

УДК 551.2.3

СОВРЕМЕННОЕ НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

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

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Россия

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

³ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

Выполнена тектонофизическая инверсия поля коровых напряжений на основе каталога механизмов очагов землетрясений Байкальской рифтовой системы, полученных по данным региональной сейсмической сети. Использование метода катакластического анализа разрывных смещений, созданного в ИФЗ РАН, позволило установить ряд закономерностей ориентации главных напряжений, которые ранее не были выявлены. Показано, что напряжения наибольшего девиаторного растяжения изменяют направления своего погружения при переходе через ось Байкальской рифтовой системы. Получено поле пространственных изменений величин нормированных шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений, что позволило выявить участки высокого уровня этих напряжений в коре Байкальской впадины. Полученные закономерности поля напряжений лучше всего соответствуют механизму формирования современного напряженного состояния Байкальской рифтовой системы, сочетающему вертикальное восходящее течение от верхнемантийной конвекции и воздействия, связанные с горизонтальным потоком в астеносфере и отодвиганием Амурской плиты от Евразийской в СЗ—ЮВ направлении.

Напряжения, землетрясения, тектонофизика, фокальные механизмы землетрясений, разломы, геодинамика

CURRENT STRESS PATTERN AND GEODYNAMICS OF THE BAIKAL RIFT SYSTEM

Yu.L. Rebetsky, A.A. Dobrynina, V.A. San'kov

The crustal stress field of the Baikal Rift System has been reconstructed by tectonophysical inversion of focal mechanisms from the catalog of earthquakes recorded by the regional seismological network. Cataclastic analysis of fault slip data developed at the Shmidt Institute of the Physics of the Earth (Moscow) revealed previously unknown features in the behavior of principal stresses. Namely, the maximum deviatoric stresses diverge off the rift axis while the normalized spherical and deviatoric stress tensor components reach high magnitudes in the crust of the Baikal Basin. The obtained stress pattern of the Baikal Rift System is consistent with the rift origin by a joint action of a vertical mantle flow (upwelling branch of convection) and a horizontal flow in the asthenosphere which drives the NW–SE motion of the Amur plate off Eurasia.

Stress, earthquake, tectonophysics, earthquake focal mechanism, fault, geodynamics

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время не существует единственного общепринятого механизма формирования Байкальской рифтовой системы (БРС). На современном этапе сбросы являются ведущими структурами для всей центральной части БРС и ее северо-восточного фланга. Признаков поднятий или впадин раннего этапа в пределах фланговых участков БРС не обнаружено. Вместе с тем как на северо-восточном фланге, так и в центральной части БРС ранние стадии развития рифтогенных разломов связаны со сдвиговыми смещениями, которые сменились сбросовыми [San'kov et al., 1997]. Ядром рифтовой системы являлась Южно-Байкальская впадина, от которой с палеоцена—эоцена билатерально продвигались рифтовые структуры в направлении фланговых участков [Логачев, 2003].

На основе анализа морфологии БРС и кинематики разломов в различных ее частях в разное время были предложены несколько кинематических моделей развития этой тектонической структуры. Так, в работах [Флоренсов, 1968; Зорин, 1971; Замараев и др., 1977; Logatchev, Zorin, 1987; Артюшков и др., 1990; и др.] раскрытие рифтовых впадин связывалось с воздействием восходящего разогретого вещества — крупномасштабного плюма, поднимающегося к основанию земной коры из активизированной разогретой мантии (активный рифтогенез). Следствием такого воздействия являлось формирование сводовых поднятий и квазипластического растяжения земной коры с образованием разломов сбросовой кинематики.

