f$ и $k_s = k_f$). Такая же гипотеза имеется в методах [Angelier, 1989; Reches, 1987]. Это упрощение нелинейной зависимости прочности от напряжений [Mas, Chemenda, 2015; Chemenda, Mas, 2016] в катакластическом методе также используется на втором этапе реконструкции для определения нормированных величин напряжений [Rebetsky, 1999, 2003a, 2003b, 2009]. На рис. 2 также показан геометрический способ оценки КН.

С позиции самого акта локального хрупкого разрушения из двух напряженных состояний F и A (рис. 2) оба могут быть одинаково опасными, так как для разломов эффективная прочность сцепления различных их участков τ_f^i (локальная прочность) может варьироваться во всем возможном диапазоне ее значений $0 \leq \tau_f^i \leq \tau_f$, поэтому критерий локальной прочности разломов может быть записан с учетом пониженных значений локальной прочности:

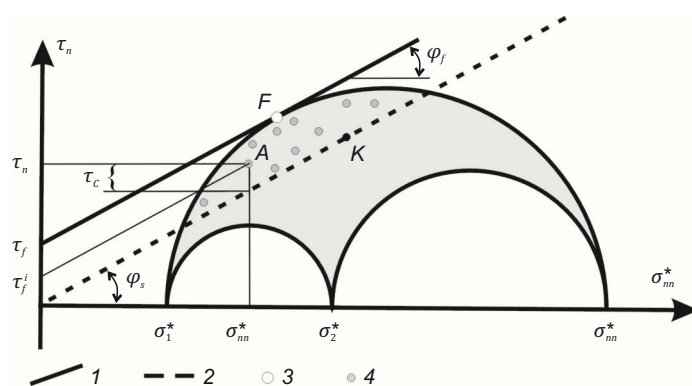


Рис. 2. Графическая схема определения КН на диаграмме Кулона – Мора с большим кругом Мора, касающимся внешней огибающей в виде прямой линии предела прочности (предельное состояние).

По вертикали – касательные напряжения, по горизонтали – эффективные нормальные напряжения (направо откладываются отрицательные значения нормальных напряжений). σ_i^* ($i=1, 2, 3$) – эффективные главные напряжения. Фигурной скобкой для точки А показано значение КН (τ_c) на разрыве соответствующего напряженного состояния. 1 – предельная линия хрупкой прочности; 2 – минимальная прочность трения для разрывов; 3 – предел максимальной прочности данного напряженного состояния (σ_i^*); 4 – напряженные состояния (τ_n, σ_{nn}^*) на участках разрывов или в очагах землетрясений.

Fig. 2. Graphical scheme for determination of Coulomb stresses on the Coulomb – Mohr's circle diagram touching the outer envelope in the form of a linear limit strength line (limit state).

Vertical – shear stresses, horizontal – effective normal stresses (plotted on the right are negative normal stress values). σ_i^* ($i=1, 2, 3$) – effective principal stresses. A curly bracket for point A shows the Coulomb stress value (τ_c) at the breaking stress. 1 – limit of brittle strength; 2 – minimum frictional strength for ruptures; 3 – maximum stressed-state strength (σ_i^*); 4 – states of stress (τ_n, σ_{nn}^*) at the rupture segments or earthquake sources.

$$\tau_c = \tau_n + k_s \sigma_{nn}^* \leq \tau_f^i. \quad (2)$$

Прочность сцепления на участке разлома (τ_f^i) будет зависеть от шероховатости поверхности его бортов и степени его волнистости (непрямолнейности) самого разлома. Вопросы о прочности участков разломов в масштабе обнажения (шахты, выработки, карьеры) хорошо проработаны в рамках геотехники при оценке прочности стенок шахт и выработок [Barton et al., 1974; Barton, Choubey, 1977; Hoek, Brown, 1980; Hoek, 1994]. В тектонофизике разработаны алгоритмы оценки прочности коры в масштабе региона и в масштабе обнажения, для которых получены данные о напряжениях соответственно из сейсмологических и геологических индикаторов разрывных деформаций [Rebetsky, 2009; Rebetsky et al., 2022; Rebetsky, Voitenko, 2023]. Но эти методы требуют своего развития с учетом достижений геотехники.

3. ОПЫТ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КУЛОНОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОЧАГАХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Опыт тектонофизического изучения очагов сильных землетрясений, произошедших в Китае и Турции [Rebetsky et al., 2021; Rebetsky, 2023], показал, что распределение КН в них может быть очень неоднородным. Эти напряжения могут варьироваться в широком диапазоне положительных значений, но в очагах могут также быть небольшие по протяженности участки их отрицательных значений. Такое, например, имело место в очаге Веньчуаньского землетрясения 2008 г. ($M=8.0$) [Yin et al., 2010]. Это говорит о том, что при развитии сейсмогенной подвижки в зону отрицательных КН здесь

происходит изменение напряженного состояния, приводящее к повышению КН до положительных значений за счет локального роста уровня касательных напряжений. В случае Веньчуаньского землетрясения увеличение КН было небольшое, что косвенно подтверждается локальным понижением уровня сотрясаемости на участке, который по результатам тектонофизического анализа имел отрицательные КН. Здесь согласно данным работы [Jiao, Rogozhin, 2017] движения по разлому были относительно медленными при достаточно больших смещениях у поверхности (1–2 м).

Заметим, что установление неоднородности напряженного состояния в очагах сильных землетрясений – это новый факт в физике очага землетрясений. В ставших уже классическими работах считалось, что существует ряд участков земной коры, находящихся в состоянии, близком к пределу длительной прочности [Sobolev, Ponomarev, 2003]. Если прочность спайки – разлома достаточно высока, то повышенный уровень напряжений [Gzovsky, 1957a, 1957b, 1975] охватывает все большие области в его окрестности. После достижения напряжениями предела прочности горных пород [Benioff, 1951] или предельного значения плотности потенциальной энергии [Riznichenko, 1968] объем, накопивший высокий уровень упругой энергии, разрушается с образованием сдвигового разрыва, представляющего собой очаг землетрясения [Ulomov, Mavashev, 1967]. В этих работах также обсуждались вопросы неоднородности в зоне очага сильного землетрясения, но эта неоднородность связывалась с прочностными барьерами, а не с напряжениями, ответственными за активизацию разрыва.

С другой стороны, имеется свидетельство, что сейсмогенное движение может перескакивать с начального разрыва на соседние структуры. Это имело место при турецких землетрясениях 2023 г. Первое из этих землетрясений, с магнитудой 7.8, началось на разломе Нарли – первом 50-километровом сегменте очага [Schmitt et al., 2023], опирающем Восточно-Анатолийский разлом с юга. Данные о КН для этого региона [Tikhotsky et al., 2023; Rebetsky, 2023] показывают, что к моменту возникновения землетрясения в его эпицентре на разломе Нарли был высокий уровень КН, который к северо-востоку при приближении к главной ветви Восточно-Анатолийского разлома оставался положительным, хотя и уменьшался до средних значений. Это говорит о том, что при приближении фронта сейсмической подвижки на разрыве к главной ветви Восточно-Анатолийского разлома энергия землетрясения, выделяющаяся в сейсмических волнах, многократно возрастала, что способствовало изменению напряженного состояния на Пазарджыкском разломе, являвшемся вторым по времени активизации сегментом очага. Поскольку смещение в первом сегменте очага было левосдвиговое, а разлом Нарли подходил к главной ветви Восточно-Анатолийского разлома косо, под углом около 45° , на участке Пазарджыкского разлома, расположенном к юго-западу от сочленения с разломом Нарли, должно было понизиться напряжение сжатия, нормального к разлому. Это должно было привести к резкому уменьшению напряжения трения и росту КН.

Вероятно, близкая ситуация реализовалась и для второго – Эльбистанского – землетрясения, произошедшего на разломе Чардак на субширотном ответвлении от Восточно-Анатолийской системы разломов через 9 часов после первого. Согласно результатам расчетов [Rebetsky, 2023] КН на разломах этого западного ответвления были отрицательные. При этом разломы данной ветви подходили под углом около 45° к Восточно-Анатолийской системе разломов, по которой также реализовался левый сдвиг в очаге землетрясения. Для разлома Чардак, находившегося к северу, сейсмогенные движения вдоль Пазарджыкского разлома при первом землетрясении привели к резкому падению нормальных напряжений, понизили уровень напряжений трения и, следовательно, определили рост КН. Здесь возникло землетрясение М7.0, хотя никаких предпосылок для его возникновения еще за 10 часов до этого не было.

Заметим, что ранее в работе [Brune, 1970] было высказано предположение, что размер очага землетрясения определяется только в процессе его развития. Как видим, наши результаты и их теоретический анализ подтвердили эту гипотезу.

Приведенные здесь факты, опирающиеся на данные о КН в областях сильных землетрясений и закономерности их изменения в сложных разломных системах, показывают, что для развития сильного землетрясения очень важным оказывается формирование

высокого уровня кинетической энергии во фронте развивающегося сейсмогенного разрыва. Если этого уровня энергии будет мало, то наличия барьера в виде небольшого участка разлома с отрицательным уровнем КН будет достаточно для остановки развития смещения по разрыву. Кинетическая энергия, определяющая скорость распространения сейсмогенного разрыва, в дальнейшем перераспределяется в среде и идет на изменение напряженного состояния. В наших расчетах она определяется как разница между полной снятой энергией упругих деформаций из области, окружающей сейсмогенный участок разлома, и энергией, перешедшей в тепло, в процессе преодоления сил трения при скольжении по разлому. Эта энергия пропорциональна произведению КН на амплитуду смещения [Rebetsky, 2003a].

Таким образом, несмотря на то, что любой уровень положительных значений КН может оказаться достаточным для инициации землетрясения (главное, чтобы эти напряжения достигали локальной прочности участка разлома $\tau_c = \tau_f^i$), для формирования сильного землетрясения необходимо, чтобы в начальной области его зарождения существовали участки высокого уровня КН. Это позволяет сейсмогенному разлому преодолевать участки отрицательных КН или зоны локально высокой прочности ($\tau_f^i \approx \tau_f$), которые можно рассматривать как различного рода барьеры. Резюмируя выше сказанное, можно ответить на вопрос, заданный в работе [Kagan, 1997]. Маленькая трещинка, формирующаяся на участке высокого уровня КН, имеет определенные шансы развиваться в мегаземлетрясение.

4. РАЗВИТИЕ МЕТОДА ОЦЕНКИ НОРМИРОВАННЫХ ВЕЛИЧИН НАПРЯЖЕНИЙ В РАМКАХ МКА

Работы по изучению распределения опасности активных разломов на основе результатов тектонофизической реконструкции природных напряжений начали проводиться относительно недавно [Rebetsky, Kuzikov, 2016; Rebetsky et al., 2021]. В этом отношении они существенно уступают опыту работ по изучению закономерности изменений КН на основе математического моделирования [Stein et al., 1992; Okada, 1992; Harris et al., 1995; и др.]. Для реализации тектонофизического подхода в расчете КН требуются данные не только о параметрах эллипсоида напряжений (ориентация главных осей тензора напряжений и форма эллипсоида), но также величины максимальных касательных напряжений и эффективного давления либо их нормированных значений. В подходе, развиваемом на основе методов математического моделирования, из данных о природных напряжениях используется только ориентировка главных напряжений или горизонтальные перемещения [Yin et al., 2018; Pang, 2022; Zhu et al., 2022] на границах изучаемого геологического объекта. Величины напряжений при этом получают из результатов расчетов в численной геомеханической модели. Понятно, что они могут значительно отличаться

от природных из-за невозможности учета локальных неоднородностей и неизвестности пути нагружения, что существенно при закритическом деформировании. Но наиболее критическим фактором является невозможность правильного учета распределения флюидного давления в массиве, которое вносит существенный вклад в оценку величины КН.

Как выше уже обсуждалось, теоретические положения геомеханики определяют, что опасным участком активного разлома можно считать зону положительных значений КН. В таких участках разломов имеется возможность старта – генерации землетрясений, и более высокий уровень КН повышает вероятность формирования большого землетрясения. При этом существует взаимное соответствие между масштабом усреднения напряжений, по которым выполняется районирование разломов, и нижним уровнем прогнозируемой магнитуды землетрясения.

