

**TECTONIC STRESSES IN THE CHERSKY FAULT ZONE (BAIKAL RIFT SYSTEM)**A.V. Cheremnykh ✉, I.K. Dekabryov 

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

ABSTRACT. Based on the kinematic and structural-paragenetic approaches, there were performed the reconstructions of tectonic stresses in the Chersky fault zone. Rank analysis as applied to specialized mapping of fault zones was made for heterochronous rock complexes: Paleozoic, Upper Oligocene – Lower Pliocene and Upper Pliocene – Quaternary. There are distinguished three regional stress fields: Pre-Cenozoic compressive stress field with the NW-SE striking principal axis and two Cenozoic tensile stress fields with different axial orientations. The Cenozoic tensile stress field with a sub-meridionally striking minimum compression axis may be an earlier occurrence because it was found to exist in the Paleozoic and Oligocene – Early Pliocene rocks, and the tensile stress field, with the NW-SE axial orientation, may be later occurrence as reconstructed for all rock complexes including Quaternary pebbles. No evidence was found of tectonic shear stresses within the studied segment of the Chersky fault zone. Consideration is being given to probable reasons for the absence of residual shear deformations in the region and to the problems in the study of hierarchy of the upper crustal tectonic stresses.

KEYWORDS: Baikal rift; Cenozoic; fault zone; fault families; slickensides; stress tensors; stress hierarchy

FUNDING: The work was supported by Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (FWEF-2021-0009 "Recent geodynamics, lithospheric destruction mechanisms and geological hazards in Central Asia"), with the use of equipment and infrastructure of the Centre for Geodynamics and Geochronology at the Institute of the Earth's Crust SB RAS (grant 075-15-2021-682).

**RESEARCH ARTICLE**

Correspondence: Alexandr V. Cheremnykh, cherem@crust.irk.ru

Received: March 2, 2023

Revised: May 17, 2023

Accepted: June 17, 2023

FOR CITATION: Cheremnykh A.V., Dekabryov I.K., 2023. Tectonic Stresses in the Chersky Fault Zone (Baikal Rift System). *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (5), 0722. doi:10.5800/GT-2023-14-5-0722

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ЗОНЕ РАЗЛОМА ЧЕРСКОГО (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА)

А.В. Черемных, И.К. Декабрёв

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

АННОТАЦИЯ. На основе кинематического и структурно-парагенетического подходов произведены реконструкции тектонических напряжений в зоне разлома Черского. Ранговый анализ, проведенный в рамках специального картирования разломных зон, выполнен для разновозрастных комплексов горных пород: палеозойского, верхнеолигоцен-нижнеплиоценового и верхнеплиоцен-четвертичного. Выявлено три поля регионального уровня: докайнозойское поле сжатия с СЗ-ЮВ простиранием главной оси и два кайнозойских поля растяжения с различной ориентировкой осей. Кайнозойское поле растяжения с субмеридиональным простиранием оси минимального сжатия, вероятно, относительно более раннее, так как выявлено в палеозойских и олигоцен-раннеплиоценовых породах, а поле растяжения с СЗ-ЮВ ориентировкой оси – позднее, так как реконструировано для всех комплексов пород, включая четвертичные галечники. Сдвиговый этап региональных тектонических напряжений в пределах изученного сегмента разломной зоны Черского не выявлен. Обсуждаются возможные причины отсутствия остаточных деформаций регионального сдвига и трудности изучения иерархии тектонических напряжений верхней части земной коры.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Байкальский рифт; кайнозой; разломная зона; парагенезы разрывных нарушений; зеркала скольжения; стресс-тензоры; иерархия напряжений

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (проект № FWEF-2021-0009 «Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии») с использованием оборудования и инфраструктуры ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН (грант № 075-15-2021-682).

1. ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойская Байкальская рифтовая система (БРС) развивается на границе Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Большинство существовавших к этому времени крупных разломов региона активизировались в процессе рифтогенеза. Одним из таких дизъюнктивов является Хамар-Дабанский согласно [Khrenov, 1988] или разлом Черского по [Sherman, Dneprovsky, 1989]. Он протягивается в северо-западном направлении более чем на 100 км вдоль подножья северо-западного склона хребта Хамар-Дабан от р. Снежной до р. Мантуриха (рис. 1).

Разлом такой протяженности характеризуется достаточно широкой зоной, которая, согласно расчетам С.И. Шермана [Sherman, 1977] для дизъюнктивов континентальных рифтовых зон, составляет от 6 км до первых десятков километров. Таким образом, в зоне влияния разлома оказываются не только палеозойские кристаллические породы, но и разновозрастные кайнозойские отложения побережья оз. Байкал, слагающие Танхойскую тектоническую ступень. Здесь обнажаются отложения танхойской и осиновской свит (верхний олигоцен – нижний плиоцен), шанхаихинской или ановской свиты (верхний плиоцен – эоплейстоцен), а также четвертичные отложения озерных и речных террас, в которых наблюдаются остаточные деформации, необходимые для изучения тектонических напряжений. Танхойская и осиновская свиты перекрывают одну и ту же каолинитовую кору выветривания

и сложены однородными пластами очень плотных алевролитов, глин (аргиллитов), песчаников (песков), бурого угля [Mats et al., 2001]. Отложения шанхаихинской свиты залегают с угловым стратиграфическим несогласием на породах осиновской свиты, что наблюдается в карьере на р. Дулиха (т.н. 46101).

Реконструкции тектонических напряжений, выполненные ранее для зоны влияния разлома Черского [Sherman, Dneprovsky, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Seminsky, Cheremnykh, 2011], показали, что в пределах разломной зоны как в кристаллических породах [Sherman, Dneprovsky, 1989], так и в кайнозойских отложениях [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Seminsky, Cheremnykh, 2011] широко распространены стресс-тензоры растяжения. Однако, если в кристаллических породах зафиксированы стресс-тензоры практически одинаковой ориентировки, то в кайнозойских отложениях выявлено два простирания оси растяжения – СЗ и ССЗ [Seminsky, Cheremnykh, 2011]. Цель проведенного нами исследования заключалась в дифференциации тектонических напряжений в породах различного возраста в зоне разлома Черского, обрамляющего Южно-Байкальскую впадину и имеющего ВСВ простирание, отличное от основного «байкальского» направления разломов. Для этого был проанализирован уже имеющийся и добавлен новый геолого-структурный фактический материал об остаточных деформациях – трещиноватости горных пород и более крупных разрывах в зоне влияния данного дизъюнктива.

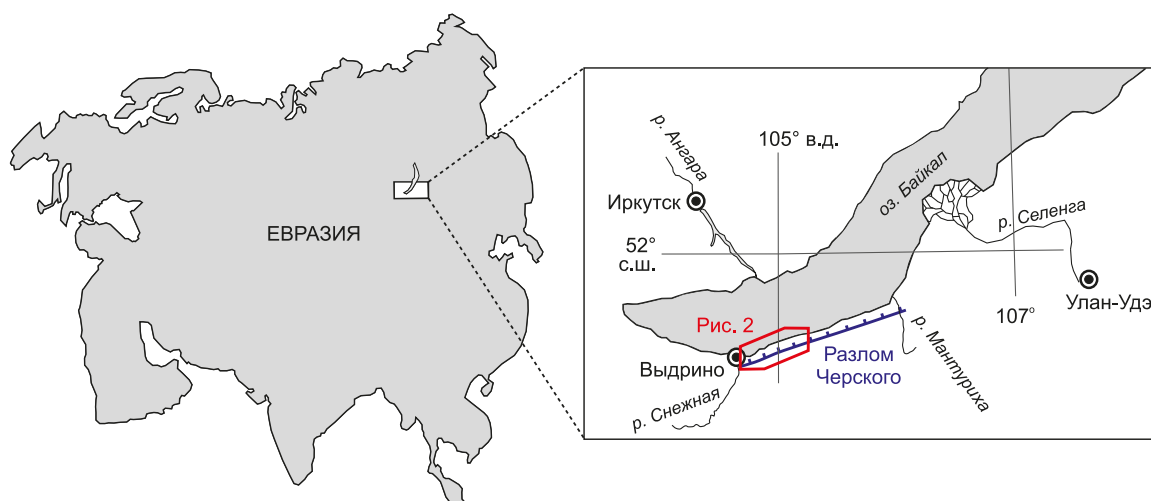


Рис. 1. Местоположение района исследования.

Fig. 1. Location map of the study area.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В пределах района исследования, как отмечено выше, обнажаются палеозойские кристаллические породы и кайнозойские отложения, разделенные угловыми стратиграфическими несогласиями, в которых были проведены геолого-структурные наблюдения (рис. 2). Так, наблюдения в точках 46301, 46302 и 46401 позволили изучить остаточные деформации в кристаллических породах, вероятно относящихся к улан-бургаскому метаморфическому комплексу позднепалеозойского возраста согласно [State Geological Map..., 2006]. В них зафиксированы складчатые и разрывные нарушения, а также зеркала скольжения со штриховкой. Эти точки наблюдения располагаются вблизи основного сместителя разлома Черского.

