

УДК 550.372; 551.24; 552.08

ВАРИАЦИИ СТРУКТУРНЫХ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛОМА В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЗОНЕ

© 2025 г. Г. А. Гридин^{1,2,*}, А. А. Остапчук^{1,2}, А. В. Григорьева^{1,3}, Д. В. Павлов¹,
А. В. Черемных⁴, А. А. Бобров⁴, И. К. Декабрёв⁴

¹Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
г. Долгопрудный, Россия

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

*E-mail: gagridin@gmail.com

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 11.06.2024 г.

Принята к публикации 18.07.2024 г.

Тектонические разломы характеризуются неоднородной структурой, которая определяет пространственную вариацию режимов их деформирования от асейсмического крипа и событий медленного скольжения до динамических срывов, являющихся очагами землетрясений различной магнитуды. В настоящей работе на основе комплексного анализа геолого-геофизической информации исследованы особенности локализации деформаций и режимов скольжения вдоль 160-километрового участка коллизийного шва Сибирского кратона и Ольхонского террейна от пос. Бугульдейка до д. Курма. Ширина зоны наиболее интенсивных деформаций в пределах шва варьирует в разных его сегментах от 100 до 500 м, при этом оценки ее ширины по данным электротомографических измерений и петрографического изучения образцов горных пород, отобранных на эксгумированных участках, сопоставимы. Анализ вещественного состава и фрикционного поведения отобранных образцов показал, что сегменты разлома с наиболее узкой шириной сложены породами со свойством скоростного разупрочнения и являются зонами нуклеации очагов сильных землетрясений. Характерная протяженность таких сегментов составляет порядка 10 км, а расстояние между ними около 60 км. Также вдоль разлома выделяются сегменты с шириной в сотни метров, сложенные породами со свойством скоростного упрочнения, где накопленные напряжения релаксируют посредством медленного скольжения и асейсмического крипа.

Ключевые слова: тектонический разлом, ядро разлома, быстрое скольжение, медленное скольжение, электротомография.

DOI: 10.31857/S0002333725010097, **EDN:** ACLAEL

ВВЕДЕНИЕ

Релаксация тектонических напряжений, накапливаемых в верхней части земной коры, происходит преимущественно при фрикционном скольжении по разломам. В зависимости от строения зон разломов и вещественного состава горных пород, слагающих их ядра, возникают как быстрые динамические срывы, соответствующие опасным землетрясениям, так

и события медленного скольжения с излучением низкочастотных колебаний или тремора, а также асейсмический крип [Кочарян, 2016]. В природе инициирование, развитие и остановка любого режима скольжения определяются процессами, протекающими в разломах на различных масштабных уровнях от контактов отдельных зерен ($\sim 10^{-6}$ м) до границ тектонических плит ($\sim 10^6$ м). При этом на всех масштабных уровнях

прослеживается дифференциация вещества, слагающего исследуемый объект, коррелируемая с реологическим поведением разлома [Sibson, 1977; Кочарян, 2021].

Детальное изучение строения разломов земной коры на основе глубинного бурения [Hickman et al., 2007; Townend et al., 2009; Wang et al., 2014; и др.], геофизических исследований [Li et al., 2000; Valtr et al., 2008], изучения эксгумированных участков [Boulton et al., 2012; Ostermeijer et al., 2020; Гридин и др., 2023] дают представление о структуре разломов, их фрикционных свойствах и особенностях деформационных процессов, протекающих внутри разломов. Согласно современным представлениям, в окрестностях разлома наблюдается зона динамического влияния, которая находит отражение в повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности разрывов и трещин [Ружич, 1977; Лобацкая, 1983; Шерман и др., 1983; и др.]. Хрупкая фрагментация вмещающего массива усиливается по направлению к ядру разлома. Ядро разлома характеризуется высокой степенью катаклаза и наличием измененных минералов [Chester et al., 2004]. Именно в пределах ядра происходит накопление основной доли перемещений по разлому. При этом чем значительнее амплитуда накопленных сдвиговых деформаций, тем выше степень измельчения породы на микроуровне и больше доля матрикса (мелкозернистый материал субмикронного размера, который окружает более крупные зерна в горной породе) [Reed, 1964].

Разломы, в пределах которых локализируются быстрые динамические срывы, инициирующие опасные землетрясения, имеют центральную зону в виде ультракатакластического ядра с экстремально малыми размерами зерен и локализацией сдвига вдоль узкой зоны магистрального сместителя (англ. *principal slip zone*) [Sibson, 1977; 2003; Chester et al., 2004; и др.]. Такие ядра сложены прочными минералами, для которых характерны свойства скоростного разупрочнения (снижение величины фрикционного сопротивления с ростом скорости сдвига), например, кварц, полевой шпат, пироксен, оливин, кальцит [Boulton et al., 2012; Volpe et al., 2022; Кочарян и др., 2023]; а их статическая фрикционная прочность подчиняется закону Байерли [Byerlee, 1978]. В сегментах разломов, для которых характерно асейсмическое скольжение, ядро представляет собой широкую зону распределенных деформаций и сложено горными породами с относительно низким трением

и свойством скоростного упрочнения, такими как мрамор, хлорит, серицит [Colletini et al., 2019; Volpe et al., 2022]. Большинство разломов имеют неоднородную структуру осевой зоны, включающую компетентные блоки и некомпетентные слои, которые сложены горными породами с различными фрикционными свойствами. Зоны распределенных деформаций формируются в некомпетентных слоях, а локализованные разрывы возникают на границах компетентных блоков и некомпетентных слоев [Fagereng, Sibson, 2010].

Целью настоящей работы является выявление закономерностей пространственного распределения режимов скольжения в зоне юго-западного 160-километрового участка коллизионного шва путем анализа вещественного состава образцов горных пород, слагающих разломную зону, их петрографического описания, а также проведения электротомографии.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом проведенного исследования является коллизионный шов между Сибирским кратоном и Ольхонским террейном Центрально-Азиатского пояса [Федоровский и др., 1995; Федоровский, 2004]. В результате длительной эрозии земной коры в настоящее время для визуального изучения стали доступны структурно-вещественные комплексы некогда располагавшиеся на глубинах до 15 км [Ружич и др., 2018].

Северо-западнее шва, в краевой части Сибирского кратона, распространены раннепротерозойские граниты приморского комплекса, а к юго-востоку от шва выделяются две серии: ольхонская и агинская. Ольхонская — сложена перемежающимися зонами гнейсов, мигматитов, амфиболитов, кварцитов, мраморов и диопсидовых сланцев. Агинская — представлена чередованием метавулканитов (андезитов), доломитовых мраморов, сланцев, кварцитов [Макрыгина, 2021]. Горные породы Ольхонского террейна претерпели метаморфизм от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации [Григорьева и др., 2023; Макрыгина и др., 2014]. Степень метаморфизма убывает по мере удаления от Сибирского кратона. Деструктивные процессы в зоне коллизионного шва сопровождались внедрением больших объемов флюидов [Летников и др., 1996; 1997].