Таким образом, ожидаемый минимальный магнитудный уровень прогнозируемого сейсмогенного участка разлома определяется не шагом узлов сетки, в которых получены данные о напряжениях, а масштабом усреднения коровых напряжений. Он, в свою очередь, связан с магнитудным диапазоном исходных для реконструкции напряжений данных о механизмах очагов землетрясений, а также с плотностью распределения эпицентров землетрясений. Для районов Восточно-Анатолийской зоны (Турция) [Tikhotsky et al., 2023; Rebetsky, 2023] и Западного Сычуаня (Китай) [Rebetsky et al., 2021], где ранее выполнялось районирование опасных участков разломов, масштаб усреднения составлял около 50–70 км, поэтому здесь минимальный уровень прогнозной магнитуды землетрясения составляет 7.0 и более. Естественно, что здесь можно ожидать и землетрясений с магнитудой 6.5 и менее.

Взаимосвязь масштаба усреднения напряжений с минимальной величиной прогнозируемой магнитуды землетрясения является первым критерием выделения опасных участков разломов. Вторым критерием выделения опасных участков является их длина. Если масштаб усреднения напряжений соответствует минимальной магнитуде прогнозируемого землетрясения в 7.0, то и длина опасного участка, выделяемого на разломе из данных о КН, должна быть не менее 40–60 км. Если с этих позиций анализировать результаты районирования активных разломов для Восточно-Анатолийской зоны и Западного Сычуаня, то можно выделить достаточно большое число участков протяженностью 100 км и более с высоким уровнем нормированных КН (более 0.6).

Данные о напряжениях в тектонофизике получают с большим масштабом усреднения на основе анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений (первые десятки километров, иногда более 100 км) или трещин с зеркалами скольжения (десятки и сотни метров) [Rebetsky, 2003a; Rebetsky et al., 2017; Rebetsky, Polets, 2018]. В силу этого, а также из-за невозможности получения реальных данных о прочности больших

массивов трещиноватых пород (например, методами геотехники) зависимостью параметров прочности от напряжений (рис. 3, а) пренебрегают, полагая k_f и τ_f постоянными и считая, что коэффициент внутреннего трения равен коэффициенту статического трения на разрывах $k_s = k_f$ (см. рис. 2).

Это является достаточно сильным упрощением реальной предельной линии прочности, которая имеет криволинейный вид (рис. 3, а). Как следует из рис. 3, а, линия предела прочности выполаживается при больших величинах сжимающих напряжений σ_{nn}^* . Если для диаграммы прочности рис. 2 максимально возможные значения КН не зависят от уровня напряжений (вертикальный отрезок между линиями предела прочности и сухого трения), то для криволинейного вида предела прочности максимальные значения КН должны наблюдаться для среднего и даже низкого уровня напряжений.

Таким образом, согласно рис. 3, а, уровень предельных значений КН понижается при росте уровня эффективных напряжений, нормальных к разлому σ_{nn}^* , поэтому наиболее эффективным для развития сильного землетрясения является участок среднего уровня напряжений σ_{nn}^* на диаграмме Кулона – Мора. Это в свое время было отмечено в работе [Rice, 1982]. В случае применения упрощенной диаграммы Кулона – Мора (см. рис. 2) уровень предельных значений КН постоянный, не зависящий от σ_{nn}^* .

С целью улучшения алгоритма МКА впервые в этой работе был выполнен расчет нормированных величин напряжений (второй этап реконструкции МКА) для упрощенной диаграммы Кулона – Мора хрупкой прочности, представленной на рис. 3, б. Вид этой диаграммы учитывает главные особенности реальной диаграммы хрупкой прочности (рис. 3, а), в которой максимальные значения КН достигаются при низком уровне нормальных к разрыву напряжений σ_{nn}^* . Для этой диаграммы линия предельной хрупкой прочности не параллельна линии минимального сопротивления сухого трения, т.е. $k_s > k_f$.

Для такого вида диаграммы Кулона – Мора получены соотношения, позволяющие определять нормированные значения максимального касательного напряжения и эффективного давления из данных об однородных выборках землетрясений [Rebetsky, 2003a], по которым на первом этапе МКА определена ориентация осей главных напряжений:

$$\left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle = \frac{k_s}{k_s / \cos 2\phi_f - k_f \tilde{\tau}_c^K}, \quad (3)$$

$$\left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle = \frac{\tilde{\tau}_c^K - k_s \mu_\sigma / 3}{k_s / \cos 2\phi_f - k_f \tilde{\tau}_c^K}, \quad \tilde{\tau}_c^K = \tilde{\tau}_n^K + k_s \tilde{\sigma}_{nn}^{*K},$$

где $\tilde{\tau}_c^K$ – нормированные КН точки К, отвечающей напряженному состоянию землетрясения с минимальным сопротивлением трения в очаге. Выражения (3) распространяются и на случай диаграммы хрупкой прочности Кулона – Мора вида рис. 2 при $k_s = k_f$.

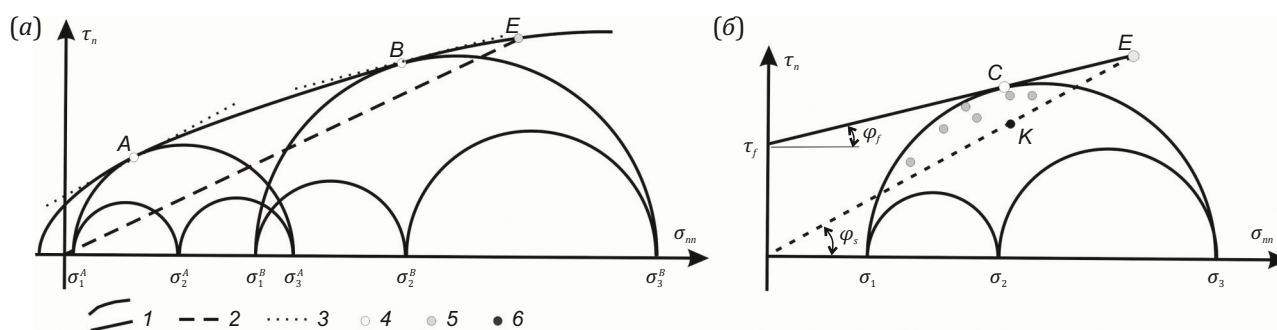


Рис. 3. Графическая схема предельных состояний на диаграмме Кулона – Мора для напряженных состояний, большие круги Мора которых касаются предельной линии прочности: (а) – в виде криволинейно огибающей; (б) – в виде прямолинейной предельной линии, которая не параллельна линии минимального сухого трения.

1 – предел хрупкой прочности (криволинейная или прямая линия); 2 – минимальное сопротивление «сухого» статического трения (стационарная стадия на разломе); 3 – касательные к предельной огибающей; 4 – предельное состояние на разломе, отвечающее максимальной прочности; 5 – напряженные состояния на участках разрыва, меньшие предельного; 6 – напряженное состояние минимального сопротивления хрупкого разрушения (точка К для (б)). А, В, С – предельные состояния хрупкого разрушения, Е – состояние, разделяющее область хрупкого (слева) и псевдопластического (справа) деформирования породы. Звездочки над нормальными напряжениями, обозначающие учет влияния флюида, здесь не ставились.

Fig. 3. Graphical scheme of limit stress states on the coulomb – Mohr's circle diagram touching the limit strength line: (а) as a curvilinear envelope; (б) – as a linear limit line not parallel with a minimum dry friction line.

1 – brittle strength limit (curvilinear or linear line); 2 – minimal "dry" static frictional resistance (stationary stage on the fault); 3 – tangents to the limit line (envelope curve); 4 – limit state on the fault fitting the maximum strength; 5 – less-limit stress states at the rupture segments; 6 – stress state of the minimal brittle failure resistance (point K for (б)). А, В, С – limit states of brittle failure, Е – state separating between the brittle (left) and pseudoplastic (right) rock deformation areas. The asterisks above the normal stresses to mark the fluid influence are not used here.

Таким образом, в этой работе впервые в рамках МКА расчет нормированных величин напряжений выполнялся по диаграмме Кулона – Мора, для которой вместо условия $k_s = k_f$ использовалось условие $k_s > k_f$ ($k_s = 0.6$, $k_f = 0.5$).

5. ПОДГОТОВКА ДАННЫХ О РАЗЛОМАХ БРС К РАСЧЕТУ

Возможность проведения тектонофизического районирования опасных участков активных разломов Байкальской рифтовой области опиралась на результаты реконструкции напряжений, полученные в работе [Rebetsky et al., 2023]. Основой для этой реконструкции являлись данные о механизмах очагов около 700 землетрясений с магнитудой от 2.2 до 7.8, произошедших за период с 1950 по 2013 г. В расчетах напряжений использовался магнитудный диапазон землетрясений от 3.0 до 5.5, что составило 454 события.

Применение катакластического метода [Rebetsky, 2003a, 2003b, 2005] для реконструкции напряжений позволило в 404 узлах расчета для сетки с шагом $0.25 \times 0.25^\circ$ (средняя дистанция по широте – 18 км, по долготе – 28 км) не только определить параметры эллипсоида напряжений (ориентация главных напряжений и коэффициент Лоде – Надаи, характеризующий форму эллипсоида), но и рассчитать нормированные на прочность сцепления величины эффективного давления $\langle p^* / \tau_f \rangle$ и максимальных касательных напряжений $\langle \tau / \tau_f \rangle$. Далее для оценки опасности от этих данных о напряжениях в системе координат, связанной с главными осями напряжений, необходимо перейти к

эффективным нормальным σ_{nn}^* и τ_n касательным напряжениям на разломе. Для этого необходимо знать не только азимут простирания участка разлома, но и углы его погружения.

В наших расчетах была использована размещенная на сервере ГИН РАН электронная база данных в формате ARC GIS об активных разломах Евразии (АРЕА) [Bachmanov et al., 2017; Zelenin et al., 2022]. В ней для большой группы разломов имелось указание о положении поднятого крыла разлома и его кинематике (взброс, надвиг, сброс, раздвиг, правый или левый сдвиг). Отметим, что для БРС в базе данных АРЕА отсутствовало указание на наличие разломов типа надвиги и раздвиги. Сопоставление этих данных с результатами обобщений региональных геофизических и сейсмических данных, представленных в работе [Levi, 2014], показывает их хорошее соответствие.

Данных о поднятом крыле разломов достаточно для определения направления погружения разлома в случае, когда он имеет кинематику типа взброс/надвиг или сброс/раздвиг (рис. 4, а). Для сдвигов возможность определения направления погружения имела тогда, когда он сочетался с компонентой смещения вдоль восстания или погружения плоскости разрыва. На всех рисунках далее разломы идентифицировались только в тех случаях, когда для них были получены данные о напряжениях.