Кайнозойские отложения, согласно [Mats et al., 2001], разделены на два тектоностратиграфических комплекса: 1) верхнеолигоцен-нижнемиоценовый (палеобайкальский), сформировавшийся на раннеорогенном этапе развития региона; 2) верхнеплиоцен-четвертичный (необайкальский), соответствующий позднеорогенному этапу. Деформации палеобайкальского комплекса изучены в отложениях танхойской и осиновской свит (т.н. 46001, 46201, 46403, 46404 и 46501), в алевролитах которых выявлены не только трещины, но и разрывы со следами перемещения крыльев (зеркала скольжения со штриховкой). В пределах необайкальского комплекса главным образом наблюдались трещины, нарушающие и часто смещающие гальки в надпойменных террасах (т.н. 46203, 46502 и 46503). Возможности использования для структурного анализа трещин в позднекайнозойских отложениях рассмотрены в работе [Gladkov, Lunina, 2004].

Так как основой фактического материала были деформации горных пород, а цель состояла в реконструкции тектонических напряжений в зоне крупного разлома, активного на неотектоническом этапе развития

региона, были применены определенные методы инверсии напряжений. Так, методы реконструкций тектонических напряжений с использованием данных о штрихах скольжения на поверхностях разрывов охарактеризованы в многочисленных публикациях [Gushchenko, 1973; Michael, 1984; Parfenov, 1984; Gintov, Isai, 1986; Angelier, 1989, 1990; Yamaji, 2000; и др.]. Нами применялась программа «Win-Tensor», разработанная Д. Дельво [Delvaux, Sperner, 2003] на основе метода инверсии Ж. Анжелие [Angelier, 1989, 1990] с добавлением метода оптимизации вращением [Delvaux, 1993], по результатам применения которой для ряда точек наблюдения были реконструированы стресс-тензоры.

Однако зеркала скольжения формируются не повсеместно и встречаются далеко не в каждом обнажении горных пород, поэтому для получения большего количества стресс-тензоров был применен метод специального картирования разломов [Seminsky, 2014, 2015], который основан на выявлении разноранговых структурных парагенезов разрывов в крупной разломной зоне. Структурно-парагенетический анализ позволяет реконструировать тектонические напряжения нескольких иерархических уровней [Seminsky, Cheremnykh, 2011; Seminsky, 2014, 2015; Cheremnykh et al., 2020; Burzunova, 2022]. В процессе проведения спецкартирования возможно реконструировать: 1) напряжения локального уровня, необходимые для образования разлома, парагенез которого характерен для обнажения горных пород; 2) напряжения субрегионального уровня, отвечающие за образование структурного парагенеза локальных разрывов в зоне более протяженного разлома (реконструируются по нескольким обнажениям горных пород); 3) региональное поле напряжений, под действием которого сформировался главный разлом. Основой фактического материала при этом является повсеместно распространенная трещиноватость и локальные разрывы при их наличии в коренном выходе горных пород, поэтому в точках наблюдения

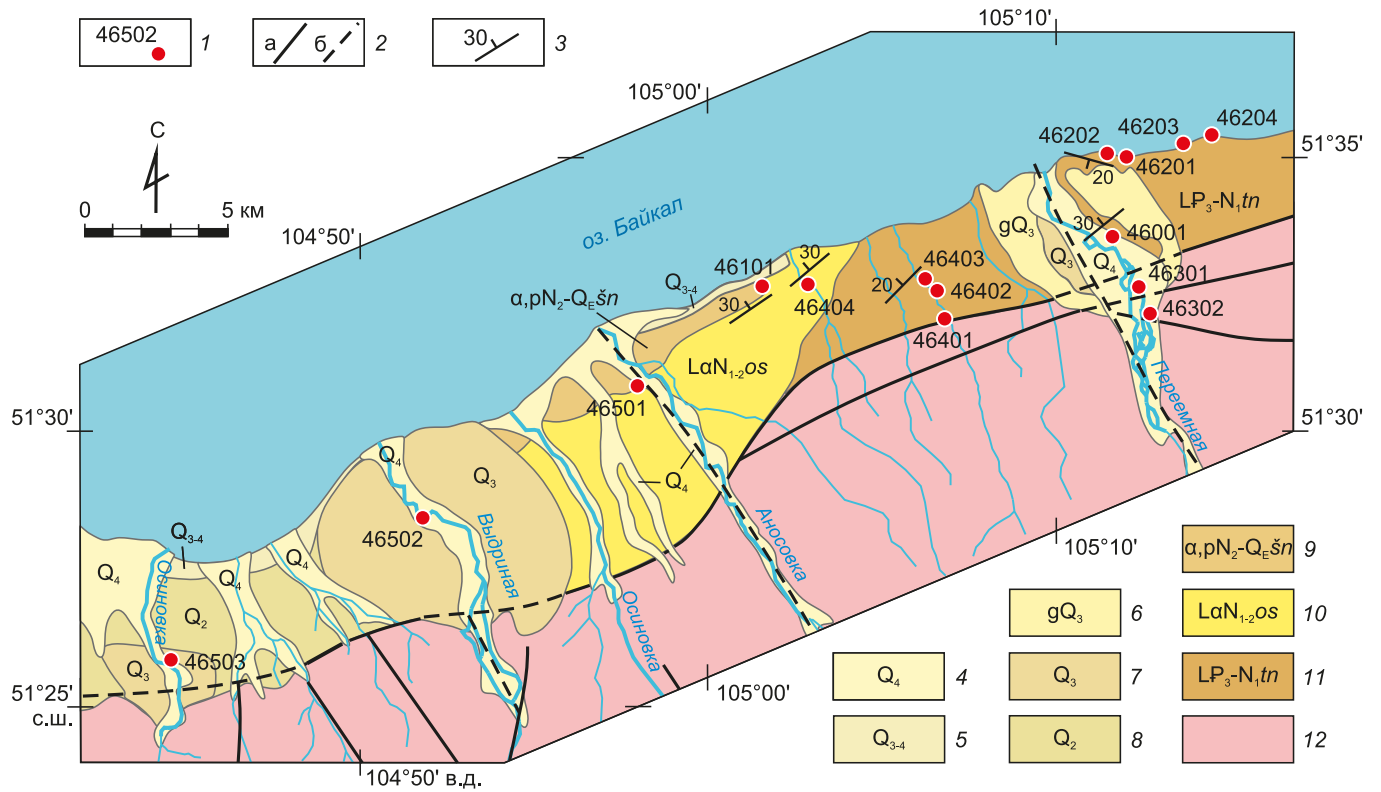


Рис. 2. Геологическое строение района исследований (с изменениями по [Geological Map, 1963; State Geological Map..., 2006]) и расположение точек геолого-структурных наблюдений.

1 – точки наблюдения и их номера; 2 – разломы: а – доступные для наблюдения, б – перекрытые осадками; 3 – элементы залегания пластов; 4 – аллювиальные пески, галечники русел, низкой и высокой поймы (мощность 3.0–6.5 м); 5 – неоплейстоцен-голоцен, аллювиальные пески, валуны, галечники первой надпойменной террасы (до 6 м); 6 – ледниковые суглинки, супеси с валунами, галечниками (10–15 м); 7 – аллювиальные пески, гравий с валунами и глиной второй надпойменной террасы (6–10 м); 8 – озерные валунно-галечно-песчаные отложения (5–6 м) четвертой террасы озера Байкал; 9 – шанхайская свита. Аллювиальные и пролювиальные (с участием озерных) пески, галечники, алевриты белесые, охристо-ржавые (до 100 м); 10 – осиновская свита. Аллювиально-озерные конгломераты, песчаники, гравелиты, синие глинистые аргиллиты и алевролиты, бурые угли (около 500 м); 11 – танхойская свита. Озерные песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями гравелитов и пластами бурых углей (до 1200 м); 12 – кристаллические породы.

Fig. 2. Geological structure of the study area (modified based on [Geological Map, 1963; State Geological Map..., 2006]) and sites for geological and structural observations.

1 – observation sites and their numbers; 2 – faults: a – accessible for observation, б – overlain by sediments; 3 – bedding elements; 4 – alluvial sands, riverbed pebbles in the low and high floodplain deposits (thickness 3.0–6.5 m); 5 – Neopleistocene-Holocene alluvial sands, boulders, pebbles of the first above-floodplain terrace (up to 6 m); 6 – glacial loams, sandy loams with boulders, pebbles (10–15 m); 7 – alluvial sands, gravel with boulders and clay of the second above-floodplain terrace (6–10 m); 8 – lacustrine boulder-pebble-sand deposits (5–6 m) of the fourth terrace of Lake Baikal; 9 – Shankhaikhinskaya formation. Alluvial and proluvial sand deposits comprising lacustrine sands; pebbles, whitish, ochreous-rusty siltstones (up to 100 m); 10 – Osinovskaya formation. Alluvial and lacustrine conglomerates, sandstones, gravelites, blue clay mudstones and siltstones, brown coals (~500 m); 11 – Tankhoi formation. Lacustrine sandstones, siltstones, mudstones with interlayered gravelites and brown coals (up to 1200 m); 12 – crystalline rocks.