В работе рассматривается 160-километровый участок коллизионного шва, представляющий

собой разломную зону, располагающуюся от пос. Бугульдейка до д. Курма (рис. 1). Здесь, в пределах рассматриваемого в статье коллизийного шва, при кайнозойском рифтогенезе, сформировался Приморский разлом [Обухов, Ружич, 1971; Шерман, 1977; Лунина и др., 2002; Mats et al., 2007; Cheremnykh et al., 2020; и мн. др.], простираение сбросового уступа которого изменяется от 35° на ЮЗ до 50° на СВ [Лунина и др., 2002]. Это один из крупнейших разломов Байкальской рифтовой зоны.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Для изучения разломной зоны методом электротомографии была использована станция Скала-48 (производство “Конструкторское бюро электротометрии”). При проведении электро-разведочных работ применялись 2 косы с шагом между электродами 10 м, шаг между расстановками был равен одной косе и составлял 240 м. Профили электротомографии были расположены так, чтобы крайние точки профиля попадали в крупные высокоомные блоки, с одной стороны — Сибирского кратона, с другой — регионального слабопроводящего объекта. Длина профилей вкрест простираения разломной зоны составила 1–2 км.

Инверсия данных полевых измерений методом электротомографии выполнялась в программе RES2DINV [Loke, 1996]. Для получения 2D-модели среды из данных кажущегося удельного сопротивления использован метод инверсии наименьших квадратов Гаусса–Ньютона с ограничением по гладкости [Sasaki, 1992]. 2D-модель, заложенная в алгоритм инверсии, состоит из прямоугольных блоков, горизонтальный масштаб которых равнялся 10 м, вертикальный масштаб которых менялся с геометрическим шагом 1.1. В сетку моделирования был включен рельеф при помощи трансформации Schwarz-Christoffel с искаженной сеткой конечных элементов [Trefethen, 1980]. Все геоэлектрические разрезы подбирались с точностью свыше 90%, пространственное разрешение составляет 30 м.

На геоэлектрических разрезах (рис. 2) ядро разлома представлено пониженным сопротивлением горных пород, что связано с увеличением трещиноватости и возможным внедрением флюида. Ширина проводящей зоны зависит от прочностных свойств блоков горных пород.

На рис. 2а представлен геоэлектрический разрез по профилю “р. Хорга”. В интервале от 300

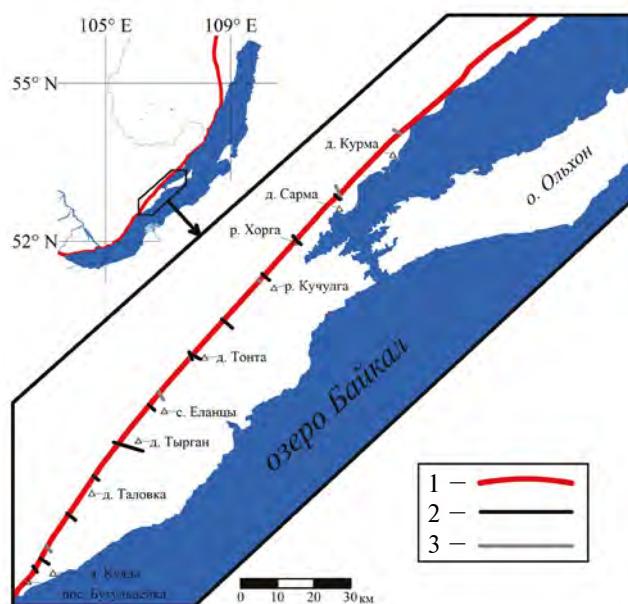


Рис. 1. Схема расположения профилей электротомографии и петрографического анализа в зоне коллизийного шва. На врезке показан исследуемый участок коллизийного шва.

1 — локализация коллизийного шва; 2 — профили электротомографии; 3 — профили отбора образцов горных пород.

до 550 м на высоте менее 920 м располагается крупный высокоомный блок, приуроченный к Сибирскому кратону. Блок представлен гранитогнейсами с характерными значениями сопротивления до десятков кОм. На расстоянии от 550 до 650 м располагается зона со значениями сопротивления до 2 кОм·м. Пониженные значения сопротивления вмещающего массива связаны здесь с увеличением трещиноватости горных пород. На дистанции от 650 до 1040 м располагается еще один высокоомный блок с сопротивлением горных пород около 5 кОм·м, сложенный кварцитами и гранитогнейсами. Далее в интервале от 1040 до 1250 м располагается зона наиболее интенсивных деформаций, выраженная резким уменьшением сопротивления горных пород до нескольких сотен Ом·м. На расстоянии свыше 1250 м от начала профиля расположена зона чередования высокоомных блоков с характерными значениями сопротивления в несколько кОм·м.

На рис. 2б представлен геоэлектрический разрез по профилю “р. Кучулга”. В интервале от 0 до 380 м расположена зона крупного высокоомного блока, представленного кварцитами; сопротивление блока составляет первые кОм·м. От 380 до 500 м расположена проводящая зона,

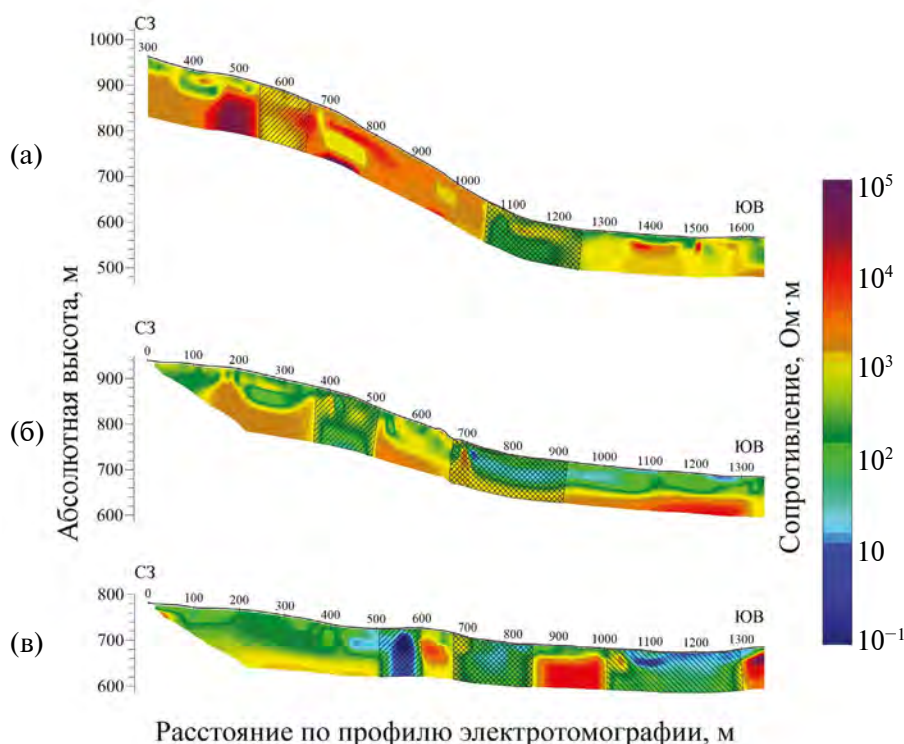


Рис. 2. Геоэлектрические разрезы вкрест ядра тектонического разлома: (а) — профиль “р. Хорга”; (б) — профиль “р. Кучулга”; (в) — профиль “д. Таловка. Южный профиль”. Перекрестной штриховкой показано положение основной зоны дробления; косой штриховкой показана сопоставленная ей проводящая зона.