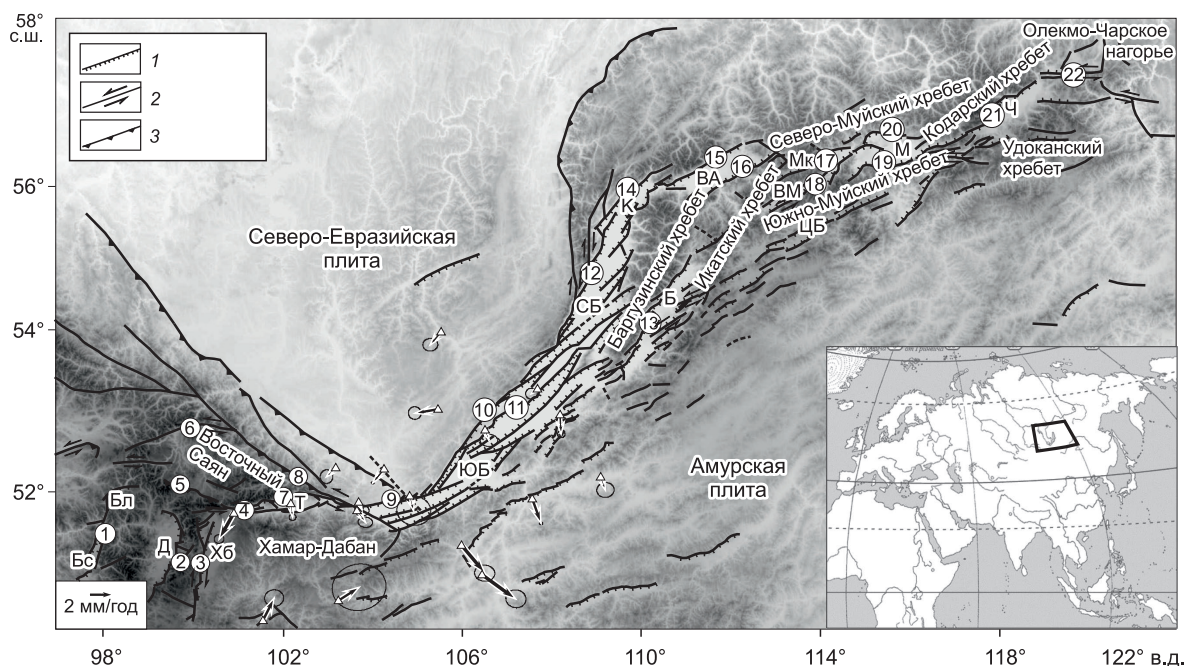


Рис. 1. Схема неотектонических структур Байкальской рифтовой системы и окружающих ее территорий.

Буквами обозначены рифтовые впадины: Ч — Чарская, М — Муйская, Мк — Муяканская, ВМ — Верхнемуйская, ВА — Верхнеангарская, ЦБ — Ципа-Баунтовская, Б — Баргузинская, СБ — Северо-Байкальская, ЮБ — Южно-Байкальская, Т — Тункинская, ХБ — Хубсугульская, Д — Дархатская, Бс — Бусингольская, Бл — Белинская. 1—3 — разломы: 1 — сбросы, 2 — сдвиги, 3 — взбросы и надвиги. Разломы обозначены цифрами в кружках: 1 — Бусингольский, 2 — Дархатский, 3 — Хубсугульский, 4 — Байкало-Мондинский, 5 — Яматский, 6 — Окино-Жомболокский, 7 — Тункинский, 8 — Главный Саянский, 9 — Обручевский, 10 — Приморский, 11 — Морской, 12 — Северо-Байкальский, 13 — Баргузинский, 14 — Кичерский, 15 — Акулинский, 16 — Верхнеангарский, 17 — Муяканский, 18 — Верхнемуйский, 19 — Южно-Муйский, 20 — Северо-Муйский, 21 — Кодакский, 22 — Ханийский.

Стрелки — векторы горизонтальных движений земной коры по данным GPS-измерений, овал показывает точность определения вектора [Лухнев и др., 2010].