Поскольку для расчета КН необходимо знать не только направление погружения, но и углы погружения, то, используя данные о кинематике, можно приближенно определить угол погружения разлома (рис. 4, б),

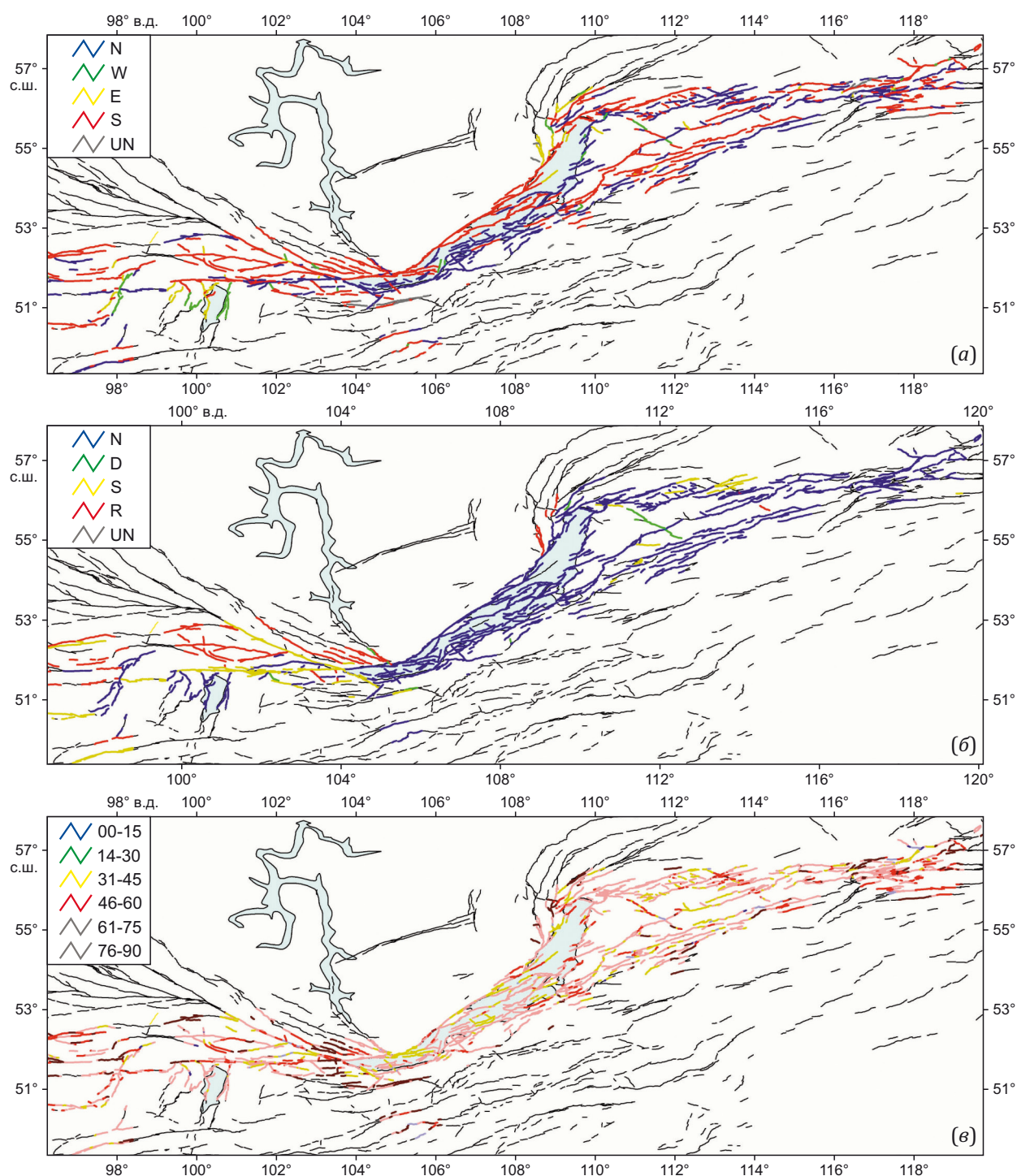


Рис. 4. Активные разломы БРС [Bachmanov et al., 2017; Zelenin et al., 2022].

(a) – направления погружения (N – на север, W – на запад, E – на восток, S – на юг, UN – не определено) согласно базе данных ГИН РАН; (б) – углы погружения от горизонта, оцененные из кинематики разломов, представленной в базе данных ГИН РАН (D и S – правые и левые сдвиги соответственно (угол погружения 90°), N и R – сбросы и взбросы соответственно (угол погружения 60° и 30°), UN – не определено); (е) – углы погружения, полученные в результате сопоставления с данными о механизмах очагов землетрясений, участвовавших в расчете напряжений. Черные тонкие линии отвечают разломам, для которых рядом не было данных о напряжениях. Пояснения в тексте.

Fig. 4. Active faults of the BRS [Bachmanov et al., 2017; Zelenin et al., 2022].

(a) – directions of plunge (N – to the north, W – to the west, E – to the east, S – to the south, UN – undetermined) in accordance with the GIN RAS database; (б) – plunge angles from the horizon estimated from fault kinematics represented in the GIN RAS database (D and S – dextral and sinistral strike-slip faults, respectively (the angle of dip is 90°), N and R – normal faults and reverse faults, respectively (the angle of dip is 60° and 30°), UN – undetermined); (е) – plunge angles obtained as a result of comparison with the earthquake focal mechanism data involved in the stress calculation. Thin black lines correspond to the faults for which no stress data are available. See text for explanations.

например, приняв, что сдвиговые разломы субвертикальны (углы погружения 90°), а разломы с кинематикой взбросов и сбросов погружаются под углом соответственно 30 и 60° . Такие углы отвечают наиболее опасным положениям разломов для напряженных состояний, им соответствующим: горизонтальный сдвиг, сжатие и растяжение.

Понятно, что оценка углов погружения, представленная на рис. 4, б, может быть достаточно неточной, в особенности для сдвиговых разломов, имеющих взбросовую или сбросовую компоненту. Для других типов разломов ошибки могут достигать $15\text{--}20^\circ$, поэтому мы вслед за работой [Rebetsky, 2023] пошли по пути оценки углов погружения разломов из дополнительных данных о сейсмогенной структуре региона, которые могут быть получены после реконструкции напряжений катакластическим методом. Дело в том, что после второго этапа реконструкции имеется возможность установить, какая из нодальных плоскостей является очагом землетрясения. Эта возможность была опробована для Байкальской рифтовой системы в работах [Sankov, Dobrynina, 2015, 2018]. Выбор реализованной нодальной плоскости в катакластическом методе делается на основе сравнения КН на каждой из нодальных плоскостей. Та из них, которая имеет больший уровень КН, определяется как очаг землетрясения [Rebetsky, 2003a]. Для исследуемого региона для 86% механизмов очагов землетрясений (МОЗ) из общего каталога землетрясений имелись достаточно достоверные данные о реализованной в виде сейсмогенного разрыва нодальной плоскости.

Для использования такого типа данных нами была создана программа, которая на основе интерпретации механизмов очагов землетрясений, произошедших на дистанциях менее 60 км от разломов, определяла углы их погружения. При этом происходила проверка близости простирания участка разлома простиранию очага землетрясения (отклонения менее 40°), а также соответствия направления погружения участка разлома и очага. При такой проверке учитывалось положение разлома на глубине гипоцентра землетрясения.

На рис. 4, в, показаны углы погружения разломов, полученные из МОЗ. Как видно из сравнения рис. 4, б, и рис. 4, в, имеется разница в результатах углов погружения, оцениваемых двумя способами. В большей степени она связана с флангами Байкальской рифтовой области. В дальнейшем мы будем использовать при расчетах КН данные рис. 4, в (МОЗ). В тех случаях, когда данные МОЗ отсутствуют или не отвечали сформулированным выше требованиям, будем использовать углы погружения по АРЕА.

6. РАСЧЕТ НАПРЯЖЕНИЙ НА РАЗЛОМАХ

После расчетов углов погружения разломов была произведена интерполяция и экстраполяция на участки разломов данных о напряжениях из ближайшей точки расчета напряжений. Если расстояние между ними составляло менее 30 км, то параметры этого на-

пряженного состояния присваивались участку разлома. Если ближе 30 км не было узлов с данными о напряжениях, то такой участок разлома в расчете КН не участвовал. В среднем расстояние от центра участка разлома до узла расчета напряжений составляло около 20 км.

Следующий этап состоял в получении для каждого участка разлома параметров напряженного состояния в системе координат, связанной с самим разломом, т.е. для тройки ортогональных векторов n, s, p – полюс (нормаль к разлому), простирание и погружение плоскости разлома. Напряжения на участке разлома можно получить с точностью до нормировки на максимальную прочность сцепления разлома τ_f :

$$\begin{aligned}\ddot{\sigma}_{nk} &= \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \tilde{\sigma}_{nk}, \quad \tilde{\sigma}_{nk} = \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n1} l_{k1} + \\ &+ \left(\frac{2\mu_\sigma}{3} \right) l_{n2} l_{k2} - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n3} l_{k3}, \quad k = s, p, \\ \ddot{\sigma}_{nn} &= - \left\langle \frac{p}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \tilde{\sigma}_{nn}, \quad \tilde{\sigma}_{nn} = \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n1} l_{n1} + \\ &+ \left(\frac{2\mu_\sigma}{3} \right) l_{n2} l_{n2} - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n3} l_{n3}.\end{aligned}\quad (4)$$

Здесь l_{ni} и l_{ki} – направляющие косинусы осей главных напряжений ($\sigma_i, i=1, 2, 3$) с векторами n, s, p , $\tilde{\sigma}_{nk}$ ($k=s, p$) и $\tilde{\sigma}_{nn}$ – редуцированные напряжения, $\tilde{\sigma}_{nk}$ ($k=s, p$) и $\tilde{\sigma}_{nn}$ – нормированные напряжения, $\sigma_{nk} = \tau_f \ddot{\sigma}_{nk}$ и $\sigma_{nn} = \tau_f \ddot{\sigma}_{nn}$ – стандартная запись напряжений.

Далее по данным о соотношении касательных напряжений $\ddot{\sigma}_{ns}$ и $\ddot{\sigma}_{np}$ определялось направление действия нормированного полного касательного напряжения $\ddot{\sigma}_{nt}$ ($\ddot{\sigma}_{nt} = \sqrt{\ddot{\sigma}_{ns}^2 + \ddot{\sigma}_{np}^2}$) на участке разрыва (угол вектора t с простиранием разрыва) и его нормированная величина:

$$\begin{aligned}\ddot{\tau}_n &= \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \tilde{\tau}_n, \quad \tilde{\tau}_n = \left(1 - \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n1} l_{t1} + \\ &+ \left(\frac{2\mu_\sigma}{3} \right) l_{n2} l_{t2} - \left(1 + \frac{\mu_\sigma}{3} \right) l_{n3} l_{t3}.\end{aligned}\quad (5)$$

При этом данные о компонентах нормированных величин касательных напряжений, действующих на участках разломов вдоль их простирания и восстания/погружения, позволяют рассчитать угол от горизонта:

$$\varphi = \arctg(\ddot{\sigma}_{np} / \ddot{\sigma}_{ns}). \quad (6)$$

Этот угол определяет направление действия полного касательного напряжения τ_n (или нормированного напряжения $\ddot{\tau}_n$). Примем вслед за работами [Wallace, 1951; Bott, 1959] гипотезу, что данные о направлении касательных напряжений τ_n на участках разрывов позволяют сделать прогноз кинематики разлома. Будем далее использовать систему обозначений кинематики участков разломов с шагом в 45° при разбиении углов направления смещения его крыльев, представленную на рис. 5.



Рис. 5. Схема разделения плоскости разлома на кинематические типы смещения его крыльев (разбивка на секторы по 45°).

Fig. 5. A scheme of fault plane division into kinematic types of fault wings displacement (division into 45° sectors).

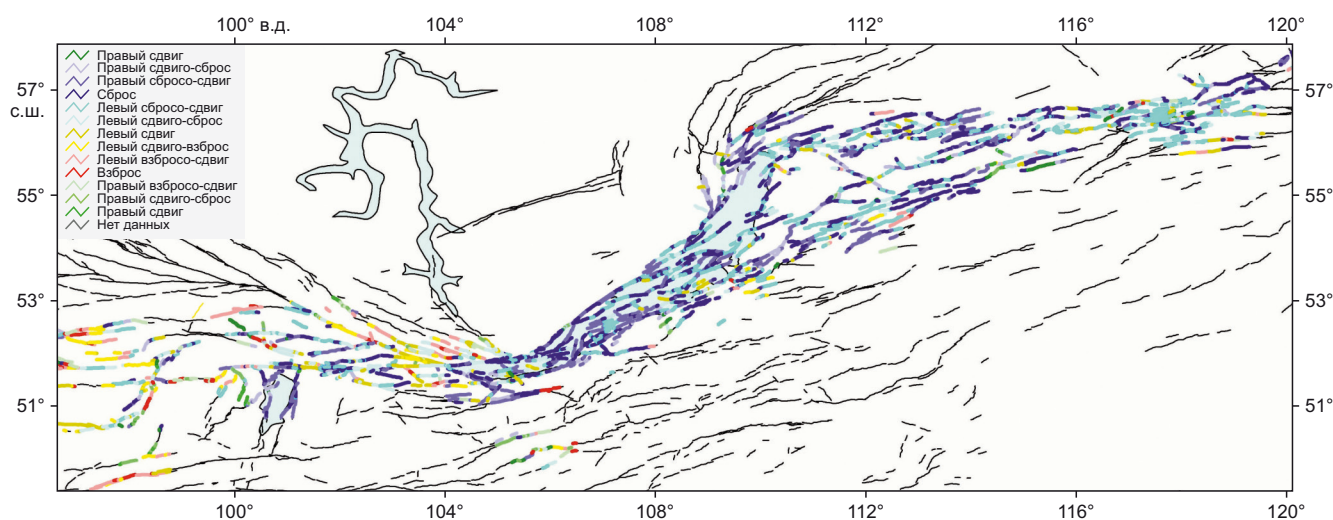


Рис. 6. Кинематика разных участков разломов из базы данных АРЕА, полученная по результатам анализа направлений действующих на них касательных напряжений.