сложенная рассланцованными кварцитами и гранитогнейсами, значения сопротивления которых составляют несколько сотен Ом·м. В интервале 500–660 м выделена зона с повышенным сопротивлением, сложенная трещиноватыми гранитогнейсами. Сопротивление в пределах данного блока на глубинах свыше 50 м достигает 5 кОм·м. Интервалу 660–910 м соответствует зона наиболее интенсивных деформаций коллизионного шва, сложенная мусковитовыми, амфиболитовыми и хлоритовыми сланцами. В данном интервале наблюдается резкое увеличение доли матрикса в общем объеме горных пород (детальное петрографическое описание пород, слагающих ядро разлома, представлено в следующем разделе). На дистанциях свыше 910 м обнажены слабо деформированные гранитогнейсы.

На рис. 2в представлена часть геоэлектрического разреза по профилю “д. Таловка. Южный профиль”. На расстоянии 0–505 м расположены гранитогнейсы. В интервале 505–595 м наблюдается проводящая зона, в пределах которой сопротивление горных пород доходит до первых Ом·м. От 595 до 670 м расположен высокоомный блок с сопротивлением до 10 кОм·м. На рассто-

янии от 670 до 840 м установлена зона наиболее интенсивных деформаций, в пределах которой сопротивление горных пород достигает сотни Ом·м. В интервале 840–1000 м находится крупный блок с сопротивлением 10 кОм·м, а в интервале от 1000 до 1300 м расположена субпараллельная зоне дробления проводящая зона со значениями сопротивления до десятков Ом·м. Южнее отметки 1300 м выявлен очередной высокоомный блок с сопротивлением в десятки кОм·м

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

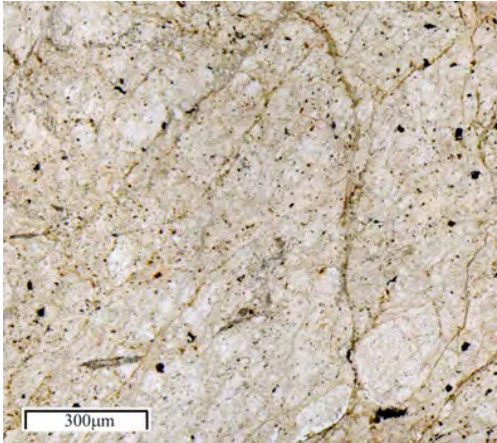
По петрографическим данным зона наиболее интенсивных деформаций располагается между гранитами приморского комплекса краевой части Сибирского кратона и породами Ольхонского террейна. Ширина зоны наиболее интенсивных деформаций от профиля к профилю варьирует. Вдоль изученного 160-километрового участка коллизионного шва были отобраны ориентированные образцы горных пород. Отбор образцов осуществлялся вдоль профилей, расположенных вкрест простираения разлома, точки отбора определялись по видимому изменению вещества или структуры горной породы. Шаг отбора образцов вдоль профилей составил

от 10–20 см в ядре разлома до сотен метров во вмещающем массиве. Длина профилей составляла около 1 км.

Для всех образцов были изготовлены шлифы, выполнено петрографическое описание горных пород и составлен их цифровой каталог. Опреде-

лялись: тип тектонитов, тип преобладающих деформаций, основные минералы и их процентное содержание, вторичные изменения минералов, обусловленные метаморфическими и метасоматическими процессами, флюидный привнос [Свидетельство..., 2023]. В табл. 1 представлены шлифы образцов горных пород, слагающих

Таблица 1. Примеры образцов горных пород, слагающих осевую зону тектонического разлома

Номер образца	Координаты отбора	Фото шлифа	Описание
Б-21-44	(53.05266° с.ш., 106.7302° в.д.)		Бластомилонит по гранито-гнейсу. Матрикс: перетертый кварц, КПШ, серицит, биотит; доля матрикса 70%. Порфиробласты (размер до 0.7 мм): плагиоклазы и КПШ, по которым идет вторичная минерализация
Б-21-158	(52.9959° с.ш., 106.6487° в.д.)		Хлорит-серицитовый сланец. Матрикс: кварц, хлорит, эпидот, биотит; доля матрикса 40%. Порфиробласты (размер до 0.3 мм): эпидот в кварц-серицитовом матриксе
115-1	(52.8214° с.ш., 106.3975° в.д.)		Бластомилонит по хлорит-серицитовому сланцу. Матрикс: гранулированный кварц, КПШ, кальцит, серицит; доля матрикса 80%. Порфиробласты (размер до 1 мм): гранулированный кварц. Наблюдаются трещины (до 0.5 мм), заполненные кальцитом и новообразованным кварцем

ядро тектонического разлома. Для зон наиболее интенсивных деформаций наблюдается резкое увеличение доли матрикса (нужна расшифровка термина и возраста преобразований пород. Максимальная доля матрикса вдоль профилей составляла от 50 до 100%. В проводящих зонах, выделяемых по данным электротомографии и приуроченных к ядру разломной зоны, доля матрикса составляет $60 \pm 25\%$.

В пределах исследованного участка выделены сменяющие друг друга по простиранию сегменты с различными типом локализации деформаций (рис. 3). В сегментах первого типа деформации локализованы в узкой зоне, в которой доля матрикса составляет более 85%. Такие деформации горных пород, вероятно, связаны с многочисленными косейсмическими подвиж-

ками, происходящими вдоль одной и той же поверхности. В результате чего сформировалась узкая милонитизированная зона, в которой степень деформации максимальна. В пределах сегментов второго типа катакластические деформации распределены в ядре равномерно, а их общая мощность составляет сотни метров. Доля матрикса в горных породах — 35–85 %. Сегменты третьего типа характеризуются “неоднородной структурой”, что, вероятно, связано со смешанным типом накопления деформаций. В пределах ядра имеются как участки с долей матрикса более 50%, так и компетентные блоки с долей матрикса менее 35%.