Несколько позднее в целом ряде работ возникла гипотеза о ведущей роли в формировании БРС латерального сжатия, связанного с дальнедействующим влиянием коллизии Индийской плиты [Molnar, Tarronpiet, 1975; Зоненшайн и др., 1978; Ма Си Юань, 1990; Дядьков и др., 2004; и др.]. Считалось, что это давление привело к активизации небольших микроплит и развороту Амурской плиты с раскрытием щелевого рифта на месте Южно-Байкальской рифтовой впадины (пассивный рифтинг). В работе [Das, Filson, 1975] рассматривалась возможность совместного действия этих сил и мантийного плюма. В противоположность этой концепции в работе [Ружич и др., 2016] была высказана идея о влиянии растяжения со стороны тихоокеанской зоны субдукции, что также может приводить к отодвиганию Амурской плиты от Евразии.

Практически в то же время в работе [Шерман, Леви, 1977] впервые была высказана гипотеза о большой роли субширотной сдвиговой компоненты смещений при формировании впадин фланговых участков рифта. Авторы этой работы интерпретировали фланги как активные трансформы — разломы левостороннего сдвига, а впадины БРС как локальные структуры типа пулл-апарт (пассивный рифтогенез). Дополнительная аргументация для обоснования кинематических моделей этого типа была представлена на основе использования результатов интерпретации геологических материалов [Любацкая, 1987; Jolivet et al., 2013], геометрического моделирования [Балла и др., 1990], физического моделирования [Семинский, Когут, 2009], математического моделирования методом конечных элементов [Полянский, Добрецов, 2001].

Данные измерений горизонтальных движений на Монголо-Байкальском полигоне методом GPS-геодезии [Calais et al., 2003; Лухнев и др., 2003; и др.] указывают на существование конвергентных движений в области между Джунгарским блоком и Сибирской платформой, широтных смещений между Сибирской платформой и блоками Центральной Монголии и дивергенции Сибирской платформы и Амурской плиты (рис. 1). Скорость растяжения поперек Южно-Байкальской впадины составляет

3.4 ± 0.7 мм/год [Саньков и др., 2009]. Забайкальский блок Амурской плиты, по этим данным, движется в направлении юго-востока 130°. Важным представляется тот факт, что векторы горизонтальных движений в этом направлении не локализуются только вблизи Байкальского рифта. Такое направление имеют пункты измерений, находящиеся в Восточном Забайкалье и на территории Северного Китая. Современное направление дивергенции блоков совпадает с направлением голоценовых перемещений блоков по данным изучения палеосейсмодислокаций [Саньков и др., 1999; San'kov et al., 2000].

В работе [Саньков и др., 2011] в качестве источника дивергенции Северной Евразии и Амурской плиты с образованием структур БРС предлагается рассматривать длительно существующий горизонтальный поток вещества астеносферы в направлении с СЗ на ЮВ. Признаки наличия такого течения наблюдаются по данным изучения сейсмической анизотропии верхней мантии, как под Сибирской платформой, так и под Амурской плитой в Забайкалье, Монголии, Северном Китае и далее вплоть до Южно-Китайского моря. Формирование локальных подлитосферных аномалий в этой модели связывается с наличием вертикально направленных ветвей этого потока в зонах градиента толщины литосферы. В рамках такой концепции сжатие со стороны зоны коллизии, с одной стороны, тормозит движение Северной Евразии к юго-востоку и, с другой, — увеличивает относительную скорость движения Амурской плиты.

Ответ на вопрос, какой из этих четырех механизмов деформирования реализован в литосфере БРС является до сих пор актуальным. Известно [Гзовский, 1975], что данных об одной геометрии складки недостаточно, чтобы из двух вариантов — продольный или поперечный изгиб — сделать выбор о механизме ее образования. Точно также данных только о ее глубинном строении и современном поле скоростей деформаций поверхности недостаточно для проверки указанных выше механизмов континентального рифтинга. Решение проблемы выбора механизма нагружения региона может дать тектонофизический анализ закономерности пространственного распределения широкого набора компонент напряжений. К сожалению, в громадном своем большинстве изучение природных напряжений регионов завершается построением карт распределения ориентации напряжений наибольшего и наименьшего горизонтального сжатия [Zoback, 1992; Heidbach et al., 2018], что существенно обедняет возможности тектонофизического анализа.