производился массовый замер азимутов и углов падения данных структурных элементов. Как правило, в пределах обнажений горных пород измерялись элементы залегания 100 разрывов и/или трещин. Дальнейшая камеральная обработка заключалась в построении структурных диаграмм с применением стереографических проекций (сферограмм) и сопоставлении их с трафаретами эталонных структурных парагенезов, характерных для зон разломов различного кинематического типа. Построение необходимых для анализа сферограмм произведено с использованием программы «Structure» [Levina et al., 2017].

На рис. 3 приведены примеры комплексирования перечисленных выше методов реконструкции тектонических напряжений на локальном уровне (отдельные точки наблюдения). Из приведенных примеров следует, что в каждой точке наблюдения возможно реконструировать более одного стресс-тензора. Второе решение, как правило, необходимо для объяснения максимумов, не «задействованных» в первом решении при проведении спецкартирования разломных зон. Так, объяснение всех значимых максимумов на сферограмме трещиноватости кристаллических пород (рис. 3, а) возможно при наложении двух парагенезов: 1) сброса

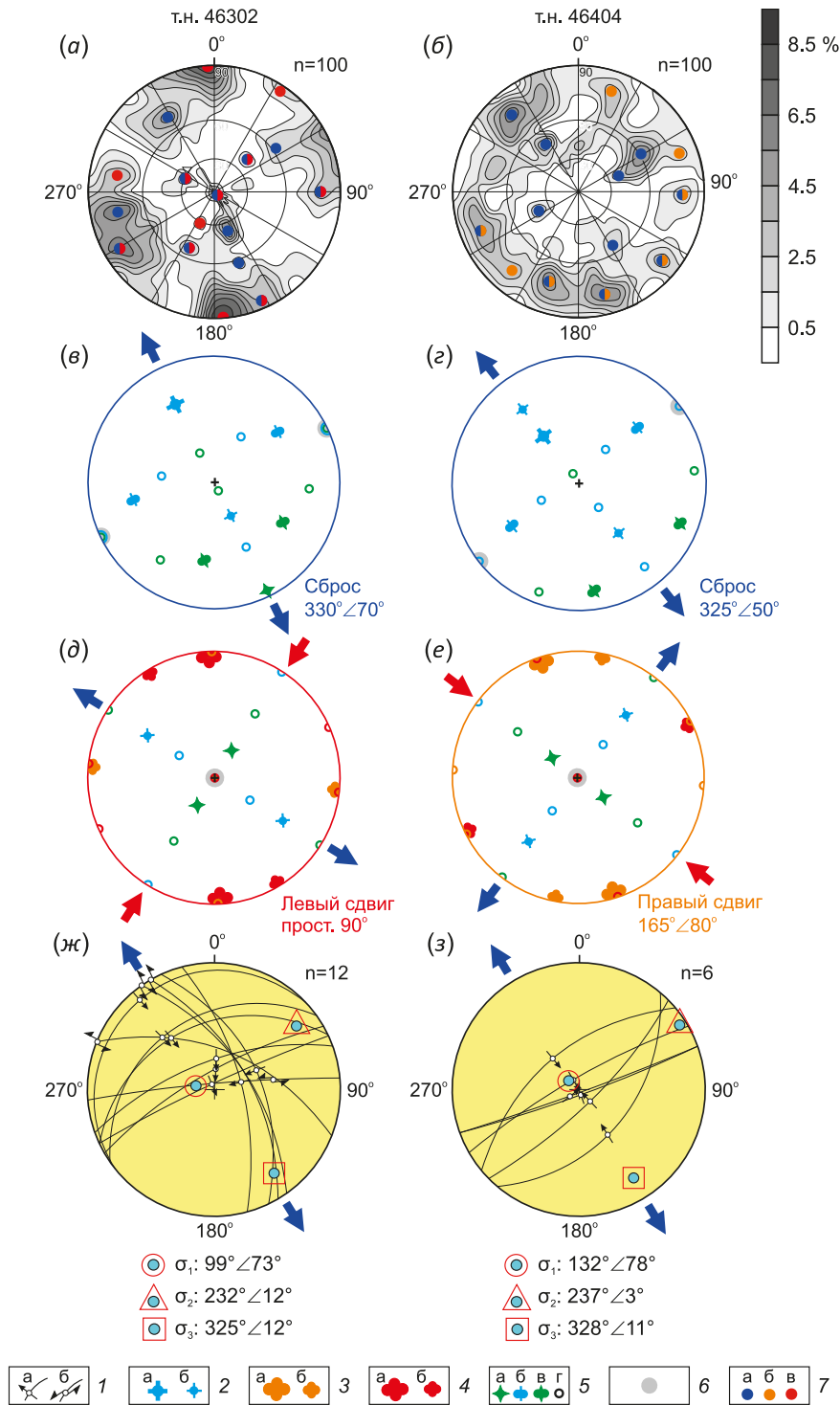


Рис. 3. Примеры проведения реконструкций напряжений.

(а, б) – диаграммы плотности разрывов и трещин с обозначением максимумов соответствующих структурных парагенезов; (в, г, д, е) – трафареты структурных парагенезов – реконструкции методом спецкартирования; (ж, з) – реконструкции в программе «Win-Tensor». 1 – положение плоскостей разрывов и направления перемещения: а – висячего крыла сбросов, б – крыльев сдвигов; 2 – полюс сбросового сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 3 – полюс сместителя правостороннего сдвига 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 4 – полюс сместителя левостороннего сдвига 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 5 – полюсы сместителей разрывов 2-го порядка и трещин: а – взбросового, б – сбрососдвигового, в – взбрососдвигового, г – второстепенной и дополнительной систем трещин соответствующих разрывов; б – полюс трансформационного сместителя 2-го порядка; 7 – полюсы максимумов, удовлетворяющих парагенезам сброса (а), правостороннего (б) и левостороннего (в) сдвигов. Диаграммы приведены в проекции верхней полусферы. Пояснения в тексте.

Fig. 3. Examples of stress reconstruction.

(а, б) – fault and fracture density plots depicting the major faults of fault families; (в, г, д, е) – patterns of fault families – reconstructions using specialized mapping-based approaches; (ж, з) – reconstructions using Win-Tensor program. 1 – position of the fault planes and

direction of movement: a – of the hanging wall, б – of the walls of strike-slip faults; 2 – a pole of the 1st-order (a) or 2nd-order (б) normal fault plane; 3 – a pole of the 1st-order (a) or 2nd-order (б) dextral strike-slip fault plane; 4 – a pole of the 1st-order (a) or 2nd-order (б) sinistral strike-slip fault plane; 5 – poles of the 2nd-order fault and fracture planes: a – reverse fault, б – oblique slip fault, в – reverse slip fault, г – auxiliary or additional fracture systems of the corresponding faults; 6 – a pole of the 2nd-order transform fault plane; 7 – poles of the major faults of fault families: normal fault (a), dextral (б) and sinistral (в) strike-slip faults. The diagrams are in the upper hemisphere projection. See text for explanations.

с аз. пад. $330^\circ \angle 70^\circ$ (рис. 3, в) и 2) субширотного левостороннего сдвига (рис. 3, д). При этом анализ штриховки на зеркалах скольжения показал (рис. 3, ж), что оба разрыва сформировались в едином поле растяжения. Подобным образом два решения – сброс с аз. пад. $325^\circ \angle 50^\circ$ (рис. 3, г) и правый сдвиг с аз. пад. $165^\circ \angle 80^\circ$ (рис. 3, е) – получены при анализе трещиноватости плотных алевролитов осиновской свиты (т.н. 46404). Однако формирование этих разрывов в едином поле напряжений маловероятно из-за существенно отличающейся ориентировки осей главных напряжений.

Сопоставление реконструкций тектонических напряжений проведено как на уровне локальных разрывов, так и на региональном уровне – для всей зоны разлома Черского (второй этап спецкартирования – ранговый анализ). Комплексование различных методов инверсии тектонических напряжений, несомненные плюсы которого отмечены в работах [Sherman, Dneprovsky, 1989; Seminsky, 2003; Gintov, 2005; и др.], позволило верифицировать полученные результаты.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Первый этап спецкартирования – локальные стресс-тензоры в разновозрастных породах

Проведенное исследование позволило реконструировать тектонические напряжения в 12 точках наблюдения, для которых методом специального картирования разломов установлено 19 локальных стресс-тензоров (рис. 4, а). Кроме того, положение осей главных напряжений в 8 точках наблюдения (8 стресс-тензоров) восстановлено с помощью изучения штриховки на зеркалах скольжения (рис. 4, б). Результаты реконструкции стресс-тензоров двумя независимыми методами в точках наблюдения приведены в табл. 1.