Ширина зоны наиболее интенсивных деформаций существенно изменяется в различных ее сегментах, и при этом наблюдается согласован-

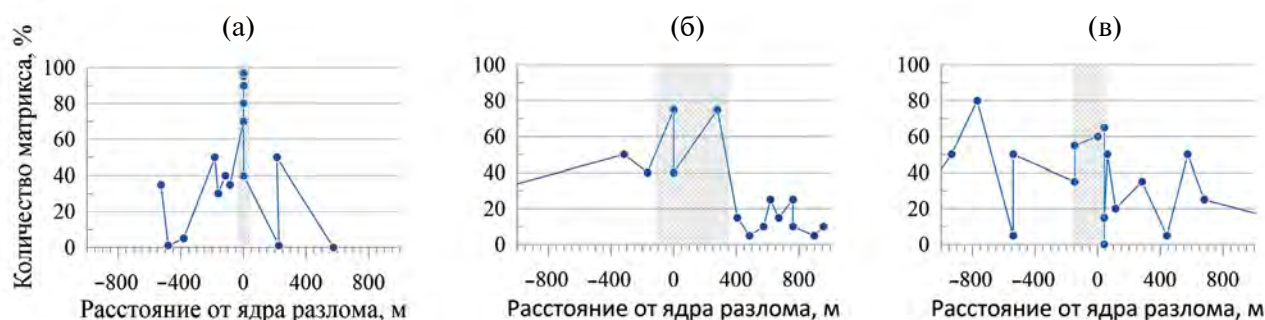


Рис. 3. Вариация доли матрикса вкrest простирания разлома. Серая область соответствует проводящей зоне ядра разлома на геоэлектрическом разрезе. Типизация сегментов тектонического разлома: (а) — ядро разлома с узкой зоной локализации деформаций — профиль “пос. Бугульдейка”; (б) — ядро с равномерно распределенными деформациями профиль “д. Тонта”; (в) — ядро с неоднородным распределением деформаций — профиль “с. Еланцы”.

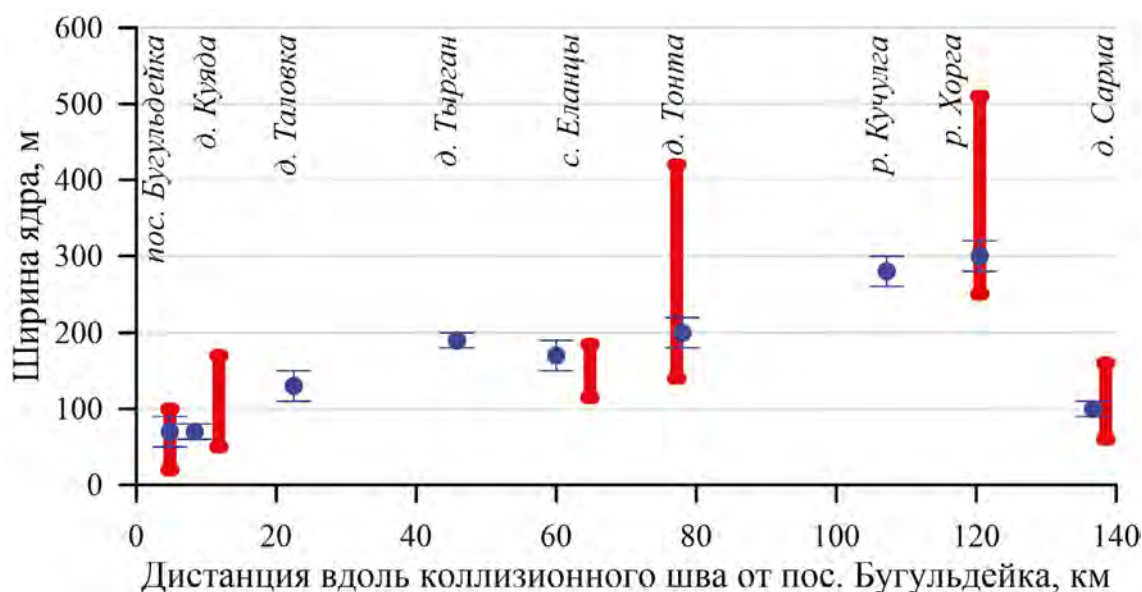


Рис. 4. Ширина ядра разломной зоны по данным петрографических исследований (красный цвет) и электротомографических измерений (синий цвет).

ное изменение ширины зоны вдоль ее прости-
рания с данными петрографического анализа
и электротомографии (рис. 4). На сегментах
с узким ядром локализации (90–200 м) (профи-
ли “пос. Бугульдейка”, “д. Сарма”) выявлена
единственная зона локализованных деforma-
ций, сложенная ультрамилонитами. Относи-
тельно широкая разломная зона на профиле
“с. Еланцы” характеризуется неоднородной
тектонической переработкой и формированием
нескольких полос интенсивных деформаций.
Расстояние между сегментами разлома с узким
ядром и высокой локализацией деформаций
составляет 60–70 км. При этом зоны локализо-
ванных деформаций постепенно сменяются зо-
нами рассредоточенной деформации шириной
200–400 м.

ФРИКЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ОБРАЗЦОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Закономерности накопления деформаций
определяются фрикционными свойствами
горных пород, которые могут быть определены
в лабораторных условиях. Изменение трения
при скольжении можно описать эмпирическим
законом трения Rate&State [Dieterich, 1979;
Ruina, 1983]:

$$\mu = \mu_0 - a \ln\left(\frac{V_0}{V}\right) + b \ln\left(\frac{V_0 \theta}{D_c}\right), \quad (1)$$

где: μ_0 — коэффициент трения, соответствующий
стабильному скольжению со скоростью V_0 ; a , b ,
 D_c — эмпирические константы; θ — переменная
состояния. При установившемся стабильном
скольжении считается, что состояние системы
остается неизменным, и трение зависит от ско-
рости стабильного скольжения V_{st} следующим
образом:

$$\mu = \mu_0 + (a - b) \ln\left(\frac{V_{st}}{V_0}\right). \quad (2)$$

Можно видеть, что “критическим” для харак-
тера изменения фрикционного сопротивления
является значение фрикционного параметра
 $\Delta = (a - b)$. Положительные значения $\Delta > 0$ име-
ют место для материалов, обладающих свой-
ством скоростного упрочнения, т. е. увеличения
сопротивления сдвигу с ростом скорости. При
 $\Delta < 0$ геоматериал обладает свойством ско-
ростного разупрочнения. В условиях, когда раз-
лом сложен геоматериалом со свойством ско-
ростного разупрочнения, на разломе могут

формироваться быстрые динамические срывы;
если геоматериалом со свойством скоростного
упрочнения, то, скорее всего, будет реализовано
стабильное скольжение с постоянной скоро-
стью.