В этой работе мы поставили перед собой задачу, используя один из наиболее продвинутых методов инверсии природных напряжений — катакластический метод [Ребецкий, 1997, 1999, 2001, 2003], выявить особенности поля напряжений, которые бы позволили осуществить выбор одного из четырех рассмотренных выше механизмов формирования БРС.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Тектоника. Байкальская рифтовая система (БРС) расположена в Северной Евразии (юг Восточной Сибири) и является второй по величине континентальной рифтовой системой в мире (см. рис. 1). Она протягивается вдоль края Сибирской платформы на 1600 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии и состоит из линейной системы поднятий и впадин, ограниченных разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978]. Основу древней структуры региона представляют архейско-протерозойская Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область, которые являются тектоническими структурами первого порядка. Внутри Саяно-Байкальской складчатой области выделяется ряд тектонических блоков — террейнов, возраст которых варьирует от позднего протерозоя до среднего палеозоя.

Согласно [Мац и др., 2001], время начала формирования БРС относится к позднему мелу — раннему олигоцену (70—60 млн л. н.). Второй наиболее активный этап рифтогенеза начался 30 млн л. н. [Mats, 2015], а его фаза, сопровождаемая активной вулканической деятельностью, приходится на 18—12 млн л. н. [Рассказов, Чувашова, 2013, 2016]. Последние 5 млн лет относят к третьему этапу рифтогенеза в Прибайкалье [Mats, 2015], который происходил в условиях некоторого снижения активности подкоровых магматических процессов на фоне увеличения скорости вертикальных тектонических движений.

Мощность кайнозойских континентальных отложений в Южно-Байкальской впадине достигает 7000—9000 м (район дельты Селенги) и 4500 м — в Северо-Байкальской (район устья Верхней Ангары) [Moore et al., 1997]. В других крупных рифтовых впадинах (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Нижнемуйской и Чарской) мощности кайнозойских отложений достигают 2300—2800 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Характерной особенностью большинства крупных рифтов (впадин байкальского типа) является асимметричность поперечных сечений: более крутыми являются их северо-западные и северные борта. Эта асимметричность связана с тем, что *крупноамплитудные сбросы приурочены преимущественно к границам более древних тектонических блоков, которые ограничивают рифтовые впадины с северо-запада и севера* (полуграбены) в центральной и юго-западной частях БРС. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500—2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую впадину с северо-запада, 3000—4000 м. Имеются данные о наличии горизон-

тальных смещений по разломам на фланговых участках БРС [Шерман и др., 1973; Шерман, Леви, 1977; Шерман, Днепровский, 1989; Саньков и др., 1991, 2002; Чипизубов и др., 1994, 2003; и др.]. При этом разломы субширотного простирания имеют левостороннюю сдвиговую компоненту, а субмеридиональные — правостороннюю.

Отмеченная выше закономерность разломной тектоники соответствует напряженно-деформированному состоянию земной коры в различных частях БРС. Согласно реконструкциям палеонапряжений, полученным по данным о тектонической трещиноватости и смещениям по разломам, формирование структур центральной части БРС происходило в условиях горизонтального растяжения и транстенсии [Шерман, Днепровский, 1989; San'kov et al., 1997; Delvaux et al., 1997]. На северо-восточном фланге проявлены условия транстенсии и сдвига [Геология..., 1985; Саньков и др., 1991]. Ось минимального сжатия здесь направлена на ЮВ под острым углом к основному субширотному простиранию структуры. Напряженное состояние земной коры юго-западной части БРС в кайнозой эволюционировало от условий растяжения и транстенсии в миоцене к условиям сдвига и транспрессии в плейстоцене—голоцене [Парфеев, Саньков, 2006а, б].