Далее будут рассмотрены полученные реконструкции отдельно для разновозрастных пород, отделенных угловыми стратиграфическими несогласиями. Так, в слабосцементированных галечниках четвертичного возраста исследования, как правило, проведены методом спецкартирования, так как немногочисленные борозды скольжения зафиксированы только в т.н. 46203. В этой точке наблюдались галечники берегового клифа озера Байкал, в которых распространены сколы галек, на трех из которых наблюдалась штриховка, ориентированная по падению трещин. Как штриховка на сколах гальки, так и анализ трещин скола позволил реконструировать стресс-тензоры растяжения с СЗ простиранием главной оси (рис. 4). В т.н. 46502 и 46503 также изучена трещиноватость в галечниках и получены решения о двух сбросах (аз. прост. 63 и 60° соответственно) и левостороннем сдвиге (аз. прост. 290°).

В алевролитах танхойской и осиновской свит тоже были зафиксированы зеркала скольжения со штриховкой, которые позволили реконструировать стресс-тензоры растяжения с СЗ и субмеридиональным простиранием оси минимального сжатия (рис. 4, б). Методом спецкартирования в этих породах кроме парагенезов сброса, проявленного в каждом обнажении, в т.н. 46201, 46404 и 46501 выявлены парагенезы сдвигов, характеризующихся различным простиранием и направлением перемещения крыльев (рис. 4, а).

Зеркала скольжения в кристаллических породах позволили выявить обстановки растяжения и сжатия. Применение для этих же обнажений палеозойских пород структурно-парагенетического подхода позволило реконструировать по два стресс-тензора: в т.н. 46301 и 46302 выявлены обстановки растяжения (парагенезы зоны сброса) и сдвига (парагенезы левосторонних сдвигов), а в т.н. 46401 – растяжения (парагенез сброса) и сжатия (парагенез взброса).

Локальные стресс-тензоры, реконструированные на первом этапе спецкартирования, послужили основой при проведении дальнейшего анализа. Исследования в рамках второго этапа специального картирования базируются на ранговом анализе структурных парагенезов разрывов с возможностью определения кинематического типа основного разлома и регионального поля напряжений, под действием которого он сформировался.

3.2. Второй этап спецкартирования – региональные тектонические напряжения

Для выявления направлений разломов более высокого уровня иерархии был проведен системный анализ азимутов простирания локальных разрывов и установлены три преимущественных направления – субширотное, 320° и 50° (рис. 5, а). Дальнейший ранговый анализ проведен отдельно для каждого тектоностратиграфического комплекса. Он позволил интегрировать локальные разрывы в парагенезы субрегиональных разломов, которые, в свою очередь, составляют парагенезы зон региональных дизъюнктивов.

Так, в породах четвертичного возраста вероятны лишь три парагенеза субрегионального уровня (рис. 5, б). Ранговый анализ в рамках методики спецкартирования предполагает изначальное рассмотрение в качестве региональной обстановки парагенеза разлома субрегионального уровня с наибольшим количеством локальных решений – ПГ₁-III (3 реш.). В связи с этим далее рассматривается региональный сброс с простиранием 50° , которому кроме ПГ₁-III (сбросы СВ простирания) соответствует и ПГ₁-II (левосторонний сдвиг

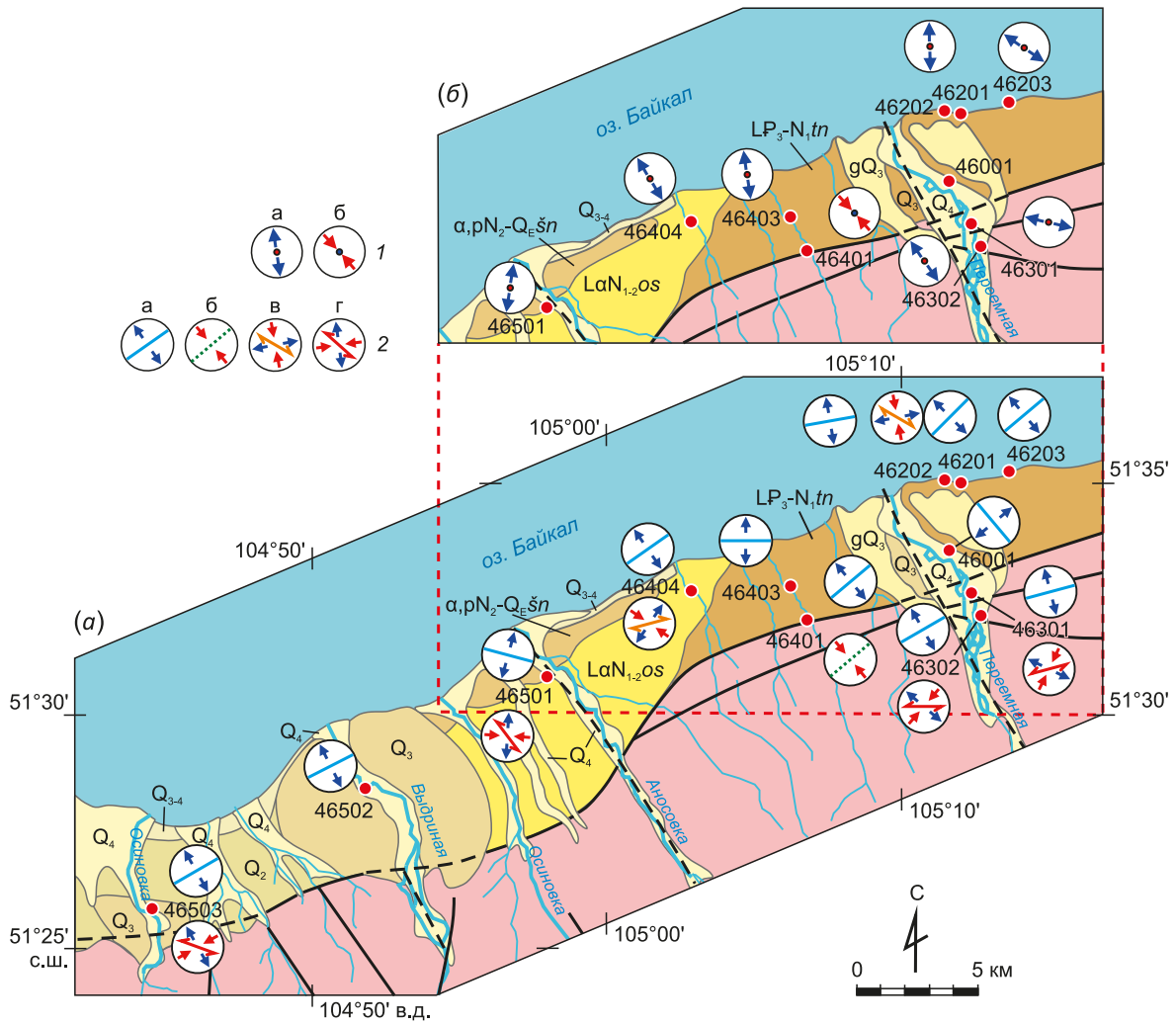


Рис. 4. Напряженно-деформированное состояние в точках геолого-структурных наблюдений по результатам структурно-парагенетического (а) и кинематического (б) метода.

1 – реконструкции кинематическим методом: а – растяжение, б – сжатие; 2 – решения, полученные методом спецкартирования: а – растяжение (сброс), б – сжатие (взброс), в – сдвиг (правосторонний), г – сдвиг (левосторонний).

Fig. 4. Stress-strain state in the sites of geological and structural observations from the results of structural-para-genetic (а) and kinematic (б) methods.

1 – reconstructions using kinematic method: а – extension; б – compression; 2 – solutions obtained through specialized mapping: а – extension (normal fault), б – compression (reverse fault), в – strike-slip fault (dextral), г – strike-slip fault (sinistral).