Fig. 6. APEA-based kinematics of different fault segments obtained as a result of analysis of directions of shear stresses acting thereon.

На рис. 6 представлена кинематика участков разломов БРС, полученная по результатам расчетов напряжений. Здесь так же, как это ранее было отмечено для углов погружения разломов (см. рис. 4), наибольшие различия наблюдаются для флангов БРС.

Отметим на рис. 6 большое число разломов сбросо-сдвиговой кинематики с левосторонней компонентой смещений в сочетании с чисто сбросовыми разломами и небольшим числом сбросо-сдвигов с правосторонней компонентой смещений в пределах коры Байкальской рифтовой впадины. На юго-западном фланге зоны разломы сбросо-сдвиговой (левые) кинематики по представительности полностью подавили чисто сбросовые разломы. Здесь также имеется большое число левосдвиговых разломов. Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой системы представлен в приблизительно равных пропорциях сбросо-сдвигами с правой и левой

компонентой смещений при несколько меньшем представительстве чистых сбросов. На обоих флангах системы встречаются и разломы взбросовой кинематики, протяженность и число которых возрастает по мере удаления от ее центра.

Главные различия в кинематике разломов по данным рис. 4, б, и рис. 6 связаны с юго-восточным и северо-западным окончанием оз. Байкал. Так, на северо-западе для Ангарского и Предгорного разломов, расположенных к северо-востоку от Главного Саянского разлома, а также систем Тиссинского и Китойского разломов к юго-западу от него база данных АРЕА дает взбросы или взбросы с компонентой правого или левого сдвига. Согласно нашим расчетам для Ангарского и Предгорного разломов это соответственно левый сдвиг-сброс, а для Тиссинского и Китойского разломов – сброс и сброс с выраженным левым сдвигом соответственно. Точно

так же и для Аkitканского разлома на северо-востоке база данных АРЕА дает взброс, в то время как по нашим расчетам здесь левосторонний сбросо-сдвиг.

Для отмеченных разломов смена знака вертикальной компоненты смещений при подтверждении поднятого крыла разлома может означать смену направления погружения разлома на противоположное, поэтому результаты районирования по напряжениям для таких разломов, которые будут представлены далее, могут быть поставлены под сомнение.

Считая эти два участка некоторым исключением, можно сделать общее заключение о хорошем соответствии наших расчетов данным АРЕА. При этом кинематика, полученная из результатов расчета напряжений, обладает большей детальностью. Результаты тектонофизических расчетов позволили отделить разломы с преимущественно сбросовой или взбросовой кинематикой (на современном этапе) от соответственно сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов, что, вероятно, сложно было сделать только по геологическим данным [Lunina,

2016]. Также следует иметь в виду, что часть разломов взбросовой и сбросовой кинематики при их сочетании со сдвигами имели крутые углы погружения – более 70° (см. рис. 4, в), что позволяет выделить их в отдельную группу взрезов или взрезов в сочетании со сдвигами.

На рис. 7 показаны результаты расчета нормированных величин эффективного нормального напряжения ($\ddot{\sigma}_{nn}^*$) и касательного напряжения ($\ddot{\tau}_n$). Отметим наибольший уровень касательных напряжений (рис. 7, б) в трех сегментах коры Байкальской впадины и на ее северо-восточном фланге. Юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы в целом имеет меньший уровень касательных напряжений.

Важно заметить, что на втором этапе катакластического метода при анализе напряжений на диаграмме Кулона – Мора для очагов из однородных выборок землетрясений принималось значение коэффициента внутреннего трения $k_f=0.5$ и коэффициента статического трения $k_s=0.6$ (см. рис. 3, б). Принятое значение

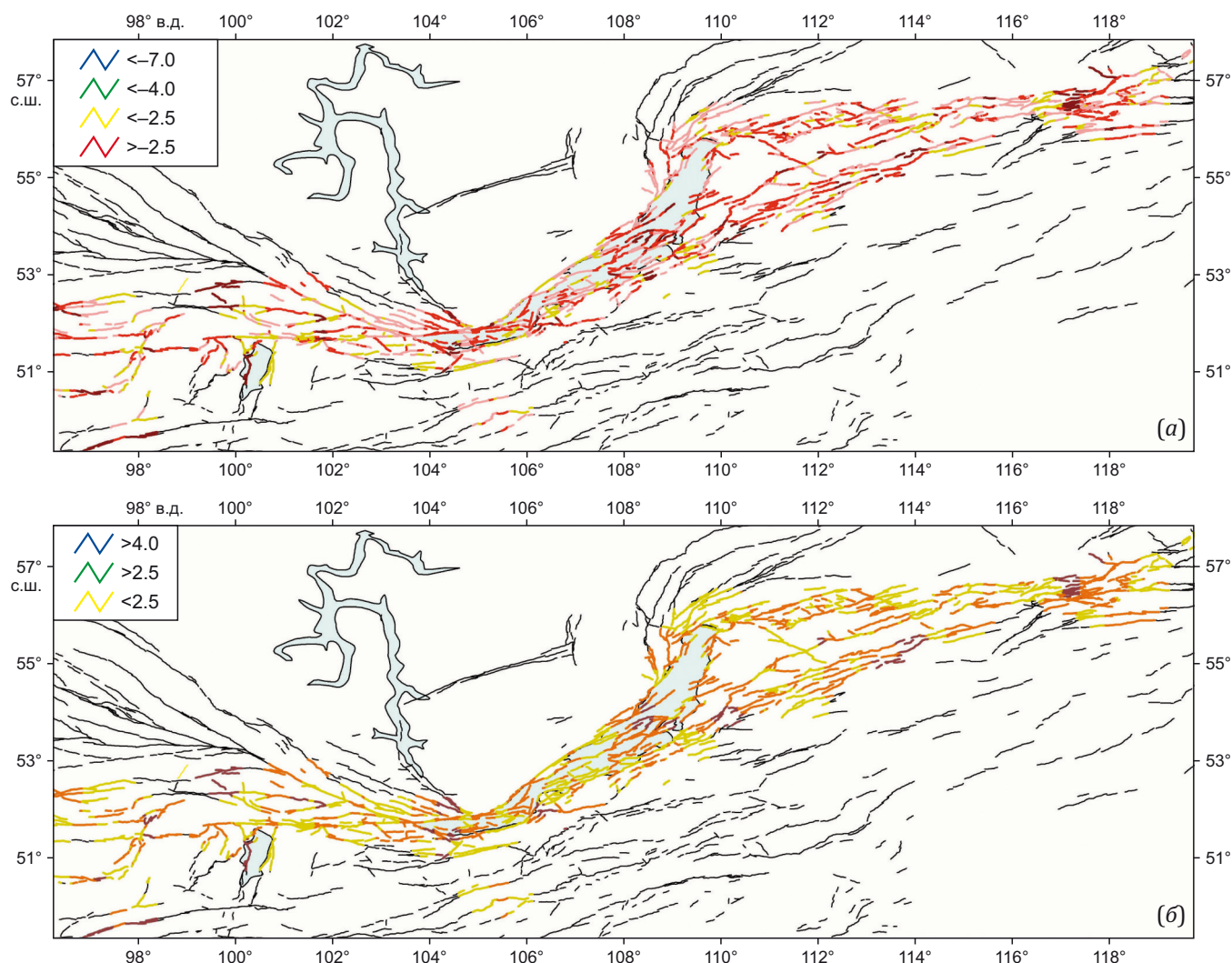


Рис. 7. Нормированные напряжения на участках разломов. (а) – эффективное нормальное напряжение $\ddot{\sigma}_{nn}^*$; (б) – касательное напряжение $\ddot{\tau}_n$.

Fig. 7. Normalized stresses on the fault segments. (а) – effective normal stress $\ddot{\sigma}_{nn}^*$; (б) – shear stress $\ddot{\tau}_n$.

коэффициентов трения определило и закон взаимосвязи нормальных и касательных напряжений на разрывах – их соотношение близко к 2:1. Можно также видеть, что для тех участков разломов, для которых имеет место повышенный уровень эффективного нормального напряжения сжатия, наблюдается и высокий уровень касательных напряжений.

7. РАЙОНИРОВАНИЕ ОПАСНЫХ УЧАСТКОВ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Финальный этап расчета состоял в определении из выражения (1) нормированных на прочность сцепления КН:

$$\ddot{\tau}_c = |\ddot{\tau}_n| + k_f \ddot{\sigma}_{nn}^* = \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \ddot{\tau}_n + k_f \left(- \left\langle \frac{p}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \ddot{\sigma}_{nn} \right) \leq 1. \quad (7)$$

В одном из предыдущих разделов обсуждались вопросы неоднородности напряженного состояния и распределения уровня КН в очагах произошедших сильных землетрясений (Веньчуаньское 2008 г., Пазарджикское 2023 г.). Выводы из этих фактов говорят о том, что сильные землетрясения должны возникать на таком участке разлома, где возможно высвобождение большого количества энергии упругих деформаций. В этом случае она способна распространиться на большие площади разлома, преодолевая сопротивление (барьеры) участков с низким уровнем КН и высокой локальной прочностью (τ_f^i) разломов. Можно показать [Rebetsky, 2003a], что высвобождающаяся энергия упругих деформаций по порядку величин пропорциональна квадрату КН.

Будем в результатах районирования разломов по уровню КН отрицательные их значения ($\ddot{\tau}_c \leq 0$) рассматривать как безопасные для генерации землетрясений с магнитудой 7.0 и более. Участок разлома с диапазоном КН низкого и среднего уровня $0 < \ddot{\tau}_c \leq 0.4$ будем определять как тревожную зону, в которой возможна сейсмическая активизация в результате распространения в нее сейсмогенного разрыва с соседних участков, если они имеют более высокий уровень КН. При этом выделение сейсмической энергии на таком участке будет резко понижаться. Возможно, что на таких участках скорость распространения очага замедляется, землетрясение здесь может переходить в фазу медленного скольжения.

Диапазон кулоновых напряжений с наиболее высоким значением $0.8 < \ddot{\tau}_c \leq 1.0$ будем считать наиболее предпочтительным для формирования эпицентра – начало старта распространения очага землетрясений с магнитудой более 7.0. Это участок высшей опасности (супервысокий уровень КН). Если на нем будет располагаться часть очага землетрясения, то здесь будет происходить наибольшее выделение сейсмической энергии. Третий диапазон КН среднего и высокого уровня $0.4 < \ddot{\tau}_c \leq 0.8$ именуется как опасный. Такие участки разлома способны к выделению достаточно

высокого уровня сейсмической энергии. Расположение таких участков рядом с участком высшей опасности способствует распространению в них очага землетрясения с высокой степенью интенсивности.

Будем считать, что распространение очага землетрясения, начавшееся на участке наивысшей опасности или на опасном участке, прекратится тогда, когда он попадает в протяженный участок отрицательных значений КН. Распространение очага в зону пониженной опасности (тревожная) может прекратиться из-за локальной неоднородности напряжений в ней.

При прогнозе магнитуды землетрясения на основе протяженности опасного участка разлома будем опираться на работу [Wells, Coppersmith, 1994], полагая, что длина опасного участка 40–60 км отвечает магнитуде землетрясения около 7.0, 100–150 км – магнитуде землетрясения около 7.5. Если следовать выражению (25) из работы [Kocharyan et al., 2014], то землетрясениям с $M=7.0$ и 7.5 наиболее представительными должны быть размеры очагов соответственно 56 и 120 км.

Если участок разлома имеет неоднородное распределение напряжений, то будем рассматривать его как возможный очаг землетрясения с $M>7.0$ в тех случаях, когда в нем существует сегмент с супервысоким уровнем КН более 5 км, который непрерывно сопряжен с участками среднего и высокого уровня, а в сумме их протяженность более 50 км (рис. 8, а). Кроме таких зон необходимо также отслеживать сегменты разломов среднего и высокого уровня КН, имеющие протяженность более 25 км, расположенные вблизи очагов ранее произошедших сильных землетрясений (рис. 8, б).

Поскольку большую роль в оценке величин КН играет направление погружения разлома и значение его угла погружения, то далее будет приводиться этот угол с указанием, по каким данным он определен (см. выше).