Глубинное строение. Ранее считалось, что под Байкальской рифтовой системой и Центральной Монголией находится обширная область аномальной (низкоскоростной) мантии [Рогожина, Кожевников, 1979] с вертикальной мощностью до 350—500 км при дефиците скорости P -волн 0.3 км/с. Позднее методами телесеismicической томографии под БРС было подтверждено наличие области низкоскоростной мантии, кровля которой, по данным [Gao et al., 1994; Зорин и др., 1996], располагается непосредственно под подошвой земной коры самой южной части Байкальской впадины и погружается до 200 км под центральной частью впадины. Согласно данным [Tiberi et al., 2003], кровля астеносферы в районе Южного Байкала поднимается только до глубины 70 км. Результаты томографических исследований [Ананьин, Мордвинова, 2012; Мордвинова и др., 2016] указывают на наличие аномального мантийного вещества под литосферой в районе южной оконечности оз. Байкал и его отсутствии под центральной частью рифтовой системы и под большей частью ее северо-восточного фланга.

При использовании данных ГСЗ и близких землетрясений выделен слой мантии с пониженными скоростями продольных и поперечных волн. Область пониженных скоростей на поверхности мантии вытянута в северо-восточном направлении более чем на 1500 км и имеет ширину от 200 до 400 км, охватывая всю рифтовую систему [Крылов и др., 1981].

Мощность литосферы составляет 200 км и более под Сибирской платформой и варьирует от 120 и до 170 км под Забайкалем и Монголией [Кожевников и др., 2014]. Положение БРС частично совпадает с положением градиентной зоны мощности литосферы. Мощность коры под рифтовыми впадинами составляет 34—48 км, под горными поднятиями Восточного Саяна 44—52 км и 37—39 км под Сибирской платформой [Мац и др., 2001]. Согласно последней интерпретации данных ГСЗ [Suvorov et al., 2002], утонение коры под рифтовыми впадинами не подтверждается.

По данным МТЗ, кровля слоя высокой электрической проводимости, отождествляемого с астеносферой, залегает под платформой на глубине 200 км, под БРС — на глубине 100 км в ее южной части и 60 км в северной [Попов, 1989; Зорин и др., 1996].

С другой стороны, согласно работе [Сеначин, Баранов, 2016], в БРС отмечается низкий уровень мантийных гравитационных аномалий (–50...+50 мГал), получаемых после вычета гравитационного эффекта коры (0...–100 мГал) из полного поля гравитационных аномалий по модели GGM01, полученной на основе спутниковых наблюдений в ходе выполнения проекта «GRACE» (<http://www.csr.utexas.edu>). При этом к северу и югу от БРС уровень мантийных гравитационных аномалий соответственно 50—150 и –50...–150 мГал. Это свидетельствует о близости к изостатической компенсации на уровне границы Мохо.

Сейсмичность. Байкальская рифтовая система характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. С начала инструментальной регистрации (с 1950 г.) по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) здесь произошло 13 землетрясений с магнитудой $M_s \geq 6.0$ (<http://www.seis-bykl.ru>). Согласно историческим данным, к исследуемому региону приурочены также события с магнитудой до 8.2 [Новый каталог..., 1977]. Количество слабых и умеренных событий (энергетический класс $K_p \geq 7$) довольно значительно — в среднем около 3—4 тыс. землетрясений в год [Масальский и др., 2007].

Анализ эпицентрального поля землетрясений БРС показал, что большинство землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе. Забайкалье характеризуется слабой рассеянной сейсмичностью. Сибирская платформа практически асейсмична [Голенецкий, 1973, 1977; Геология..., 1985; Golenetsky, 1990; Сейсмоионосферные..., 2012; и др.].

Эпицентры землетрясений в рифте образуют протяженные полосы, в большинстве случаев ориентированные согласно основным рифтовым структурам. Эти полосы не всегда коррелируют с зонами известных по геологическим данным разломов. Характер реализации сейсмичности исследуемой территории достаточно многообразен: помимо одиночных сильных землетрясений наблюдается большое ко-