Закономерности фрикционного поведения
природных образцов были исследованы на экс-
периментальной установке двухосного нагруже-
ния метрового масштаба RAMA (рис. 5а). Экс-
периментальная установка позволяет реализовать
упрощенную модель механического поведения
тектонического разлома, который содержит
участок повышенной прочности — асперити
[Гридин, Кочарян и др., 2023]. Несмотря на то
что условия проведения лабораторных экспери-
ментов далеки от условий сейсмогенных глубин,
подобные работы стоит рассматривать не как
форму масштабного моделирования, а как
исследование отдельных составляющих процес-
сов, гипотетически происходящих в природе.
В проведенных лабораторных экспериментах
рассмотрены механические особенности воз-
никновения актов динамического проскальзы-
вания и особенности излучения высокочастот-
ных упругих колебаний.

Модельный разлом представляет собой кон-
такт шероховатых поверхностей блоков диабаз
и имеет размер 750×120 мм². В зоне межблоко-
вого контакта формировалось контактное пятно
в форме эллипса с размерами полуосей 5 и 10 см.
Контактное пятно сложено смесью цемента
и перетертого мелкодисперсного природного
материала (отношение по массе цемента, при-
родного материала и воды составляло 1:1:0.5).
В ходе эксперимента блоки под действием
нормального и сдвигового усилий скользят
друг относительно друга. Подробно методика
проведения экспериментов представлена в ра-
боте [Гридин, Кочарян и др., 2023]. Общий вид
закономерностей деформирования модельных
разломов представлен на рис. 5б.

Вещественный состав зоны контакта не ока-
зывает существенного влияния на закономер-
ности накопления деформаций. В процессе
увеличения сдвигового усилия в окрестности
контактных пятен формируется “запертый” сег-
мент, где фиксируется дефицит перемещений.
В зависимости от вещественного состава дефи-
цит перемещения на пятне может составлять
до 5 мкм. При нагружении разлома наблюдается
излучение высокочастотных акустических ко-
лебаний (20–80 кГц) [Гридин, Остапчук, 2023].
Непосредственно перед достижением предела
фрикционной прочности (μ_{max}) на “запертом”

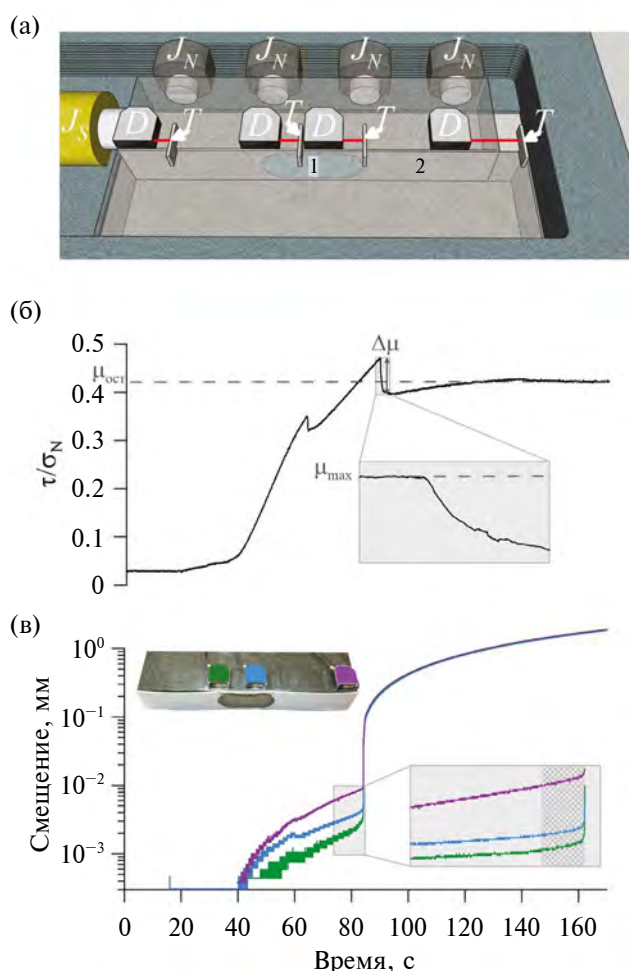


Рис. 5. Лабораторное исследование фрикционного поведения модельного разлома, содержащего участок повышенной прочности сложенный природным материалом: (а) — схема проведения экспериментов. 1 — контактная зона, сложенная природным материалом; 2 — лист фторопласта между скальными блоками; D — лазерные датчики перемещения; T — мишени датчиков перемещения; J_n, J_s — домкраты, создающие нормальное и сдвиговое усилие; (б) — закономерности изменения во времени эффективного коэффициента трения ($\mu = \tau/\sigma_N$). На врезке представлен временной интервал 84–84.5 с; (в) — изменения относительного смещения берегов модельного разлома на разных его участках. Расположение датчиков представлено на врезке слева, зеленый цвет соответствует участку локализации контактной зоны, сложенной амфиболитом. На врезке справа представлен временной интервал 75–85 с, на котором отчетливо прослеживается 2-секундная стадия ускоренного скольжения (заштрихованная область).

сегменте наблюдается ускоренное скольжение длительностью несколько секунд (рис. 5в). По достижению предела фрикционной прочности наблюдается относительное проскаль-

зывание берегов модельного разлома и сброс касательных напряжений, соответствующее снижению коэффициента трения μ . В табл. 2 представлены фрикционная прочность и параметры динамических подвижек, реализованных на модельных разломах с контактными зонами, сложенными различными геоматериалами.

При реализации накопленных на модельном разломе деформаций вещественный состав оказывает радикальное влияние на режим скольжения. Максимальная скорость подвижек $V_{\max}$ варьируется от 1–2 до 10–20 мм/с, при этом наблюдается тенденция снижения величины остаточного трения ($\mu_{\text{ост}}$, рис. 5б) со снижением максимальной скорости подвижки. Важно отметить, что на консолидированных контактных пятнах, сложенных геоматериалом со свойством скоростного разупрочнения, скорость подвижек максимальна, а на сложенных геоматериалом со скоростным упрочнением — минимальна. Согласно работе [Ikari et al., 2011] для веществ со свойством скоростного разупрочнения характерны более высокие коэффициенты трения, чем для веществ со свойством скоростного упрочнения. Таким образом, фрикционное поведение образцов, отобранных из зоны наиболее интенсивных деформаций, контролируется вещественным составом и по результатам проведенных лабораторных экспериментов различается на различных сегментах рассматриваемого разлома.

О ВАРИАЦИЯХ РЕЖИМОВ СКОЛЬЖЕНИЯ ВДОЛЬ ПРОСТИРАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗЛОМА

Структура тектонических разломов формируется в результате наложения геологических процессов, происходивших на всех этапах его активизации. Проведенный комплексный анализ показал, что выделение структурных особенностей разломных зон, а именно оценка ширины ядра разлома, по данным электротомографических измерений находится в хорошем соответствии с результатами петрографического изучения образцов горных пород. Формирование узких и относительно широких зон ядра разлома определяется сложной топографией берегов разлома [Гзовский, 1975].