Следует специально отметить, что наличие участка разлома с высоким уровнем КН говорит о его близости к критическому состоянию. На самом деле по этим результатам нельзя сказать, как будет снижен опасный высокий уровень напряжений. Это может произойти путем возникновения одного сильного землетрясения, множества среднесильных землетрясений или за счет тихих и низкочастотных землетрясений [Kocharyan et al., 2014]. В этой статье будем предполагать, что эта разрядка произойдет за счет стандартного высокочастотного сильного землетрясения.

Будем в нашем анализе результатов расчетов КН двигаться с запада на восток, выделяя опасные участки активных разломов протяженностью более 50 км, а также исследуя состояние активных разломов в местах ранее произошедших сильнейших ($M>7.0$) землетрясений, определенных по данным исторической и палеосейсмологии. В базе АРЕА разломы одного наименования часто представляются в виде системы разрывов, концы которых не совпадают, но подстраиваются друг к другу, поэтому будем такие разломы одного названия именовать системой разломов.

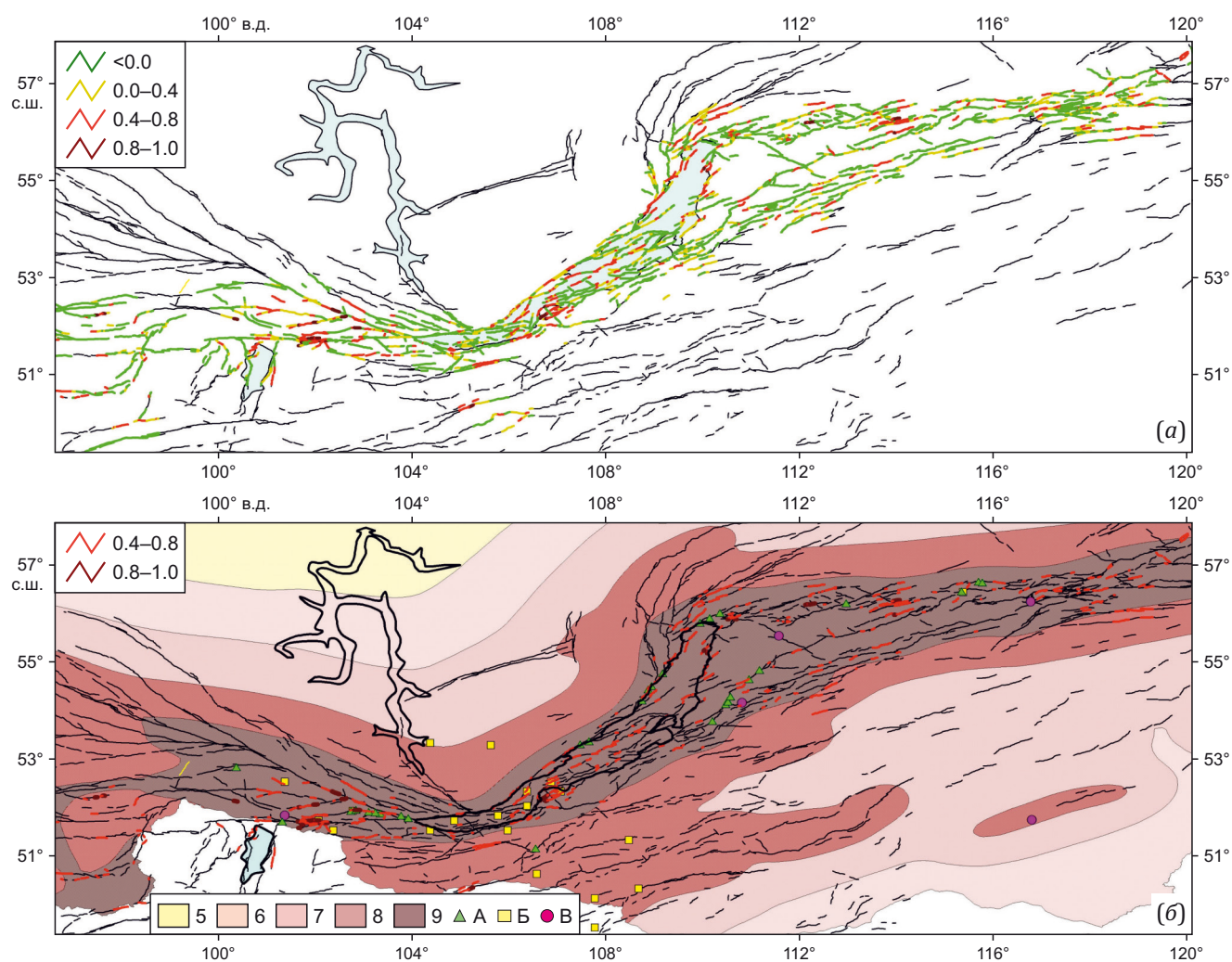


Рис. 8. Районирование разломов по КН (а), расчет которых произведен на основе диаграммы хрупкой прочности Кулона – Мора (см. рис. 3, 6). Положение эпицентров очагов сильных землетрясений с $M \geq 7.0$ (б): А – палеосейсмотектонические, Б – историко-архивные, В – инструментальные [Chipizubov, 2007].

Fig. 8. Fault zoning according to the Coulomb stresses (а), calculated based on the Coulomb–Mohr brittle failure criterion (see Fig. 3, 6). $M \geq 7.0$ earthquake epicenter locations (б): А – paleoseismotectonic, Б – historical-archival, В – instrumental data [Chipizubov, 2007].

Согласно данным рис. 8 первым в северо-западном секторе БРС опасно высокий и средневисокий уровень КН наблюдается для участка Китойского разлома протяженностью около 51 км. Этот участок разлома имеет восток-северо-восточное простирание с погружением на юг-юго-восток с углом $44\text{--}60^\circ$ по данным о ближайшем МОЗ. Согласно расчетам по МКА этот разлом на данном участке имеет сбросовую кинематику с малой компонентой правого сдвига с углом смещения висячего крыла около -110° , отсчитываемого от вектора простирания (минус определяет компоненту сброса). В базе данных АРЕА для него дается угол погружения 60° при взбросовой кинематике с компонентой левого сдвига.

На северо-востоке этот опасный участок разлома переходит в зону среднего и низкого уровня КН, а завершается участком опасно высокого их уровня. Эта зона имеет протяженность около 40 км. Таким образом, если активизация первого участка может поро-

дить землетрясение с магнитудой около 7.0, то в сумме оба этих участка могут сгенерировать землетрясение с магнитудой около 7.5.

К север-северо-западу от Китойского разлома расположен очаг землетрясения 1989 г. с магнитудой 7.0. В настоящее время вблизи него имеется участок разлома северо-западного простирания со средневисоким уровнем КН протяженностью около 25 км. Эта зона требует внимания при будущих исследованиях изменения напряженного состояния.

Поскольку выше для этого разлома было отмечено несовпадение его кинематики, данной в базе АРЕА, и результатов наших расчетов (см. рис. 6), отнесение этого участка разлома к опасным требует дополнительной проверки и, возможно, пересчета для другого направления погружения разлома.

К югу от Китойского разлома существует целая система нескольких разломов, имеющих опасный и высокий уровень КН протяженностью около 50 км. К западу

и востоку эта система разломов имеет отрицательный уровень КН. Таким образом, из этих данных следует, что здесь можно ожидать землетрясение с $M > 7.0$.

Подобные опасные участки имеются на западном фланге Тункинской системы субширотных разломов, погружающихся на юг. Согласно данным ближайшего МОЗ его угол погружения равен 55° (по данным АРЕА 60°). Расчеты МКА показывают, что кинематика разлома соответствует сбросу компонентой правого сдвига (угол смещения 115°).

Немного южнее располагаются опасные участки Харадабан-Мондинского и Байкало-Мондинского субширотных разломов, погружающихся на север с углами 36 и 40° соответственно по данным ближайших МОЗ. Их кинематика – сброс с левой компонентой сдвига (углы смещения -53 и -75° соответственно). Отметим, что согласно АРЕА эти участки разломов должны являться сбросами с правосдвиговой компонентой при угле погружения 60° .

Данный комплекс из трех опасных участков разломов является самым крупным опасным узлом БРС. В зоне Харадабан-Мондинского разлома в 1872 г. произошло сильное землетрясение с магнитудой около 7.0. Вблизи эпицентра этого сильного землетрясения на северном ответвлении разлома сейчас располагается опасный участок очень высокого уровня КН протяженностью около 20 км. Выделенная опасная зона имеет в настоящее время достаточно активный сейсмический режим [Radziminovich et al., 2020], и здесь в 2003 г. произошло Хойтогорское землетрясение с $M=4.8$ [Melnikova et al., 2009]. Полученные нами данные показывают возможность повторение сильного землетрясения.

Для восточного фланга Тункинского разлома, на котором согласно данным рис. 1, б, произошло восемь палеоземлетрясений (1315–13000 лет назад) с магнитудой от 7.2 до 8.0 (рис. 8, б), а также для юго-восточного окончания Главного Саянского разлома, где произошло два палеоземлетрясения (500–2000 лет назад), нет протяженных опасных участков разломов, но есть опасные участки очень высокого и средневысокого уровня КН протяженностью около 10 км. Здесь в настоящий период развития сейсмического процесса землетрясений с $M > 7.0$ не ожидается, но этот участок требует регулярного тектонофизического мониторинга. На рис. 9. Тункинская опасная зона показана в крупном масштабе.

Результаты анализа кулоновых напряжений для северо-западного участка системы разломов Черского (погружение на северо-восток с углом 57° МОЗ, сброс с малой компонентой левого сдвига с углом смещения -82° МКА), расположенного вдоль южного побережья западного окончания оз. Байкал вблизи афтершоковой области Култукского землетрясения от 27.08.2008 г. ($M=6.2$), показывают, что здесь имеются два малых участка протяженностью около 2–3 км каждый средневысокого и низкого уровня положительных КН. Проведенный нами анализ результатов расчета показывает, что при расчете напряжений для этого сегмента БРС

данные о механизмах очагов, произошедших ранее даты 27.08.2008 г., были только для трех землетрясений. Эти землетрясения возникли достаточно далеко друг от друга, поэтому в каждом из узлов данного сегмента БРС принимало участие в расчете не более одного из таких событий. Из-за этого их роль в определении напряжений была минимальная и полученный результат распределения КН относится временному периоду после 27.08.2008 г. Вероятно, малые участки относительно высокого уровня КН отвечают остаткам той зоны повышенного уровня КН, которая была здесь до Култукского землетрясения, и ее параметры полностью определены афтершоковой последовательностью этого землетрясения.

В районе дельты р. Селенги к западу от залива Провал расположена целая система опасных участков разломов Провал, Дельтового, Усть-Селенгинского и Сахалин-Энхалукского северо-восточного простираения. Протяженность этих опасных участков составляет 40–50 км, и они включают в себя зоны средневысокого и очень высокого уровня КН. С запада и востока эта система опасных участков разломов переходит в зоны отрицательного значения КН. Здесь можно ожидать землетрясения с магнитудой около 7.0.

Самый опасный участок северной системы – Сахалин-Энхалукский разлом – имеет изменяющееся простираение, огибает зону дельты р. Селенги, с погружением на запад, северо-запад и север при углах погружения от 48 до 53° (МОЗ). Расчет МКА дает кинематику сброса с небольшой компонентой правого сдвига (-110°).

Система разломов, отделяющая наиболее молодую часть дельты р. Селенги от ее южной более приподнятой части (Усть-Селенгинский разлом), имеет северо-восточное простираение с погружением на север под углом около 50° (МОЗ). Кинематика этих разломов отвечает практически чистому сбросу. Здесь расположен самый протяженный участок опасно высокого уровня КН длиной около 16 км.

Южнее расположена система дугообразных разломов Дельтового и продолжающего его к востоку разлома Провал. Эти разломы погружаются на север под углами 45 – 50° (МОЗ) и имеют кинематику сброса с небольшой левосторонней компонентой сдвига (-80 ... -85°) на западных участках и выраженной правосторонней на восточных (-110 ... -130°).