Таблица 1. Результаты реконструкции напряжений различными методами

Table 1. Results of stress reconstruction using different methods

Т.н.	Кинематический метод						Структурно-парагенетический метод					
	σ1		σ2		σ3		σ1		σ2		σ3	
	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол
46001	-	-	-	-	-	-	80	62	313	18	216	21
46201	229	82	91	6	0	5	113	56	234	19	334	27
46202	-	-	-	-	-	-	355	23	175	67	265	0
46203	105	73	212	5	303	16	228	78	74	10	343	5
46301	73	88	194	1	284	2	158	79	47	4	316	10
46302	86	61	215	19	313	21	3	67	254	8	160	22
							37	16	217	74	307	0
							133	70	242	7	335	19
							218	12	342	70	124	16

Таблица 1 (продолжение)
Table 1 (continued)

Т.н.	Кинематический метод						Структурно-парагенетический метод					
	σ_1		σ_2		σ_3		σ_1		σ_2		σ_3	
	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол	Азимут	Угол
46401	139	4	48	7	254	82	305 41	0 75	35 242	17 14	215 151	73 5
46403	35	77	264	8	173	9	30	70	263	13	169	15
46404	132	78	237	3	328	11	6 97	88 16	236 230	1 67	146 2	2 16
46501	248	56	115	24	15	21	216 255	79 0	103 165	4 79	13 345	10 11
46502	-	-	-	-	-	-	321	66	64	6	157	24
46503	-	-	-	-	-	-	19 20	84 12	213 200	6 78	123 290	2 0

Примечание. σ_1 – ось максимального сжатия, σ_2 – ось промежуточного напряжения, σ_3 – ось минимального сжатия.
Note. σ_1 – maximum compression axis, σ_2 – intermediate stress axis, σ_3 – minimum compression axis

СЗ простирания). Здесь следует отметить, что локальный левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания (решение 19) является не основным сместителем субрегионального разлома (ПГ₁-II), а сколом R-типа. Однако это решение, удовлетворяющее парагенезу зоны субрегионального сброса ПГ₁-I, тоже не соответствует основному сместителю, причем как по простиранию, так и по кинематическому типу (рис. 5, б). Можно считать, что соответствие решения 19 парагенезу субрегионального сброса носит случайный характер, а вероятность существования самого парагенеза мала.

Локальные разрывы олигоцен-плиоценовых отложений удовлетворяют шести парагенезам разломов субрегионального уровня (рис. 5, в): ПГ₂-I – субширотный сброс, ПГ₂-II – субширотный правосторонний сдвиг, ПГ₂-III – сброс с простиранием 320°, ПГ₂-IV – левосторонний сдвиг также с простиранием 320°, ПГ₂-V – сброс с простиранием 50° и ПГ₂-VI – правосторонний сдвиг с простиранием 50°. При этом ПГ₂-I и ПГ₂-VI, вероятно, являются элементами парагенеза зоны субширотного сброса регионального уровня, так как три локальных сброса соответствуют простиранию основного сместителя данного разлома, а ПГ₂-III, ПГ₂-IV и ПГ₂-V – элементами парагенеза регионального сброса с простиранием 50°. Оставшийся ПГ₂-II не удовлетворяет выявленным сбросам регионального уровня, однако необходимости рассматривать подобную обстановку регионального уровня нет, так как локальные решения 8, 12 и 15 уже задействованы при проведении анализа в других парагенезах субрегионального и регионального уровня.

В кристаллических породах локальные решения могут быть сгруппированы в четыре парагенеза субрегионального уровня (рис. 5, г): ПГ₃-I – субширотный сброс, ПГ₃-II – субширотный левосторонний сдвиг, ПГ₃-III – сброс с простиранием 50° и ПГ₃-IV – взброс с простира-

нием 50°. Эти разломы субрегионального уровня, вероятно, являются элементами трех парагенезов зон дизъюнктивов регионального уровня – сбросов двух направлений и взброса СВ простирания. При этом большинство решений (66 %) удовлетворяют парагенезу сброса СВ простирания.

Таким образом, проведенное исследование позволило изучить структурные парагенезы разноранговых разрывов и соответствующих им тектонических напряжений. Применение двух независимых методов реконструкции напряжений позволяет сопоставить полученные результаты, отражающие иерархические свойства поля тектонических напряжений и его изменение во времени.

4. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. Иерархия напряжений и трудности ее изучения

Под полем тектонических напряжений авторы понимают совокупность напряжений, одновременно существующих в каком-либо объеме земной коры или литосферы. Исследователи, изучающие поля тектонических напряжений, при обсуждении их иерархии часто применяют термины – локальные, региональные, глобальные; значительно реже используют 5–6 рангов напряжений с промежуточными терминами, такими как сублокальные, мегарегиональные и т.п. Иерархия тектонических напряжений рассматривалась в работах многих исследователей [Moody, Hill, 1960; Gzovsky, 1954; Gushchenko, 1979; Nikolaev, 1978; Parfenov, 1984; Osokina, 1988; Sherman, Dneprovsky, 1989; Sim, 1991; Seminsky, 2003; Rebetsky, 2007; Seminsky, Cheremnykh, 2011; Leskova, Emanov, 2013; Burzunova, 2022; и др.]. В большинстве работ иерархические свойства поля тектонических напряжений связываются с наличием в земной коре разноранговых разломов.

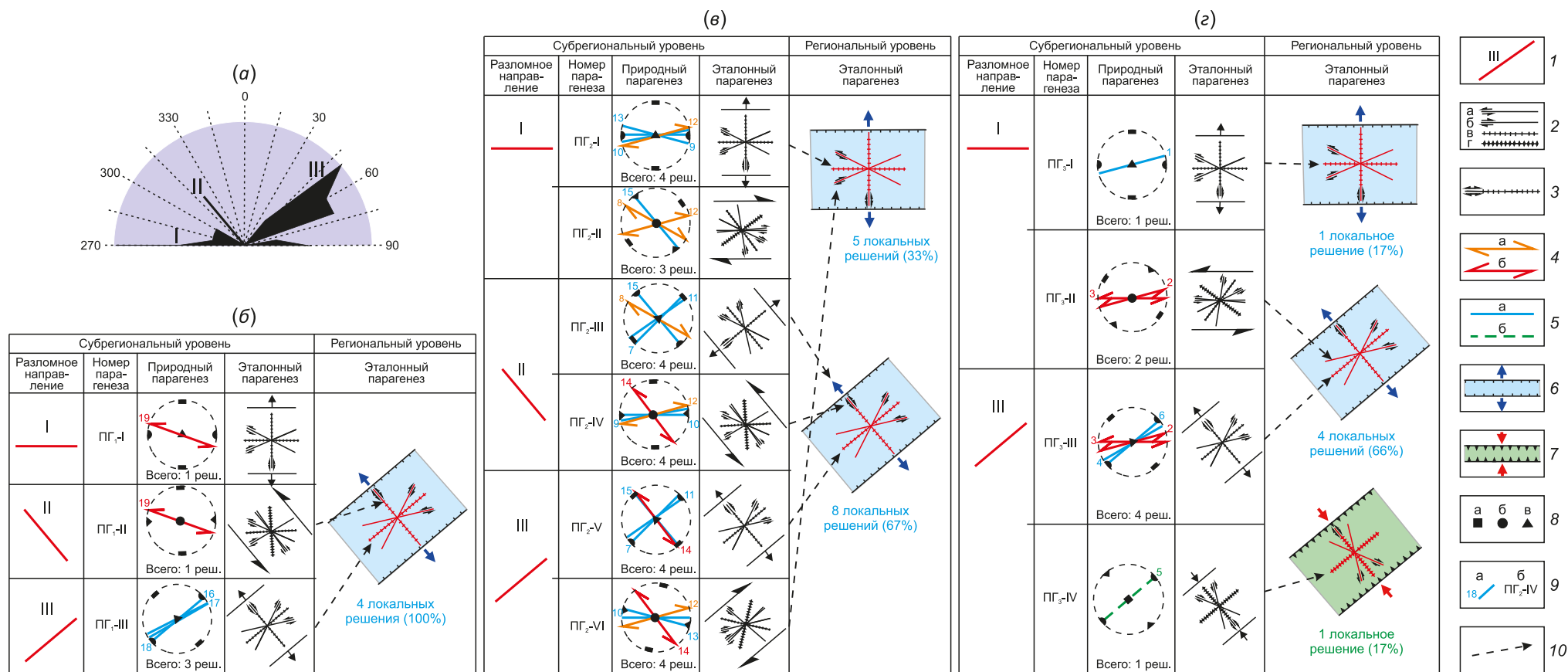


Рис. 5. Ранговый анализ парагенезов разрывов в зоне разлома Черского.

(а) – роза-диаграмма локальных разрывов; (б) – парагенезы разноранговых разрывов четвертичных осадков; (в) – парагенезы разноранговых разрывов олигоцен-плиоценовых отложений; (z) – парагенезы разноранговых разрывов палеозойских кристаллических пород. 1 – роза-диаграммы, показывающие ориентацию разрывов; 2 – система разрывных структур второго порядка с левосдвиговым (а), правосдвиговым (б), сбросовым (в) или взбросовым (г) характером перемещения крыльев; 3 – система разрывных структур второго порядка, характеризующихся одинаковой пространственной ориентировкой, но отличающихся типом перемещения крыльев (сброс, левый или правый сдвиги); 4–5 – локальные разрывы: 4 – с горизонтальным перемещением крыльев (а – правый сдвиг, б – левый сдвиг), 5 – с перемещением крыльев в вертикальной плоскости (а – сброс, б – взброс); 6 – зона сброса регионального уровня; 7 – зона взброса регионального уровня; 8 – выходы на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений $\sigma_{раст.}$ (а), σ_2 (б) и $\sigma_{сж.}$ (в); 9 – нумерация решений о локальных разрывах (а) и парагенеза разрывных структур субрегионального уровня (б); 10 – стрелки, отображающие связь парагенеза разрыва субрегионального уровня с парагенезом разлома регионального уровня.