Волнистость берегов разлома и их контактное взаимодействие и длительная деструкция приводит к появлению областей концентрации напряжений и относительно разгруженных областей [Кочарян, 2021]. Неоднородное поле напряжений, PT -условия вдоль и в окрестностях разлома

Таблица 2. Лабораторное исследование фрикционного поведения модельного разлома

№ п/п	Образец	Геоматериал, слагающий зону контакта	$\mu_{\max}$	$\mu_{\text{ост}}$	$V_{\max}$, мм/с	$\Delta\mu$	$a-b^*$
1	Б-21-3	Кварц	0.59	0.50	13	0.14	$a-b < 0$
2	Б-21-115	Гранодиорит	0.48	0.46	10	0.07	$a-b < 0$
3	Б-21-249	Метаморфическое габбро	0.44	0.44	7.6	0.06	$a-b > 0$
4	Б-21-248	Мрамор	0.5	0.5	5	0.08	$a-b > 0$
5	Б-21-95	Амфиболит	0.47	0.42	3	0.07	$a-b > 0$
6	Б-21-95	Амфиболит	0.5	0.39	1.7	0.09	$a-b > 0$

Примечание: * — знак фрикционного параметра ($a-b$) оценивался на основе данных, представленных в работе [Ikari et al., 2011].

обуславливает интенсивность протекающих внутри разлома метаморфических и метасоматических процессов. При этом в разгруженных областях происходит осаждение минералов, переносимых флюидами, что способствует формированию прослоев материалов, богатых филлосиликатами, т.е. участков поверхности с фрикционными свойствами скоростного упрочнения. В зонах концентрации напряжений образуются области прочного вещественного заполнителя, сформированные преимущественно из кварца и полевого шпата, изначально почти не содержащие филлосиликатов. Таким образом, в процессе эволюции вдоль разлома формируются зоны с различными фрикционными свойствами [Кочарян, 2021]. Для корректного определения закономерностей накопления деформаций и характера деформационных процессов требуется информация о вещественном составе пород, слагающих ядро разлома.

Фрикционная неустойчивость зависит от вещественного состава разлома и распределения хрупких минералов внутри ядра разлома. В лабораторных экспериментах в простейшей постановке слайдер-модели мы показали, что вещественный состав оказывает существенное влияние на режим фрикционного скольжения. Если присутствие прочных минералов приводило к формированию высокоамплитудных динамических подвижек по контактными пятнам, то присутствие хрупких минеральных фаз снижало скорость подвижки более чем на порядок.

Комплексное изучение тектонического разлома позволяет выделить на исследуемом 160-километровом участке коллизионного шва сегменты с различными режимами скольжения (рис. 6). В пределах профилей “пос. Бугульдейка” и “д. Сарма” выявлено узкое ядро, сложенное

породами со свойством скоростного разупрочнения. Следовательно, на данных сегментах напряжения реализуются скорее всего посредством быстрого скольжения, которое инициирует землетрясения [Ostapchuk et al., 2022]. На профилях “д. Таловка”, “д. Тырган” и “с. Еланцы” ядро характеризуется неоднородным распределением деформаций. Здесь выделяются как породы со свойством скоростного упрочнения (серицитовый сланец), так и скоростного разупрочнения (кристаллосланцы). Следовательно, на сегменте от д. Таловка до с. Еланцы тектонические напряжения реализуются посредством медленного скольжения и асейсмического крипа [Fagereng, Sibson, 2010; Collettini et al., 2019]. На профилях, где ядро представляет собой широкую зону равномерно распределенных деформаций и сложено относительно хрупкими породами со свойством скоростного упрочнения, напряжения реализуются посредством асейсмического крипа [Кочарян, 2021].

В пределах выделенных сегментов быстрого скольжения, которые фактически являются зонами асперити со свойством скоростного разупрочнения, обнаруживается множество подтверждений инициирования землетрясений — локализация очагов палеоземлетрясений, формирование зеркал скольжения, маркеры динамометаморфических преобразований пород [Смекалин и др., 2010; Макрыгина и др., 2014; Ружич и др., 2018; Морозов и др., 2018]. Характерный размер таких участков в Приморском разломе составляет не более 10 км.

На сегментах асейсмического крипа и медленного скольжения, сложенных породами со свойством скоростного упрочнения, не выявлено каких-либо маркеров инициирования палеоземлетрясений.

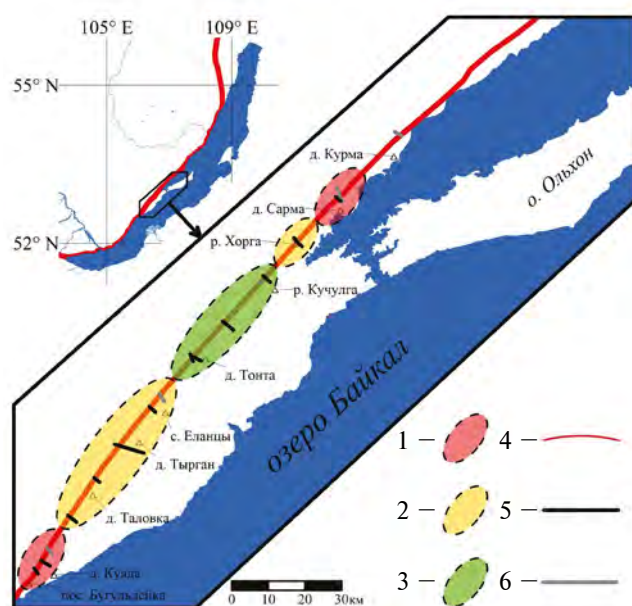


Рис. 6. Сегменты изученного участка краевого шва Сибирского кратона с различными режимами скольжения: 1 — сегменты быстрого скольжения, инициирующего землетрясения; 2 — сегменты аперриодического медленного скольжения и асейсмического крипа; 3 — сегмент асейсмического крипа; 4 — краевой шов; 5 — профили электротомографии; 6 — профили отбора образцов горных пород.

Установление фрикционной неоднородности тектонических разломов и вариаций режимов скольжения имеет важное значение для оценки возможности формирования зон нуклеации сильных землетрясений на том или ином участке разлома. Согласно имеющимся сейсмологическим и геодезическим данным, в очаге сильных землетрясений скольжение в течение короткого времени происходит вдоль нескольких нагруженных сегментов со свойством скоростного разупрочнения [Lee et al., 2011; Chlieh et al., 2014]. При этом при достаточно больших расстояниях между сегментами косейсмический разрыв может остановиться в промежуточной зоне со свойством скоростного упрочнения [Kocharyn et al., 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Понимание закономерностей вариации структурных и физико-механических характеристик разломных зон необходимо для построения адекватных геолого-геофизических моделей деформационных процессов на разных стадиях сейсмического цикла. Определение локализации ядра разлома, зоны наиболее интенсивных деформаций и оценка вариаций его ширины вдоль

простираения могут быть установлены на основе данных электротомографии разломных зон. Однако электротомографические изыскания не дают информации о фрикционных свойствах пород, слагающих ядро разлома.