Всю анализируемую систему разломов в их средней части рассекает Фофановский разлом северо-западного простираения (погружение на северо-восток с углом 46°), который в КН выглядит безопасным (отрицательные значения). Возможно, что структурно этот разлом может создавать барьер единообразному смещению систем разломов Усть-Селенгинского и Дельтового. Было бы важно исследовать состояние зон пересечения этих разломов с Фофановским разломом. На рис. 10 опасная зона в дельте р. Селенги показана в крупном масштабе.

Эпицентр землетрясения 1862 г. с магнитудой 7.5 расположен на участке среднего уровня КН, окруженном

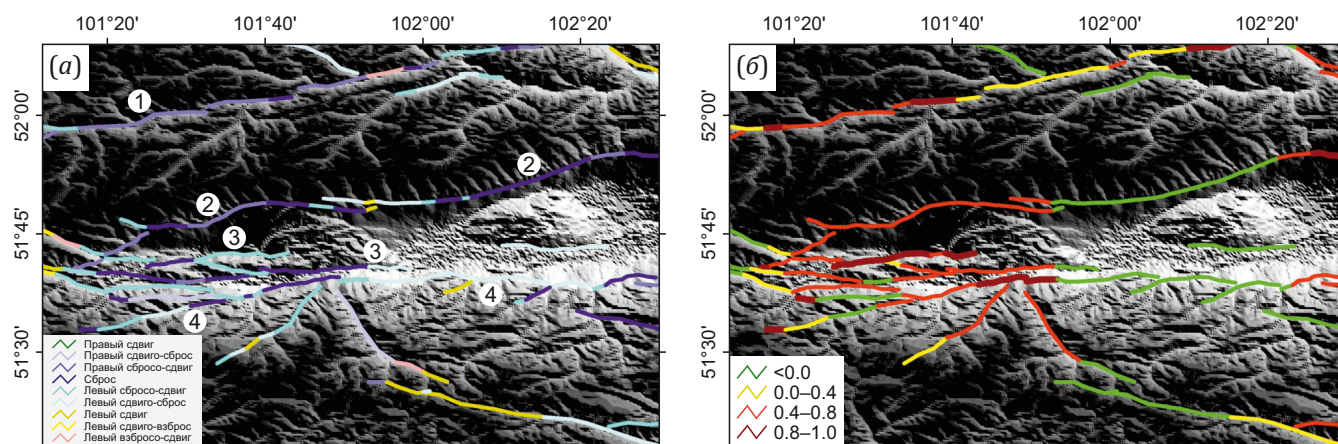


Рис. 9. Результаты районирования разломов по кинематике (а) и КН (б) для Тункинской зоны опасных участков разломов. Фрагменты рис. 6, 8, а. Разломы: 1 – Кито, 2 – Тункинский, 3 – Харадабан-Мондинский, 4 – Байкало-Мондинский.

Fig. 9. Results of fault zoning according to kinematics (a) and CS (b) for the hazardous segments of the Tunka fault zone. Fragments Fig. 6, 8, a. Faults: 1 – Kito, 2 – Tunka, 3 – Khamardaban-Mondy, 4 – Baikal-Mondy.

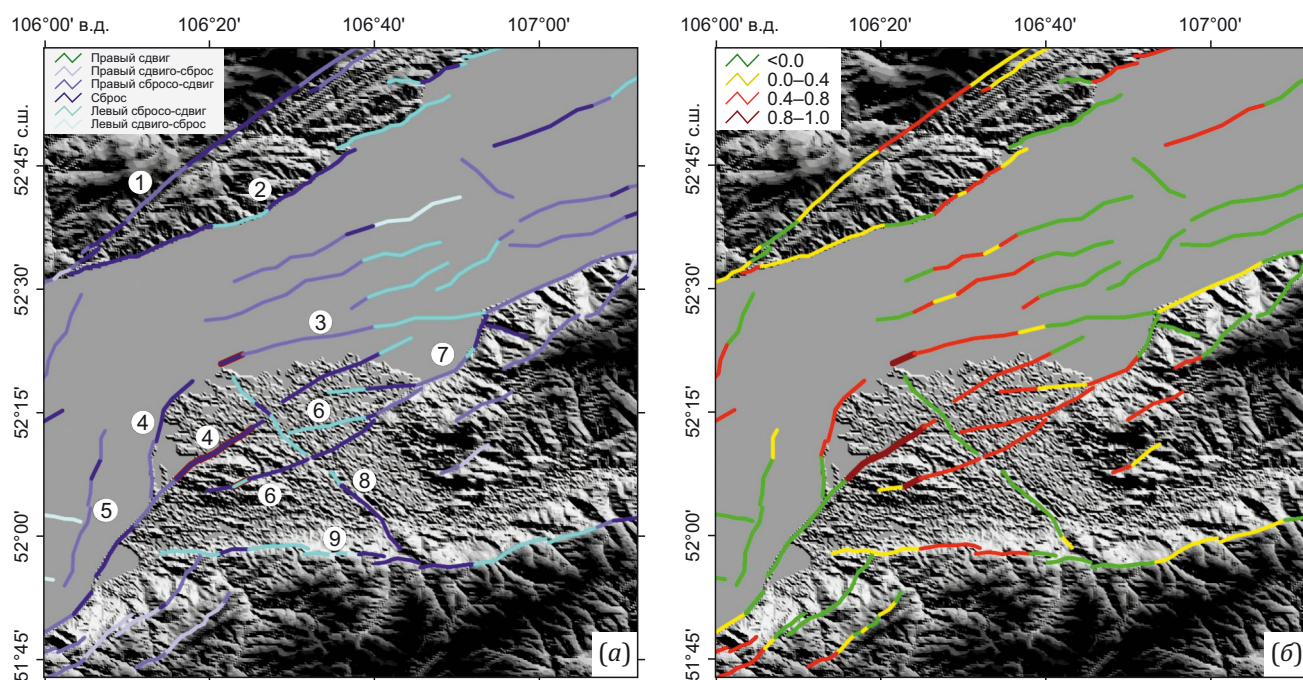


Рис. 10. Результаты районирования разломов по кинематике (а) и КН (б) для зоны опасных участков разломов в дельте р. Селенги. Фрагменты рис. 6, 8, а. Разломы: 1 – Приморский, 2 – Морской (Ольхон), 3 – Сахалин-Энхалукский, 4 – Усть Селенгинский, 5 – Черского, 6 – Дельтовый, 7 – Провал, 8 – Фофановский, 9 – Селенгинский.

Fig. 10. Results of fault zoning according to kinematics (a) and CS (b) for the hazardous fault zone segments in the Selenga River delta. Fragments Fig. 6, 8, a. Faults: 1 – Primorsky, 2 – Morskoy (Olkhon), 3 – Sakhalin-Enkhaluk, 4 – Ust-Selenga, 5 – Chersky, 6 – Delta, 7 – Proval, 8 – Fofanov, 9 – Selenga.

с обеих сторон участками средневысокого уровня этих напряжений. В недавнем прошлом здесь произошли Байкальское (1903 г., $M_L=6.7$) и Среднебайкальское (1959 г., $M_L=6.8$) землетрясения [New Catalog..., 1977]. В конце 2020 г. здесь произошло землетрясение с $M=5.6$ [Tubanov et al., 2021; Radziminovich et al., 2022; Dobrynina et al., 2022].

Таким образом, для зоны залива Провал и дельтовой зоны р. Селенги возможно повторение сильного

землетрясения. Отметим, что увеличение выноса отложений р. Селенги способствует росту вертикальной нагрузки, что ускоряет процесс достижения предельного уровня напряженного состояния.

Следует заметить, что к северу и северо-западу от залива Провал в 1862 и 1885 гг. произошли два сильных землетрясения с магнитудой 6.5 и 6.7 соответственно. В настоящее время на ближайших к их эпицентрам разломах имеются участки высокого и среднего уровня

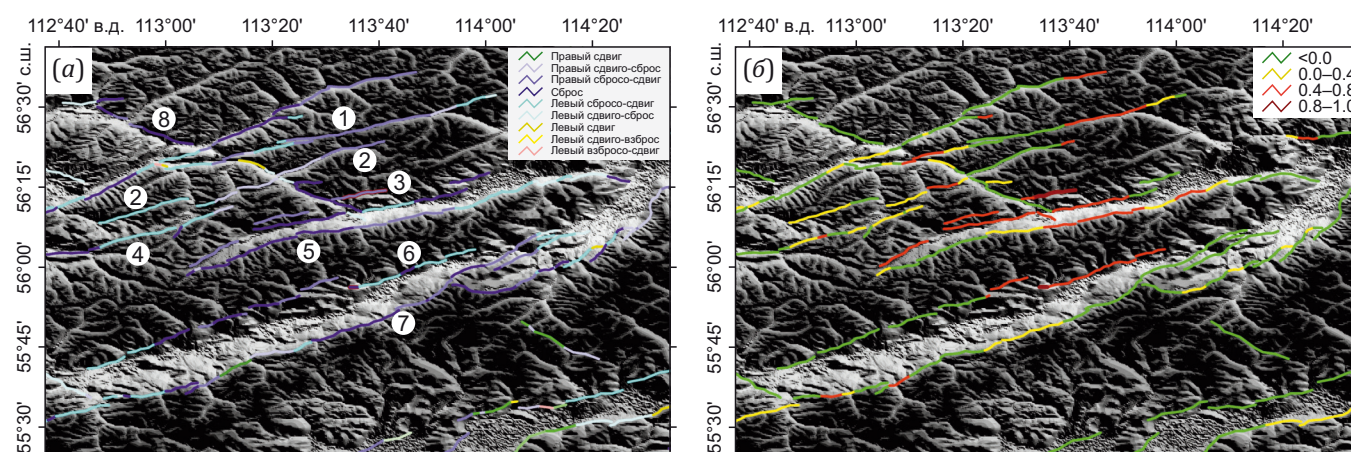


Рис. 11. Результаты районирования разломов по кинематике (а) и КН (б) для Северомуйской зоны опасных участков разломов. Фрагменты рис. 6, 8, а. Разломы: 1 – Верхний, 2 – Ангараканский, 3 – Итыкит-Амнундинский, 4 – Квоктинский, 5 – Муяканский, 6 – Алдемакит-Муйский, 7 – Муйский, 8 – Перевальный.

Fig. 11. Results of fault zoning according to kinematics (a) and CS (b) for the hazardous segments of the North Muya fault zone. Fragments Fig. 6, 8, a. Faults: 1 – Verkhny, 2 – Angarakan, 3 – Itykit-Amnunda, 4 – Kvakta, 5 – Muyan, 6 – Aldemakit-Muya, 7 – Muya, 8 – Perevalny.

КН протяженностью 25–35 км. Эта зона также требует наблюдения за последующими изменениями напряженного состояния.

Вдоль северо-восточного побережья оз. Байкал на разломной системе Байкальский сброс, согласно данным рис. 8, б, здесь произошло несколько палеоземлетрясений с магнитудой от 7.7 до 7.9. В настоящее время на этом разломе имеется протяженная область около 65 км со средневысоким уровнем КН. Это наиболее протяженная опасная зона. Хотя она не имеет участка супервысокого уровня напряжений, она должна рассматриваться как одна из опасных зон, так как ранее здесь уже были сильные землетрясения.

На северо-восточном флаге БРС также имеются системы Итыкит-Амнундинского и Муяканского разломов субширотного и западно-северо-западного простирания с КН опасно высокого уровня. Общая протяженность таких участков около 55 км. При этом участок Итыкит-Амнундинского разлома с супервысоким уровнем КН имеет протяженность около 9–10 км. Разломы этой системы погружаются на северо-восток и на север с углами от 45 до 75° (МОЗ), это сбросы с компонентой левого или правого сдвига. В 2014–2015 гг. в юго-восточной части этой зоны происходила активизация сейсмичности [Gileva et al., 2021] с магнитудой от 4.8 до 5.5. Важно отметить, что два участка этой сейсмической активизации приурочены к продолжению Перевального разлома, имеющего северо-западное простирание, косое к системам Итыкит-Амнундинского и Муяканского разломов. На участке сейсмической активизации в базе АРЕА разлом Перевальный не показан. В настоящее время этот разлом имеет отрицательные значения КН, что может свидетельствовать о том, что на нем произошел сброс касательных напряжений.