Fig. 5. Rank analysis of families of faults in the Chersky fault zone.

(а) – rose-diagram of local faults; (б) – families of different-rank faults in the Quaternary sediments; (в) – families of different-ranks faults in the Oligocene-Pliocene deposits; (z) – families of different-ranks faults in the Paleozoic crystalline rocks. 1 – rose-diagrams showing the orientation of faults; 2 – a system of the 2nd-order faults: а – sinistral strike-slip fault, б – dextral strike-slip fault, в – normal fault, г – reverse fault; 3 – a system of the 2nd-order faults with similar orientation but different displacement component (normal fault, left- or right-lateral strike-slip fault); 4–5 – local faults: 4 – with horizontal displacement (а – dextral strike-slip fault, б – sinistral strike-slip fault), 5 – with vertical displacement (а – normal fault, б – reverse fault); 6 – regional normal fault zone; 7 – regional reverse fault zone; 8 – output points of the principal stress axes on the upper hemisphere: $\sigma_{extension}$ (а), σ_2 (б) and $\sigma_{compression}$ (в); 9 – numbers for local fault plane solutions (а) and subregional fault families (б); 10 – arrows showing the relationships between the subregional and regional fault families.

В своих исследованиях авторы статьи оперируют термином разломная зона, под которой понимают проекцию на земную поверхность области распространения остаточных деформаций, а именно различных дизъюнктивных дислокаций второго и последующих порядков (разрывов, трещин), связанных с формированием вытянутой по латерали структуры первого порядка – крупного разлома [Seminsky, 2012]. При этом разломная зона образуется на ранней дизъюнктивной стадии как широкая полоса мелких разрывов, не взаимодействующих между собой. Поздняя дизъюнктивная стадия характеризуется прорастанием, сочленением и объединением мелких разрывов в более крупные дислокации. Стадия полного разрушения наступает с образованием основного сместителя разлома – протяженного магистрального шва, по отношению к которому крылья разлома перемещены с наибольшими амплитудами [Seminsky, 2012].

Таким образом, зона крупного разлома состоит из серии подзон, элементами которых являются не только разрывы, кинематический тип которых корреспондирует с типом основного сместителя, но и дизъюнктивные дислокации другого направления и другой кинематики. Первая трудность реконструкции иерархии напряжений в зоне конкретного разлома связана с дискретностью наблюдений в пределах его зоны. В геологии очень редко имеется возможность непрерывного прослеживания структурных элементов, особенно значительной протяженности или площади, так как обнажения горных пород, доступные для изучения, расположены дискретно в пространстве. Так, из-за особенностей обнаженности горных пород (например, в результате закономерной ориентировки речных долин) могут быть доступны для наблюдения лишь некоторые структурные элементы или количество наблюдений будет мало, что повлияет на достоверность реконструкций.

В проведенном исследовании авторы постарались собрать достаточно геолого-структурной информации в породах различного возраста для проведения рангового анализа, который позволил для каждого комплекса установить разломы локального, субрегионального и регионального уровня (см. рис. 5). Однако наблюдения в позднекайнозойских отложениях и в кристаллических породах палеозойского возраста минимальны. С этим обстоятельством связано меньшее количество для данных стратиграфических образований как локальных решений – разрывов, так и парагенезов разломов субрегионального уровня (рис. 5, б, г). И даже несколько большее количество точек наблюдения (и соответственно локальных решений) в породах раннего кайнозоя не позволило изучить все вероятные парагенезы дизъюнктивов субрегионального уровня. Так, в ходе исследования олигоцен-плиоценовых отложений нами не выявлено субрегиональных сдвигов ССВ и ВСВ простираения, характерных для зоны регионального сброса с простираением 50° , а также левосторонних сдвигов СЗ простираения и субмери-

диональных разломов трансформационного сдвига, являющихся элементами парагенеза субширотного сброса (см. рис. 5, в).

Другая трудность реконструкций иерархии структур и соответствующих им напряжений связана с повторением некоторых разрывов в парагенетических семействах более крупных разломов разного кинематического типа и простираения. Так, на рис. 5, локальные решения повторяются в нескольких парагенезах субрегионального уровня, что может быть связано со случайным отношением этих решений к некоторым парагенезам. Ранее при описании результатов исследования отмечено, что при проведении рангового анализа в олигоцен-плиоценовых отложениях нет необходимости рассматривать ПГ₂-II, так как образующие его три локальные решения неоднократно задействованы в других парагенезах, характеризующихся большим количеством соответствующих локальных разрывов (по четыре реш.). Таким образом, этот парагенез, вероятнее всего, является случайным сочетанием локальных разрывов.

Некоторая трудность изучения иерархии разрывов и тектонических напряжений вызвана тем, что разломы земной коры на момент их исследования могут находиться на любой стадии своего развития. При этом у них может отсутствовать магистральный сместитель, что создаст дополнительные сложности проведения рангового анализа, когда при равном числе локальных решений приоритет формально отдается парагенезу субрегионального уровня с большим числом разрывов, соответствующих основному сместителю разлома. Данная трудность вероятна при изучении разломов ранней и поздней дизъюнктивных стадий развития. Такие разломы часто называют скрытыми или зонами повышенной трещиноватости. В проведенном исследовании подобной сложности не возникло, так как разлом Черского выражен магистральным сместителем, проходящим у подножья гор. Иллюстрацией разлома, не выраженного магистральным сместителем, является субрегиональный левосторонний сдвиг, полученный в четвертичных отложениях (ПГ₁-II), который выражен не магистральным сместителем, а склоном R-типа (рис. 5).

Еще одна трудность связана с тем, что в результате наложения разрывных дислокаций различных тектонических этапов современная сеть разломов содержит элементы предыдущих геодинамических режимов. При этом наложенные деформации наблюдаются не в каждом обнажении, так как некоторые разрывы не активизируются при изменении поля тектонических напряжений. Избирательный характер активизации существовавших ранее и образование новых разрывных нарушений различных иерархических уровней в зоне крупного разлома осложняют изучение изменения региональных полей напряжений во времени. Этой проблеме, разрешение которой весьма важно для тектонических реконструкций, посвящен следующий раздел.

4.2. Изменение тектонических напряжений во времени

Эволюция тектонических напряжений в пределах БРС рассмотрена в ряде публикаций [Ruzhich, 1972; Levi et al., 1997; Delvaux et al., 1995, 1997; San'kov et al., 1997; Parfeevets et al., 2002; Seminsky, 2003; Lunina et al., 2009; Cheremnykh, 2010; Cheremnykh et al., 2020; и др.]. Представления исследователей несколько различаются в плане количества этапов, их возраста и даже некоторых типов напряженно-деформированного состояния. Однозначным является лишь последний (позднеорогенный) этап растяжения с СЗ-ЮВ простиранием главной оси, который маркируется существенным увеличением скорости накопления и резким изменением состава озерных осадков в плиоцен-четвертичное время, что связывают с активизацией рифтогенеза [Logachev, 2003; и др.]. Процесс рифтообразования продолжается на современном этапе развития БРС, что отражается в механизмах очагов землетрясений [Melnikova, Radziminovich, 1998, 2007]. Неоднозначность типов тектонических напряжений более ранних этапов развития региона, по мнению авторов, связана с трудностями, охарактеризованными в предыдущем разделе.

Так, в окрестностях разноранговых и различно ориентированных разломов локальные и субрегиональные стресс-тензоры будут значительно отличаться даже при одинаковом внешнем воздействии – региональном напряжении. А в результате дискретности наблюдений, связанной с особенностями обнаженности горных пород или стадией развития дизъюнктива, в зоне конкретного разлома могут преобладать локальные решения, отличные от тех, что образуются в момент формирования его магистрального сместителя. Кроме того, вариации тектонических напряжений

связаны с волнистостью сместителей разломов (особенно крупных) и существованием узлов сочленения дизъюнктивов, поэтому далее будет детально рассмотрено вероятное изменение региональных напряжений в зоне разлома Черского, характерное непосредственно для изученного авторами участка протяженностью 40 км.