Фрикционные свойства горных пород разных участков разломной зоны могут быть установлены как путем экспериментального исследования физико-механических свойств образцов, так и на основе анализа их вещественного состава. Проведенные исследования показали, что сегменты с узким ядром разломов сложены породами со свойством скоростного разупрочнения и в них чаще всего реализуется быстрое динамическое скольжение. Сегменты разлома с шириной ядра в сотни метров сложены породами со свойством скоростного упрочнения или перемежающимися слоями со свойствами скоростного упрочнения и скоростного разупрочнения. Широкие зоны распределенных деформаций, сложенные малопрочными горными породами, могут ограничивать линзы горных пород, представленных прочными блоками. Такие линзы потенциально могут являться зонами концентрации напряжений и формирования слабых землетрясений. На таких участках могут проявляться различные режимы скольжения.

Установление пространственных вариаций фрикционных свойств важно для понимания термодинамических условий формирования очагов сильных землетрясений. Асперити, сформированные на одном и том же разломе, могут многократно и независимо друг от друга “переживать” циклы упрочнение—разупрочнение, прежде чем последует синхронизация соседних контактных областей и произойдет быстрое динамическое скольжение по большой площади разлома. В случае “синхронизации разрушения” динамика скольжения определяется фрикционными свойствами зон, расположенных между участками разупрочнения. Если расстояние между асперити достаточно велико, то разрыв, стартуя на границе одной из них, замедляется в зоне, обладающей свойством скоростного упрочнения, и может остановиться, не достигнув соседней асперити [Kocharyan et al., 2021]. Такие особенности формирования очагов сильных землетрясений следует учитывать при разработке структурных моделей крупных разломов и численных моделей их эволюции.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Электротомографические исследования структуры разлома выполнены в рамках государ-

ственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (темы № 125012700824-4, FWEF-2021-0009). Петрографическое описание и разработка пространственно неоднородной модели тектонического разлома выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10087).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам М.Г. Леонову и В.В. Ружичу за внимательное прочтение статьи, ценные замечания и предложения, работа над которыми позволила существенно улучшить рукопись, а также своим коллегам, принимавшим участие в полевых и лабораторных исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Григорьева А.В., Козловский В.М., Гридин Г.А., Остапчук А.А. Метаморфические преобразования пород в центральной зоне Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 2. С. 198–205. DOI: 10.31857/S2686739723600807
- Гридин Г.А., Григорьева А.В., Остапчук А.А., Черемных А.В., Бобров А.А. О структурно-вещественной неоднородности зон локализации тектонических нарушений // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 1. С. 11–22. DOI: 10.26006/29490995_2023_15_1_11
- Гридин Г.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Новикова Е.В., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Развитие процесса скольжения по гетерогенному разлому. Крупномасштабный лабораторный эксперимент // Физика Земли. 2023. № 3. С. 139–147. DOI: 10.31857/S0002333723030043
- Гридин Г.А., Остапчук А.А. Закономерности инициирования динамических подвижек по разломам, содержащих контактные пятна. Лабораторный эксперимент // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 4. С. 15–24. DOI: 10.26006/29490995_2023_15_4_15
- Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062
- Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А. Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32. DOI: 10.31857/S0002333723030067
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Гореванов Д.Е. Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы // Геотектоника. 1996. № 5. С. 15–26.
- Летников Ф.А., Савельева В.Б., Заури Н.М. Эндогенные процессы и графитовая минерализация в Чернорудско-Баракчинской тектонической зоне (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 661–666.
- Лобацкая Р.М. Зоны динамического влияния разломов по анализу сопутствующих разрывов // Геология и геофизика. 1983. № 6. С. 53–61.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 446–455.
- Макрыгина В.А. Специфика каледонских коллизионных событий в Ольхонском регионе Прибайкалья // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 4. С. 483–497. DOI: 10.15372/GiG2019188
- Макрыгина В.А., Толмачева Е.В., Лепехина Е.Н. История кристаллизации палеозойских гранитоидов по цирконам (SHRIMP-II), Ольхонский регион, озеро Байкал // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 41–55.
- Морозов Ю.А., Смольская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А. Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3–25.
- Обухов С.П., Ружич В.В. Структура и положение Приморского сбросо-сдвига в системе главного разлома Западного Прибайкалья. Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск. 1971. С. 65–68.
- Ружич В.В. Зависимости между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение. Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. 1977. С. 41–48.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В. О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0383
- Свидетельство о регистрации базы данных RU 2023621889 Российская Федерация. Цифровой каталог образцов горных пород Приморского разлома / Г.А. Гридин, А.А. Остапчук, Д.В. Павлов, А.В. Григорьева, С.А. Устинов (RU); правообладатель ИДГ РАН — № 2023621610; заявл. 01.06.2023; опублик. 07.06.2023.
- Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 1. С. 55–74. DOI: 10.5800/GT-2010-1-1-0006
- Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, ГГМ им. В.И. Вернадского РАН. 2004.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1977. 102 с.

- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск.: Наука. 1983. 112 с.
- Byerlee J. Friction of rocks // *Pure Appl. Geophys.* 1978. V. 116. P. 615–626. DOI: 10.1007/bf00876528
- Boulton C., Carpenter B.M., Toy V., Marone C. Physical properties of surface outcrop cataclastic fault rocks, Alpine Fault, New Zealand // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2012. V 13. № 1. DOI: 10.1029/2011GC003872
- Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault Junction // *Journal of Geodynamics.* 2020. V. 141–142. DOI: 10.1016/j.jog.2020.101797
- Chester F.M., Chester J. S., Kirschner D. L., Schulz S. E., Evans J. P. 8. Structure of Large-Displacement, Strike-Slip Fault Zones in the Brittle Continental Crust. Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins / Karner G.D., Taylor B., Driscoll N.W., Kohlstedt D.L. (eds.). Columbia: University press. 2004. P. 223–260. DOI: 10.7312/karn12738-009
- Chlieh M., Mothes P.A., Nocquet J.-M., et al. Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust // *Earth and Planetary Science Letters.* 2014. V. 400. P. 292–301. DOI: 10.1016/j.epsl.2014.05.027
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C. Fault zone fabric and fault weakness // *Nature.* 2009. V. 462. P. 907–910. DOI: 10.1038/nature08585
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M.M., Carpenter B.M., Viti C. Beyond Byerlee Friction, Weak Faults and Implications for Slip Behavior // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 519. P. 245–263. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.05.011
- Deiterich J.H. Modeling of rock friction. 1. Experimental results and constitutive equations // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B5. P. 2161–2168.
- Fagereng A., Sibson R.H. Melange rheology and seismic style // *Geology.* 2010. № 38. P. 751–754. DOI: 10.1130/G30868.1
- Hickman S.H., Zoback M.D., Ellsworth W.L., Boness N.L., Malin P.E., Roecker S.W., Thurber C.H. Structure and Properties of the San Andreas Fault in Central California: Recent Results from the SAFOD Experiment // *Scientific Drilling.* 2007. № 1. P. 29–32. DOI: 10.2204/iodp.sd.s01.39.2007
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M. On the relation between strength and frictional stability // *Geology.* 2011. V. 39. № 1. P. 83–86. DOI: 10.1130/G31416.1
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V. Fault Sliding Modes — Governing, Evolution and Transformation. Multiscale Biomechanics and Tribology of Inorganic and Organic Systems / Ostermeyer G.P., Popov V.L., Shilko E.V., Vasiljeva O.S. (eds.). Cham.: Springer. 2021. P. 323–358. DOI: 10.1007/978-3-030-60124-9_15
- Lee S.-J., Huang B.-S., Ando M., Chiu H.-C., Wang J.-H. Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 19306. DOI: 10.1029/2011GL049580
- Li Y.-G., Vidale J., Aki K., Xu F. Depth-dependent structure of the Landers fault zone from trapped waves generated by aftershocks // *Journal of Geophysical Research.* 2000. V. 105. P. 6237–6254. DOI: 10.1029/1999JB900449
- Loke M.H., Barker R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method // *Geophysical Prospecting.* 1996. V. 44. P. 131–152.
- Mats V.D., Lobatskaya R.M., Khlystov O.M. Evolution of faults in continental rift: morphotectonic evidence from the south-western termination of the North Baikal basin // *Earth Sci. Front.* 2007. V. 14. № 1. P. 207–219. DOI: 10.1016/S1872-5791(07)60009-8
- Ostermeijer G., Mitchel T., Aben F., Dorsey M.T., Browning J., Rockwell T.K., Fletcher J., Ostermeijer F. Damage zone heterogeneity on seismogenic faults in crystalline rock; a field study of the Borrego Fault, Baja California // *Journal of Structural Geology.* 2020. V. 137. P. 1–20. DOI: 10.1016/j.jsg.2020.104016
- Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Ruzhich V.V., Gubanov A.E. Seismic-Acoustics of a Block Sliding Along a Fault // *Pure Appl. Geophys.* 2020. V. 177. P. 2641–2651. DOI: 10.1007/s00024-019-02375-1
- Ostapchuk A.A., Polyatykin V., Popov M., Kocharyan G.G. Seismogenic Patches in a Tectonic Fault Interface // *Frontiers in Earth Science.* 2022. V. 10. № 904814 DOI: 10.3389/feart.2022.904814
- Reed J.J. Mylonites, Cataclasites, and Associated Rocks Along the Alpine Fault, South Island, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics.* 1964. V. 7. № 4. P. 645–684. DOI: 10.1080/00288306.1964.10428124
- Ruina A. Slip instability and state variable friction laws // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № 6. P. 1172–1175.
- Sasaki Y. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation // *Geophysical Prospecting.* 1992. V. 40. P. 453–463. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1992.tb00536.x
- Scholz C.H., Engelder J.T. The role, of asperity indentation and ploughing in rock friction: I. Asperity creep and stick-slip // *Int. J. Rock Mech. Men. and Geomech.* 1976. № 13. P. 149–154.
- Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms // *Journal of the Geological Society.* 1977. V. 133. P. 191–213. DOI: 10.1144/gsjgs.133.3.0191
- Sibson R.H. Thickness of the Seismic Slip Zone // *Bulletin of the Seismological Society of America.* 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178. DOI: 10.1785/0120020061
- Townend J., Sutherland R., Toy V. Deep Fault Drilling Project—Alpine Fault, New Zealand // *Scientific Drilling.* 2009. № 8. DOI: 10.2204/iodp.sd.8.12.2009
- Trefethen L.N. Numerical computation of the schwarz–christoffel transformation // *SIAM Journal on Scientific and Statistical Computing.* 1980. V. 1. № 1. P. 82–102. DOI: 10.1137/0901004
- Valtr V., Hanžl P. Geophysical cross-section through the Bogd fault system in the area of the Chandman rupture, SW Mongolia // *Journal of Geosciences.* 2008. V. 53. DOI: 10.3190/jgeosci.023

Volpe G., Pozzi G., Collettini C. Y-B-P-R or S-C-C'? Suggestion for the nomenclature of experimental brittle fault fabric in phyllosilicate-granular mixtures // Journal of Structural Geology. 2022. V. 165. № 104743. DOI: 10.1016/j.jsg.2022.104743

Wang H., Li H., Si J., Sun Z., Huang Y. Internal structure of the Wenchuan earthquake fault zone, revealed by surface outcrop and WFSD-1 drilling core investigation // Tectonophysics. 2014. V. 619–620. P. 101–114. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.08.029

Variations of Structural and Physical-Mechanical Properties of a Tectonic Fault in the Near-Surface Zone

G. A. Gridin^{a, b, *}, A. A. Ostapchuk^{a, b}, A. V. Grigor'eva^{a, c}, D. V. Pavlov^a, A. V. Cheremnykh^d,
A. A. Bobrov^d, and I. K. Dekabryov^d

^aSadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bMoscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

^cInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^dInstitute of the Earth's Crust of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

*e-mail: gagridin@gmail.com

Received April 11, 2024; revised June 11, 2024; accepted July 18, 2024

Abstract — Tectonic faults are characterized by a heterogeneous structure, which determines the spatial variation of their sliding regimes from aseismic creep and slow sliding events to dynamic failures, which are the foci of earthquakes of various magnitudes. In this paper, based on a comprehensive analysis of geological and geophysical information the features of localization of deformations and sliding regimes along the 160-kilometer section of the collision suture of the Siberian craton and the Olkhon terrane from the Buguldeika village to the Kurma village are studied. The width of the zone of the most intense deformations within the suture varies in its different segments from 100 to 500 m, while its estimates based on electrical tomographic measurements and petrographic studies of rock samples selected from exhumed areas are comparable. Analysis of the material composition and friction behavior of the selected rock samples showed that the fault segments with the narrowest core are composed of rocks with the property of velocity-weakening and are nucleation zones for foci of strong earthquakes. The typical size of such segments is about 10 km, the distance between them is about 60 km. Also, along the fault there are segments with a width of hundreds of meters, composed of rocks with the property of velocity-strengthening, on which the accumulated stresses are weakened through slow slips and aseismic creep.

Keywords: tectonic fault, fault core, slow slip, electrical tomography, petrography