Возможно, что сейсмическая активизация разлома Перевального создала некоторый запирающий эф-

фект – барьер в движениях по разломам Итыкит-Амнундинской и Муяканской систем. Если произойдет срыв этого барьера, то здесь также можно ожидать землетрясение с магнитудой около 7.0. Эта зона требует повторных исследований по мере накопления новых данных о механизмах очагов землетрясений, а также слежения за движениями вдоль Итыкит-Амнундинской и Муяканской систем разломов в зонах их пересечения с разломом Перевальным. Специально отметим, что г. Северомуйск и Северомуйский тоннель расположены на пересечении разломов Перевального и Итыкит-Амнундинского. На рис. 11 Северомуйская опасная зона показана в крупном масштабе.

Таким образом, можно заключить, что выполненные исследования закономерности распределения КН позволили выявить три крупных сегмента, состоящих из систем разломов, имеющих опасные участки, которые способны генерировать землетрясения с магнитудой 7.0–7.5.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные в работе исследования опасных участков разломов опираются на результаты тектонофизической реконструкции современных напряжений БРС, представленные в статье [Rebetsky et al., 2023]. При проведении этих исследований была использована электронная база данных АРЕА [Bachmanov et al., 2017].

Критерий тектонофизического районирования опасности участков разломов связан с уровнем КН, определяющих разницу между касательными напряжениями, действующими на разломах, и напряжениями сил трения. Таким образом, для расчета КН недостаточно только данных об ориентации осей главных напряжений, как это имеет место при расчете КН с использованием методов математического моделирования [Stein et al., 1992; Pang, 2022]. Расчет КН на разломах

стал возможным в рамках каткластического метода [Rebetsky, 2003a, 2003b], поскольку в нем существует алгоритм определения нормированных величин напряжений. Кроме того, в этом методе имеется также возможность выявления реализованной в виде очага одной из двух нодальных плоскостей для землетрясений, по данным механизмов которых выполнен расчет напряжений. Последнее позволило оценить углы погружения активных разломов из базы данных АРЕА.

Результаты тектонофизического районирования разломов БРС показали необходимость учета диаграммы хрупкой прочности Кулона – Мора более достоверного вида (см. рис. 3, 6). В случае использования зоны хрупкого разрушения в виде полосы (коэффициенты эффективного предела внутренней прочности и трения одинаковые) большая часть разломов БРС должна рассматриваться как опасная для генерации землетрясений с магнитудой 7.0.

Выделенные три зоны разломов опасно высокого уровня КН обозначены нами как вероятные для возникновения сильных землетрясений с магнитудой 7.0: 1) в западном сегменте БРС, в западной части Тункинской долины в Тункинской, Харадабан-Мондинской и Байкало-Мондинской разломных системах; 2) в дельте р. Селенги на системах разломов Провал, Дельтового и Усть-Селенгинского; 3) вдоль Северомуйского хребта в Итыкит-Амнундинской и Муяканской системах разломов. Для них имеется несколько участков разломов протяженностью до 50 км, имеющих критически высокий (80–100 % от максимального) и высокий уровень КН (40–80 % от максимального). При этом протяженность сегментов с критически высоким уровнем КН в пределах этих участков составляет около 15–25 км. Мы рассматриваем именно эти ядра опасных зон как места, в которых могут стартовать сейсмогенные разрывы будущих сильных землетрясений с $M > 7.0$. Для этих трех зон предлагается проводить тектонофизический мониторинг изменения напряженного состояния и осуществлять наблюдение за движениями поверхности методами дистанционного зондирования.

На самом деле наличие участка разлома с высоким уровнем КН говорит о его близости к критическому состоянию. Будет ли этот опасно высокий уровень напряжений снижен путем возникновения одного сильного землетрясения или за счет так называемых тихих или низкочастотных землетрясений [Kocharyan et al., 2014], сказать сейчас невозможно.

Полученные результаты следует воспринимать как долгосрочный прогноз опасных участков разломов БРС, для которых может реализоваться сильное землетрясение с магнитудой 7.0 и более. Они нуждаются в критическом обсуждении в научном сообществе с целью установления других типов данных, которые могут подтвердить или поставить под сомнение результаты долгосрочного прогноза. С другой стороны, поскольку все выделенные опасные участки разломов по имеющимся сейсмологическим данным являются высокоактивными, уже сейчас для них можно разрабатывать

стратегию среднесрочного прогноза, используя современные достижения в науках о Земле. В частности, на опасных участках разломов могут быть организованы долговременные наблюдения деформаций и движений методами дистанционного зондирования поверхности, а также аппаратные геофизические наблюдения состояния ядерной части – тела разлома [Rebetsky, 2006; Rebetsky, Guo, 2020].

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят А.Д. Завьялова за предоставленные данные в виде файлов ARCGIS карт сейсмического районирования территории России ОСП-2016.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

11. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Anderson E.M., 1951. The Dynamics of Faulting. Transactions of the Edinburgh Geological Society 8 (3), 387–402. <https://doi.org/10.1144/transed.8.3.387>.

Angelier J., 1989. From Orientation to Magnitude in Paleostress Determinations Using Fault Slip Data. Journal of Structural Geology 11 (1–2), 37–49. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90034-5).

Angelier J., 1990. Inversion of the Field Data in Fault Tectonics to Obtain the Regional Stress III. A New Rapid Direct Inversion Method by Analytical Means. Geophysical Journal International 103 (2), 363–376. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01777.x>.

Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G., 2017. The Active Faults of Eurasia Database. Geodynamics & Tectonophysics 8 (4), 711–736 (in Russian) [Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314>.

Barton N., Choubey V., 1977. The Shear Strength of Rock Joints in Theory and Practice. Rock Mechanics 10, 1–54. <https://doi.org/10.1007/BF01261801>.

Barton N., Lien R., Lunde J., 1974. Engineering Classification of Rockmasses for the Design of Tunnel Support. Rock Mechanics 6, 189–236. <https://doi.org/10.1007/BF01239496>.

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, 31–62. <https://doi.org/10.1785/BSSA0410010031>.

Bott M.H.P., 1959. The Mechanics of Oblique Slip Faulting. Geological Magazine 96 (2), 109–117. <https://doi.org/10.1017/S0016756800059987>.

Brune J.N., 1970. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. Journal of Geophysical Research 75 (26), 4997–5009. <https://doi.org/10.1029/JB075i026p04997>.

Chemenda A., 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>.

Chipizubov A.V., 2007. Optimal Assessment of Seismic Hazard in Pribaikalye. PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Irkutsk, 417 p. (in Russian) [Чипизубов А.В. Оптимальная оценка сейсмической опасности Прибайкалья: Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2007. 417 с.].

Dieterich J.H., 1992. Earthquake Nucleation on Faults with Rate- and State-Dependent Strength. Tectonophysics 211 (1–4), 115–134. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90055-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90055-B).

Dobrynina A.A., Perevalova N.P., Sankov V.A., Edemsky I.K., Likhnev A.V., 2022. Analysis of the Seismic and Ionospheric Effects of the Kударинский Earthquake on December 9, 2020. Geodynamics & Tectonophysics 13 (2), 0622 (in Russian) [Добрынина А.А., Перевалова Н.П., Саньков В.А., Едемский И.К., Лихнев А.В. Анализ сейсмических и ионосферных эффектов Кударинского землетрясения 9 декабря 2020 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0622]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0622>.

Gileva N.A., Melnikova V.I., Filippova A.I., Radzimovich Ya.B., Kobeleva E.A., 2021. Muyskan Earthquake Sequence in 2015 (Northern Baikal Region). Earthquakes of the Northern Eurasia 24 (2015), 245–257 (in Russian) [Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Филиппова А.И., Радзимович Я.Б., Кобелева Е.А. Муяканская последовательность землетрясений в 2015 г. (Северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии. 2021. Вып. 24 (2015 г.). С. 245–257. <https://doi.org/10.35540/1818-6254.2021.24.24>.

Gzovsky M.V., 1954. Tectonic Stress Fields. Bulletin of the USSR Academy of Sciences. 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., 1956. Relationship between Tectonic Ruptures and Crustal Stresses. Prospect and Protection of Mineral Resources 1, 7–22 (in Russian) [Гзовский М.В. Соотношение между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7–22].

Gzovsky M.V., 1957a. Tectonophysical Substantiation for Geological Criteria of Seismicity. Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geophysical Series 2, 141–160 (in Russian) [Гзовский М.В. Тектонофизическое обоснование геоло-

гических критериев сейсмичности // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1957. № 2. С. 141–160].

Gzovsky M.V., 1957b. Tectonophysical Substantiation for Geological Criteria of Seismicity. Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geophysical Series 3, 273–283 (in Russian) [Гзовский М.В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности // 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.].

Harris R.A., Simpson R.W., Resanberg P.A., 1995. Influence of Static Stress Changes on Earthquake Locations in Southern California. Nature 375, 221–224. <https://doi.org/10.1038/375221a0>.

Hoek E., 1994. Strength of Rock and Rock Masses. ISRM News Journal 2 (2), 4–16.

Hoek E., Brown E.T., 1980. Underground Excavations in Rock. CRC Press, London, 532 p. <https://doi.org/10.1201/9781482288926>.

Jiao L., Rogozhin E.A., 2017. The Macroseismic Manifestations of the 2008 Wenchuan Disastrous Earthquake ($M_s=8.0$) According to the Study of Surface Seismodislocations. Geophysical Processes and Biosphere 16 (4), 103–121 (in Russian) [Лю Цзяо, Рогожин Е.А. Макросейсмические проявления Веньчуаньского катастрофического землетрясения 2008 г. ($M_s=8.0$) по результатам изучения поверхностных сейсмодислокаций // Геофизические процессы и биосфера. 2017. № 16. Вып. 4. С. 103–121]. <https://doi.org/10.21455/GPB2017.4-9>.

Kagan Y.Y., 1997. Are Earthquakes Predictable? Geophysical Journal International 131 (3), 505–525. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb06595.x>.

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>.

Kuzmin Yu.O., Zhukov V.S., 2004. Recent Geodynamics and Physical Properties Variations of Rocks. Mining Book, Moscow, 262 p. (in Russian) [Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. М.: Горная книга, 2004. 262 с.].

Levi K.G., 2014. Geodynamic Activity of the Lithosphere and Problems of Tectonophysics – Outlook after 35 Years. Geodynamics & Tectonophysics 5 (2), 527–546 (in Russian) [Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы и некоторые проблемы тектонофизики – взгляд через 35 лет // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 527–546]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0139>.

Liu Y., Rice J.R., 2005. Aseismic Slip Transients Emerge Spontaneously in Three-Dimensional Rate and State Modeling of Subduction Earthquake Sequences. Journal of Geophysical

Research: Solid Earth 110 (B8), B08307. <https://doi.org/10.1029/2004JB003424>.

Lunina O.V., 2010. Activity Rating of Pliocene–Quaternary Faults: A Formalized Approach (Example of the Baikal Rift System). *Russian Geology and Geophysics* 51 (4), 412–422. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.03.008>.

Lunina O.V., 2016. The Digital Map of the Pliocene–Quaternary Crustal Faults in the Southern East Siberia and the Adjacent Northern Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (3), 407–434 (in Russian) [Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434]. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Gladkov A.A., 2012. Systematization of Active Faults for Seismic Hazard Estimation. *Pacific Geology* 31 (1), 49–60 (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Гладков А.А. Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 1. С. 49–60].

Lunina O.V., Gladkov A.S., Sherstyankin P.P., 2010. A New Electronic Map of Active Faults for Southeastern Siberia. *Doklady Earth Sciences* 433, 1016–1021. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10080064>.

Mas D., Chemenda A., 2015. An Experimentally Constrained Constitutive Model for Geomaterials with Simple Friction-Dilatancy Relation in Brittle to Ductile Domains. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 77, 257–264. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2015.04.013>.

Melnikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich Ya.B., Drennova N.N., Radziminovich N.A., 2009. The September 17, 2003 Khoitogol Earthquake with $MPSP=4.8$, $K_p=13.8$, $I_0=6-7$ (Pribaikalye). *Earthquakes of the Northern Eurasia* 12 (2003), 310–325 (in Russian) [Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Дреннова Н.Н., Радзиминович Н.А. Хойтогольское землетрясение 17 сентября 2003 года с $MPSP=4.8$, $K_p=13.8$, $I_0=6-7$ (Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии. 2009. Вып. 12 (2003 г.). С. 310–325].

New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times to 1975, 1977. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года. М.: Наука, 1977. 536 с.].