Реконструкции региональных напряжений, проведенные для комплексов пород разного возраста, показали, что чем древнее геологические образования, тем более разнообразные деформации наблюдаются в их пределах, поэтому, изучая остаточные деформации в наиболее молодых отложениях и исключая их из рассмотрения в более древних породах, можно изучить изменение тектонических напряжений не только в пространстве, но и во времени. Это подобно подходу Р.А. Умурзакова, реализованному при выявлении смены тектонических режимов западной части Тянь-Шаня в мезозое – кайнозое путем «последовательного отсева наложенной трещиноватости» [Umurzakov, 2023].

Для наглядности на рис. 6 оставлены только региональные разломы и тектонические напряжения, характерные для пород различного возраста. Хорошо видно наложение «поздних» деформаций на «ранние», когда сбросы СВ простирания, характерные для плиоцен-четвертичного времени, наблюдаются во всех комплексах пород, а субширотные сбросы – только в породах более раннего возраста. Здесь следует отметить, что отсутствие субширотных сбросов в четвертичных отложениях может быть связано как с прекращением действия соответствующего поля напряжений на позднеорогенном этапе, так и с описанной выше первой трудностью – их просто можно было не выявить из-за дискретности и малого числа наблюдений в слаболитифицированных четвертичных образованиях.

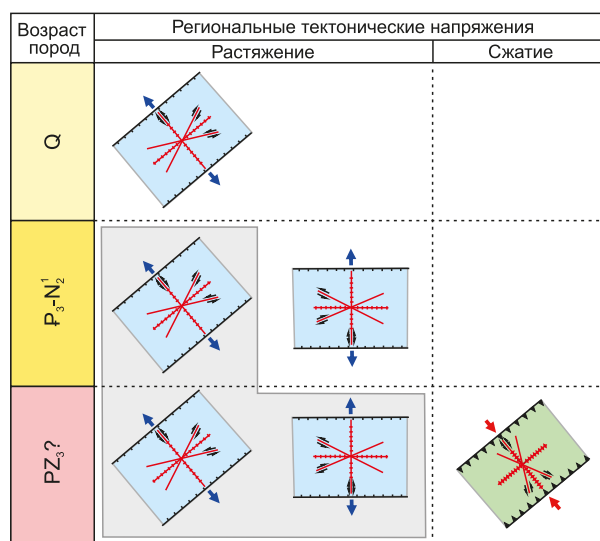


Рис. 6. Региональные напряжения и деформации разновозрастных пород района исследования. Серым цветом выделены наложенные деформации. Остальные пояснения в тексте.

Fig. 6. Regional stresses and deformations of heterochronous rocks in the study area. Superimposed deformations are highlighted in gray. See text for other explanations.

Теоретически это возможно, тем более что парагенез широтного сброса субрегионального уровня формально рассматривался нами при проведении рангового анализа (см. рис. 5, 6). Тогда оба сбросовых направления могли сформироваться на позднеорогенном этапе развития региона, а их сосуществование обусловлено вариацией направления как Байкальского рифта в целом, так и его структурного элемента – разлома Черского. Вероятно и то, что в процессе формирования Южно-Байкальской впадины могла произойти локальная (характерная лишь для Танхойской тектонической ступени) смена простирания оси растяжения с субмеридионального на северо-западное.

Если возраст кристаллических пород соответствует позднему палеозою, то этап сжатия, установленный при анализе разрывов в этих породах, вероятно, является мезозойским. К этому времени относится Ангарский надвиг кристаллических пород на юрские конгломераты в Прибайкалье. Имеются структуры сжатия, сформированные в более позднее время, например пологие складки пород танхойской свиты [Mats et al., 2001] или складки нижнего сейсмокомплекса донных отложений Южного Байкала [Taliev, Badardinov, 1993]. Нами при проведении исследования хрупкие структуры сжатия в кайнозойских отложениях не выявлены.

Запрокинутое залегание эоцен-нижнеплиоценовой аллювиальной толщи на правом берегу р. Мишиха, исследованное недавно [Al Hamoud et al., 2021], связывают со складкообразованием в зоне широтного сдвига и последующим оползневым смещением блока в результате перекоса Мишихинско-Клюевского блока. Наши исследования показали наличие в зоне разлома Черского субширотных сдвигов локального и субрегионального иерархического уровня. По результатам проведенного рангового анализа левосторонние субширотные сдвиги можно отнести к парагенезу зоны регионального сброса СВ простирания, а правосторонний сдвиг (решение 12) – к парагенезу зоны субширотного сброса регионального уровня (см. рис. 5).

Отсутствие сдвигового этапа тектонических напряжений регионального уровня в зоне разлома Черского при построениях может быть обусловлено несколькими факторами. Наиболее вероятно, что на раннеорогенном этапе развития региона осадки танхойской и осиновской свит еще не прошли стадию литификации. Деформации обводненных мелко- и среднеобломочных отложений, по-видимому, носили пластический характер. Хрупкие деформации этого этапа должны были сохраниться в докайнозойских кристаллических породах, а их отсутствие в результатах проведенных исследований вызвано малым количеством (три обнажения) и дискретным характером наблюдений. Кроме того, существует вероятность того, что сдвиговый этап не затронул эту часть зоны разлома Черского. Так, исследования напряженно-деформированного состояния в зонах разломов Центрального Прибайкалья показали [Cheremnykh, 2015; Cheremnykh et al., 2020], что

сдвиговый этап носил избирательный характер. Последнее, возможно, связано со стадией формирования и ориентировкой конкретного разлома.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что остаточные деформации горных пород кайнозойского возраста в пределах зоны разлома Черского сформировались в условиях регионального растяжения. При этом подтверждены два направления сбросов и соответствующих им осей растягивающих напряжений в пределах Танхойской тектонической ступени. Результаты исследования позволили предположить, что региональное поле растяжения с субмеридиональной ориентировкой главной оси было относительно более ранним, так как широко распространено в породах олигоцена – раннего плиоцена, а поле растяжения СЗ-ЮВ направления – поздним, так как реконструировано для всех комплексов пород, включая четвертичные галечники. Наиболее позднее поле напряжений проявлено не только в остаточных деформациях горных пород района исследования, но и в современной сейсмичности. Из более ранних напряжений подтверждено лишь региональное поле СЗ-ЮВ сжатия, существовавшее в докайнозойское время. Региональный сдвиговый этап не реконструирован, несмотря на то, что локальные сдвиги присутствуют во всех изученных комплексах пород. Можно считать, что на раннеорогенном этапе развития региона олигоцен-раннеплиоценовые отложения были слаболитифицированы. По-видимому, сдвиговые перемещения в таких отложениях проявлялись в виде пластических деформаций, а изученные при проведении исследования разрывы и трещины (в том числе и сдвиги) образовались в них только на позднеорогенном – сбросовом – этапе развития региона. Однако изучение сдвиговых перемещений в зоне разлома Черского требует дополнительных наблюдений в кристаллических породах вблизи главного сместителя дизъюнктива.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны д.г.-м.н. О.В. Луниной за помощь в сборе геолого-структурного материала, а также весьма признательны к.г.-м.н. Ю.П. Бурзуновой и к.г.-м.н. А.В. Маринину за замечания, работа над которыми позволила авторам улучшить рукопись.