Nikolaevsky V.N., 2010a. Geomechanics. Vol. 1. Destruction and Dilatancy. Oil and Gas. ICR, Moscow–Izhevsk, 640 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Геомеханика. Т. 1: Разрушение и дилатансия. Нефть и газ. М.–Ижевск: ИКИ, 2010. 640 с.].

Nikolaevsky V.N., 2010b. Geomechanics. Vol. 2. Earth's Crust. Nonlinear Seismics. Whirlwinds and Hurricanes. ICR, Moscow–Izhevsk, 560 p. (in Russian) [Николаевский В.Н. Геомеханика. Т. 2: Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. М.–Ижевск: ИКИ, 2010. 560 с.].

Nikolaevsky V.N., 2012. Geomechanics. Vol. 3. Earthquakes and Crustal Evolution. Boreholes and Reservoir Deformations. Gas Condensate. ICR, Moscow–Izhevsk, 644 p.

(in Russian) [Николаевский В.Н. Геомеханика. Т. 3: Землетрясения и эволюция коры. Скважины и деформации пласта. Газоконденсат. М.–Ижевск: ИКИ, 2012. 644 с.].

Okada Y., 1992. Internal Deformation Due to Shear and Tensile Faults in a Half-Space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82 (2), 1018–104. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820021018>.

Pang Y., 2022. Stress Evolution on Major Faults in Tien Shan and Implications for Seismic Hazard. *Journal of Geodynamics* 153–154, 101939. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101939>.

Radziminovich Ya.B., Gileva N.A., Tubanov T.A., Lukhneva O.F., Novopashina A.V., Tsydypova L.R., 2022. The December 9, 2020, Mw 5.5 Kudara Earthquake (Middle Baikal, Russia): Internet Questionnaire Hard Test and Macroseismic Data Analysis. *Bulletin of Earthquake Engineering* 20, 1297–1324. <https://doi.org/10.1007/s10518-021-01305-8>.

Radziminovich Ya.B., Seredkina A.I., Melnikova V.I., Gileva N.A., 2020. The March 29, 2019 Earthquake Occurred at the Western Part of the Tunka System of the Rift Basins: Source Parameters and Macroseismic Effects. *Problems of Engineering Seismology* 47 (2), 64–80 (in Russian) [Радзиминович Я.Б., Середкина А.И., Мельникова В.И., Гилёва Н.А. Землетрясение 29.03.2019 г. в западной части Тункинской системы впадин: Очаговые параметры и макросейсмические проявления // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 2. С. 64–80]. DOI:10.21455/VIS2020.2-4.

Rebetsky Yu.L., 1999. Methods for Reconstructing Tectonic Stresses and Seismotectonic Deformations Based on the Modern Theory of Plasticity. *Doklady Earth Sciences* 365 (3), 370–373.

Rebetsky Yu.L., 2003a. Development of the Method of Cataclastic Analysis of Shear Fractures for Tectonic Stress Estimation. *Doklady Earth Sciences* 388 (1), 72–76.

Rebetsky Yu.L., 2003b. Stress-Strain State and Mechanical Properties of Natural Massifs from Earthquake Focal Mechanisms and Structural-Kinematic Characteristics of Fractures. Brief PhD Thesis (Doctor of Physics and Mathematics). Moscow, 56 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: Автореф. дис ... докт. физ.-мат. наук. М., 2003. 56 с.].

Rebetsky Yu.L., 2005. Estimation of Relative Stress Values as a Second Stage of the Reconstruction from the Rupture Displacement Data. *Geophysical Journal* 27 (1), 39–54 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным о разрывных смещениях // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 39–54].

Rebetsky Yu.L., 2006. Dilatancy, Pore Fluid Pressure and New Data on the In-Situ Rock Mass Strength. In: Yu.G. Leonov (Ed.), *Fluid and Geodynamics. Proceedings of the All-Russia Symposium "Deep-Seated Fluids and Geodynamics"* (November 19–21, 2003). 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: Материалы Всероссийского симпозиума «Глубинные флюиды и геодинамика» (19–21 ноября 2003 г.) / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2006. С. 120–146].

Rebetsky Yu.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, 477–490. <https://doi.org/10.1134/S1819714009050108>.

Rebetsky Yu.L., 2023. Tectonophysical Zoning of Seismogenic Faults in Eastern Anatolia and February 6, 2023 Kahramanmaraş Earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 59, 851–877. <https://doi.org/10.1134/S1069351323060174>.

Rebetsky Yu.L., Dobrynina A.A., San'kov V.A., 2023. Current Stress Pattern and Geodynamics of the Baikal Rift System. *Russian Geology and Geophysics* 64 (1), 75–92. <https://doi.org/10.2113/RGG20214367>.

Rebetsky Yu.L., Guo Y.-S., 2020. From Natural Stresses in Seismic Zones to Predictions of Megaequake Nucleation Zones. *Pure and Applied Geophysics* 177, 421–440. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02128-0>.

Rebetsky Yu.L., Guo Ya., Wang K., Alekseev R.S., Marinin A.V., 2021. Stress State of the Earth's Crust and Seismotectonics of Western Sichuan, China. *Geotectonics* 55, 844–863. <https://doi.org/10.1134/S0016852121060078>.

Rebetsky Yu.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 Yu.L., Polets A.Yu., 2018. The Method of Cataclastic Analysis of Discontinuous Displacements. In: S. D'Amico (Ed.), *Moment Tensor Solutions. A Useful Tool for Seismotectonics*. Springer Natural Hazards. Springer, Cham, p. 111–162. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6.

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V., 2017. From Slickenside to Tectonic Stresses. *Techniques and Algorithms*. GEOS, Moscow, 234 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.].

Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V., 2022. Algorithm for Calculating Neotectonic Stresses in Platform Areas by the Structural-Geomorphological Method. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (1), 0577 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. Алгоритм расчета величин неотектонических напряжений платформенных территорий в структурно-геоморфологическом методе // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. 0577]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0577>.

Rebetsky Yu.L., Voitenko V.N., 2023. Tectonophysical Forecasting Criteria of Vein Bodies Thicknesses in Deep Horizons of the Nadvigovaya Zone, Badran Ore Field, Republic of Sakha (Yakutia). *Geology of Ore Deposits* 65, 146–169. <https://doi.org/10.1134/S1075701523020022>.

Reches Z., 1978. Analysis of Faulting in Three-Dimensional Strain Field. *Tectonophysics* 47 (1–2), 109–129. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90154-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90154-3).

Reches Z., 1983. Faulting of Rock in Three-Dimensional Strain Fields II. Theoretical Analysis. *Tectonophysics* 95 (1–2), 133–156. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90264-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90264-0).

Reches Z., 1987. Determination of the Tectonic Stress Tensor from Slip along Faults That Obey the Coulomb Yield Condition. *Tectonophysics* 6 (6), 849–861. <https://doi.org/10.1029/TC006i006p00849>.

Rice J., 1982. *The Mechanics of Earthquake Rupture*. Mir, Moscow, 217 p. (in Russian) [Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.].

Rice J.R., Uenishi K., 2002. Slip Development and Instability on a Heterogeneously Loaded Fault with Power-Law Slip-Weakening. In: *AGU Fall Meeting (December 6–10, 2002, San Francisco)*. AGU, S61E-06.

Riznichenko Yu.V., 1968. Energetic Model of a Seismic Regime. *Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth* 5, 3–9 (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Энергетическая модель сейсмического режима // Известия АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 3–9].

Rubin A.M., Ampuero J.-P., 2005. Earthquake Nucleation on (Aging) Rate and State Faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110 (B11), 1312. <https://doi.org/10.1029/2005JB003686>.

Sankov V.A., Dobrynina A.A., 2015. Modern Fault Formation in the Earth's Crust of the Baikal Rift System According to the Data on the Mechanisms of Earthquake Sources. *Doklady Earth Sciences* 465, 1191–1195. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15110203>.

Sankov V.A., Dobrynina A.A., 2018. Active Faulting in the Earth's Crust of the Baikal Rift System Based on the Earthquake Focal Mechanisms. In: S. D'Amico (Eds), *Moment Tensor Solutions. A Useful Tool for Seismotectonics*. Springer, Cham, p. 599–618. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_27.

Schmitt R., Herman M., Barnhart W., Furlong K., Benz H., 2023. The 2023 Kahramanmaraş, Turkey, Earthquake Sequence. Available from: <https://earthquake.usgs.gov/storymap/index-turkey2023.html> (Last Accessed December 19, 2023).

Seminsky K.Zh., 2003. Internal Structure of Continental Fault Zones. *Tectonophysical Aspect*. GEO, Novosibirsk, 244 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео, 2003. 244 с.].

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

Stein R.S., King G.C.P., Lin J., 1992. Change in Failure Stress on the Southern San Andreas Fault System Caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers Earthquake. *Science* 258 (5086), 1328–1332. <https://doi.org/10.1126/science.258.5086.1328>.

Tikhotsky S.A., Tatevosyan R.E., Rebetsky Y.L., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S., 2023. Kahramanmaraş Earthquakes in Turkey: Seismic Motion along Conjugated Faults. *Doklady Earth Sciences* 511 (2), 228–235 (in Russian)

[Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам // Доклады РАН. 2023. Т. 511. № 2. С. 228–235]. <https://doi.org/10.31857/S2686739723600765>.

Tubanov Ts.A., Sanzhieva D.P.-D., Kobeleva E.A., Predein P.A., Tsydypova L.R., 2021. Kudarinsky Earthquake of 09.12.2020 (Mw=5.5) on Lake Baikal: Results of Instrumental and Macroscopic Observations. Problems of Engineering Seismology 48 (4), 32–47 (in Russian) [Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. (Mw=5.5) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47]. DOI: 10.21455/VIS2021.4-2.

Uenishi K., Rice J.R., 2003. Universal Nucleation Length for Slip-Weakening Rupture Instability under Nonuniform Fault Loading. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108 (B1), 2042. <https://doi.org/10.1029/2001JB001681>.

Ulomov V.I., 1999. Seismogeodynamics and Seismic Zoning of the Northern Eurasia. Journal of Volcanology and Seismology 4–5, 6–22 (in Russian) [Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 6–22].

Ulomov V.I., 2016. Comparison of GSZ-97 Maps with Their GSZ-2015 Compilation (in Russian) [Уломов В.И. Сравнение карт ОСП-97 с их компиляцией – ОСП-2015. 2016]. Available from: http://seismos-u.ifz.ru/personal/documents/OCP-97_OCP-2015.pdf (Last Accessed December 19, 2023).

Ulomov V.I., Mavashev B.Z., 1967. On a Precursor of a Strong Tectonic Earthquake. Doklady of the Academy of Sciences of the USSR 176 (2), 319–323 (in Russian) [Уломов В.И., Мавашев Б.З. О предвестнике сильного текто-

нического землетрясения // Доклады АН СССР. 1967. Т. 176. № 2. С. 319–323].

Ulomov V.I., Shuymilina L.S., 1999. A Set of Maps of the Russian Federation General Seismic Zoning – GSZ-97. Scale 1:8000000. Explanatory Note and a List of Cities and Settlements Located in Seismically Hazardous Areas. United Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 57 p. (in Russian) [Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплекс карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСП-97. Масштаб 1:8000000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.].

Wallace R.E., 1951. Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting. The Journal of Geology 59 (2), 118–130. <https://doi.org/10.1086/625831>.

Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of the Seismological Society of America 84 (4), 974–1002. <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>.

Yin A., Freymueller J.T., Keller G.R., Ni S., Song X. (Eds), 2010. Great Wenchuan Earthquake (Mw=7.9) on 12 May 2008, China. Tectonophysics 491 (1–4) (Spec. Iss.), 276 p.

Yin F.L., Jiang C.S., Han L.B., Zhang H., Zhang B., 2018. Seismic Hazard Assessment for the Red River Fault: Insight from Coulomb Stress Evolution. Chinese Journal of Geophysics 61 (1), 183–198. <https://doi.org/10.6038/cjg2018L0369>.

Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I., 2022. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): The Ontology and Design behind the Continental-Scale Dataset. Earth System Science Data 14 (10), 4489–4503. <https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>.

Zhu L., Dai Y., Shi F.Q., Shao H.C., 2022. Coulomb Stress Evolution and Seismic Hazards along the Qilian-Haiyuan Fault Zone. Acta Seismologica Sinica 44 (2), 223–236. <https://doi.org/10.11939/jass.20220012>.