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

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

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

8. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

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

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

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Al Hamoud A., Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Tregub T.F., Rubtsova M.N., Kolomiyets V.L., Budaev R.Ts., Hassan A., Volkov M.A., 2021. Overturned Eocene – Lower Pliocene Alluvial Stratum on the Southern Coast of Lake Baikal and Its Neotectonic Significance. *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (1), 139–156 (in Russian) [Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегу́б Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 139–156]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0518>.
- 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>.
- Burzunova Yu.P., 2022. Reconstruction of Tectonic Stresses by Different Methods of Jointing Analysis (as the Example of the Morskoi Fault Zone in Cisbaikalia). *Russian Geology and Geophysics* 63 (8), 926–939. <https://doi.org/10.2113/RGG20204322>.
- Cheremnykh A.V., 2010. Internal Structures of Fault Zones in the Priolkhonie and Evolution of the State of Stresses of the Upper Crust of the Baikal Rift. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (3), 273–284 (in Russian) [Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 3. С. 273–284]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0021>.
- Cheremnykh A.V., 2015. Faults of the Central Baikal Region: Results of Structural-Paragenetic Analysis. *Bulletin of Saint Petersburg State University. Series 7. Geology, Geography* 2, 59–72 (in Russian) [Черемных А.В. Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник СПбГУ. Серия 7. Геология, география. 2015. № 2. С. 59–72].
- Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K., 2020. Hierarchic Features of Stress Field in the Baikal Region: Case Study of the Buguldeika Fault Junction. *Journal of Geodynamics* 141–142, 101797. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101797>.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR Program for Paleostress Reconstruction: Examples from the East African and the Baikal Rift Zones. *Terra Nova* 5 (Abstr. Suppl. 1), 216.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V., 1995. Palaeostress Reconstruction and Geodynamics of the Baikal Region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic Pre-Rift Evolution. *Tectonophysics* 252 (1–4), 61–101. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00090-9](http://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00090-9).
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., Sankov V., 1997. Paleostress Reconstruction and Geodynamics of the Baikal Region, Central Asia. Part II: Cenozoic Rifting. *Tectonophysics* 282 (1–4), 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).
- Delvaux D., Sperner B., 2003. Stress Tensor Inversion from Fault Kinematic Indicators and Focal Mechanism Data: The TENSOR Program. In: D. Nieuwland (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*. Geological Society of London Special Publications 212, p. 75–100.
- Geological Map of the USSR, 1963. East Sayan Series. Scale 1:200000. Sheet M-43-III. Publishing House of the USSR Ministry of Geology, Moscow (in Russian) [Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Саянская. Масштаб 1:200000. Лист М-43-III. М.: Изд-во Мингео СССР, 1963].
- Gintov O.B., 2005. *Field Tectonophysics and Its Application in Studies of Deformation of the Earth's Crust*. Phoenix, Kiev, 572 p. (in Russian) [Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры. Киев: Феникс, 2005. 572 с.].
- Gintov O.B., Isai V.M., 1986. Morphokinematic Analysis Methods for Faults. *Geophysical Journal* 8 (1), 53–61 (in Russian) [Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // Геофизический журнал. 1986. Т. 8. № 1. С. 53–61].
- Gladkov A.S., Lunina O.V., 2004. Fractures in Late Cenozoic Sediments: New Possibilities for Structural Analysis. *Doklady Earth Sciences* 399 (8), 1071–1073.
- Gushchenko O.I., 1973. Analysis of Shear Displacement Orientations and Their Tectonophysical Interpretation in Paleostress Reconstructions. *Doklady of the USSR Academy of Sciences* 210 (2), 331–334 (in Russian) [Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Доклады АН СССР. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334].
- Gushchenko O.I., 1979. Kinematic Analysis Method for Destructive Structures in Tectonic Stress Field Reconstructions. In: *Stress and Deformation Fields in the Lithosphere*. Nauka, Moscow, p. 7–25 (in Russian) [Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25].
- 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].
- Khrenov P.M. (Ed.), 1988. *Map of Faults in the Southern East Siberia*. Scale 1:1500000. VSEGEI, Leningrad (in Russian) [Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. П.М. Хренов. Л.: ВСЕГЕИ, 1988].
- Leskova E.V., Emanov A.A., 2013. Hierarchical Properties of the Tectonic Stress Field in the Source Region of

the 2003 Chuya Earthquake. *Russian Geology and Geophysics* 54 (1), 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.12.008>.

Levi K.G., Arzhannikova A.V., Buddo V.Yu., Kirillov P.G., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ruzhich V.V., Sankov V.A., 1997. Recent Geodynamics of the Baikal Rift. *Prospect and Protection of Mineral Resources* 1, 10–20 (in Russian) [Левина К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лукхнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20].

Levina E.A., Seminsky K.J., Miroshnichenko A.I., Gladkov A.S., 2017. Structure. Software Registration Certificate № 2017615651 of May 19, 2017. ROSPATENT (in Russian) [Левина Е.А., Семинский К.Ж., Мирошниченко А.И., Гладков А.С. Структура: Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017615651 от 19.05.2017 г. РОСПАТЕНТ, 2017].

Logachev N.A., 2003. History and Geodynamics of the Baikal Rift. *Russian Geology and Geophysics* 4 (5), 391–406.

Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N., 2009. Rift Basins in Pribaikalie: Tectonic Structure and Development History. *GEO, Novosibirsk*, 316 p. (in Russian) [Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Гео, 2009. 316 с.].

Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M., Alakshin A.M., Pospeev A.V., Shimaraev M.N., Khlystov O.M., 2001. The Cenozoic Baikal Rift Basin: Its Structure and Geological History. *GEO, Novosibirsk*, 252 p. (in Russian) [Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Гео, 2001. 252 с.].

Melnikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of Action of Earthquake Foci in the Baikal Region over the Period 1991–1996. *Russian Geology and Geophysics* 39 (11), 1598–1607.

Melnikova V.I., Radziminovich N.A., 2007. Parameters of Seismotectonic Deformation of the Earth's Crust in the Baikal Rift Zone Based on Seismological Data. *Doklady Earth Sciences* 416, 1137–1139. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07070355>.

Michael A.J., 1984. Determination of Stress from Slip Data: Faults and Folds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89 (B13), 11517–11526. <https://doi.org/10.1029/JB089iB13p11517>.

Moody J.D., Hill M.J., 1960. Wrench-Fault Tectonics. In: *Problems of Modern Foreign Tectonic Studies*. Inostrannaya Literatura, Moscow, p. 265–333 (in Russian) [Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Иностранная литература, 1960. С. 265–333].

Nikolaev P.N., 1978. System Analysis of Tectonic Stresses and Deformations. *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 5, 106–116 (in Russian) [Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Известия высших

учебных заведений. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116].

Osokina D.N., 1988. Hierarchical Properties of a Stress Field and Its Relation to Fault Displacements. *Journal of Geodynamics* 10 (2–4), 331–344. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(88\)90039-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(88)90039-7).

Parfeevets A.V., Sankov V.A., Miroshnichenko A.I., Lukhnev A.V., 2002. Evolution of the Crustal Stress State of the Mongolia-Baikal Mobile Belt. *Russian Journal of Pacific Geology* 21 (1), 14–28 (in Russian) [Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лукхнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28].

Parfenov V.D., 1984. On Tectonophysical Analysis Method for Geological Structure. *Geotectonics* 1, 60–72 (in Russian) [Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60–72].

Rebetsky Yu.L., 2007. Tectonic Stresses and Strength of Natural Mountain Ranges. *Akademkniga, Moscow*, 406 p. (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.].

Ruzhich V.V., 1972. On the Dynamics of Tectonic Development of Pribaikalie in the Cenozoic. *Russian Geology and Geophysics* 4, 122–126 (in Russian) [Ружич В.В. О динамике тектонического развития Прибайкалья в кайнозое // Геология и геофизика. 1972. № 4. С. 122–126].

San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D., 1997. Cenozoic Stress Field Evolution in the Baikal Rift Zone. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production* 21 (2), 435–455.

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.].

Seminsky K.Zh., 2012. Internal Structure of Fault Zones: Spatial and Temporal Evolution Studies on Clay Models. *Geodynamics & Tectonophysics* 3 (3), 183–194 (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура разломных зон: пространственно-временная эволюция на основе результатов физического моделирования // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 183–194]. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0070>.

Seminsky K.Zh., 2014. Specialized Mapping of Crustal Fault Zones. Part 1: Basic Theoretical Concepts and Principles. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 445–467 (in Russian) [Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445–467]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>.

Seminsky K.Zh., 2015. Specialized Mapping of Crustal Fault Zones. Part 2: Main Stages and Prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (1), 1–43 (in Russian) [Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика

и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 1. С. 1–43]. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170>.

Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 2011. Jointing Patterns and Stress Tensors in Cenozoic Sediments of the Baikal Rift: Development of the Structural-Genetic Approach. *Russian Geology and Geophysics* 52 (3), 353–367. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.02.008>.

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

Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. Stress Fields of the Earth's Crust and Geological and Structural Methods for Their Study. Nauka, Novosibirsk, 158 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.].

Sim L.A., 1991. The Study of Tectonic Stresses by Geological Indicators (Methods, Results, Recommendations). *Proceedings of Higher Educational Establishments. Geology and Exploration* 10, 3–22 (in Russia) [Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. № 10. С. 3–22].

State Geological Map of the Russian Federation, 2006. Selenga Series. Scale 1:200000. Sheet M-48-IV (Babushkin). Moscow Branch of VSEGEI, Moscow (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Селенгинская серия. Масштаб 1:200000. Лист М-48-IV (Бабушкин). М.: МФ ВСЕГЕИ, 2006].

Taliev S.D., Badardinov A.A., 1993. Conditions of Pleistocene Sedimentary Deposition in South Baikal. *Russian Geology and Geophysics* 34 (10–11), 37–51 (in Russian) [Талиев С.Д., Бадардинов А.А. Условия накопления плейстоценовых отложений Южного Байкала // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 37–51].

Umurzakov R.A., 2023. Deformation Regimes and Low-Rank Paleotectonic Stresses of the Western Tian Shan in the Mesozoic – Cenozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (1), 0687 (in Russian) [Умурзаков Р.А. Деформационные режимы и палеотектонические напряжения низшего ранга западной части Тянь-Шаня в мезозое – кайнозое // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. 0687]. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0687>.

Yamaji A., 2000. The Multiple Inverse Method: A New Technique to Separate Stresses from Heterogeneous Fault-Slip Data. *Journal of Structural Geology* 22 (4), 441–452. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00163-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00163-7).