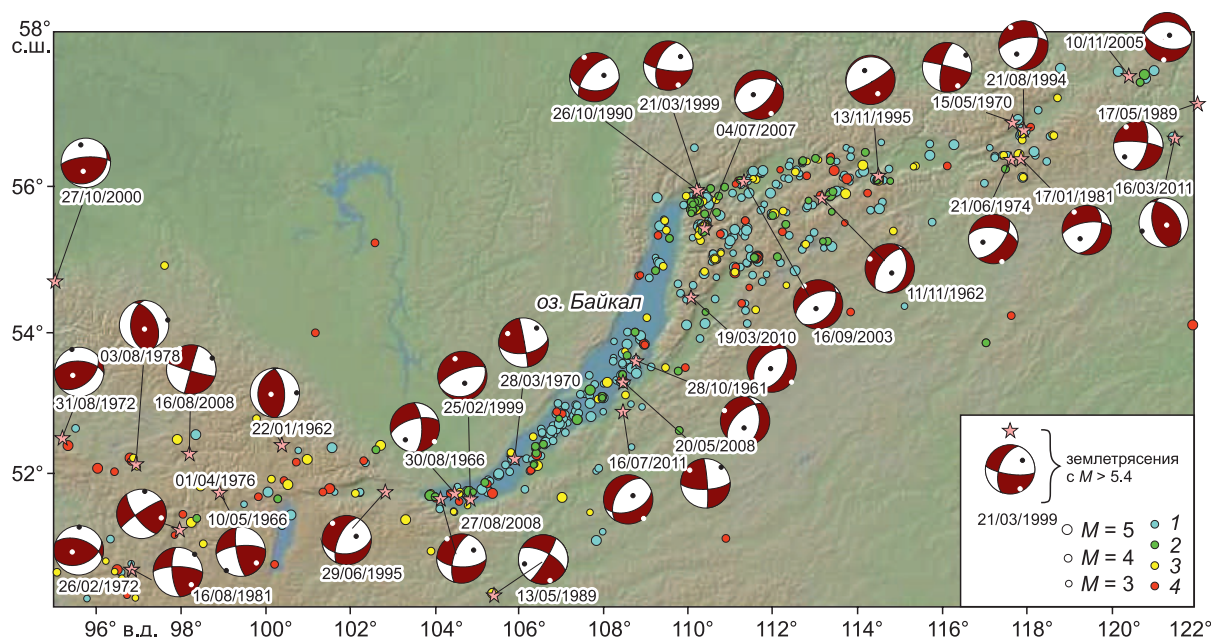


Рис. 2. Механизмы очагов землетрясений с магнитудой $M > 5.4$ Байкальского рифта за период 1960—2013 гг.

Для землетрясений с магнитудой $M \leq 5.4$ тип подвижки в очаге показан цветом. 1 — сбросы; 2 — сбрососдвиги и сдвигосбросы; 3 — сдвиги; 4 — взбросы, сдвиговзбросы и взбрососдвиги.

личество афтершоковых и форшок-афтершоковых последовательностей, также часты случаи регистрации роев землетрясений [Голенецкий, 1977; Сейсмическое районирование..., 1977; Радзиминович, Очковская, 2013]. Основная масса землетрясений происходит в пределах средней коры на глубинах 10—25 км [Гилева и др., 2000; Радзиминович и др., 2003; Radziminovitch et al., 2005; Гилева, 2007; Суворов, Тубанов, 2008; Арефьев и др., 2008; Радзиминович, 2010].

Механизмы очагов землетрясений БРС показывают преобладание очагов «рифтового» типа (оси напряжений в очагах P и T соответственно близвертикальны и близгоризонтальны, а нодальные плоскости ориентированы согласно простиранию основных рифтовых структур) в центральной части БРС и очагов со сдвиговой компонентой смещения по разрывам на флангах (рис. 2) [Солоненко и др., 1993; Petit et al., 1996; Мельникова, Радзиминович, 1998, 2007; San'kov, Dobrynina, 2018; Seredkina, Melnikova, 2018].

ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ РЕКОНСТРУКЦИЙ СОВРЕМЕННОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ БРС

В работе О.А. Кучай [1990] выполнена реконструкция поля сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой системы по методике Ю.В. Ризниченко [1985] по 2206 индивидуальным и композитным определениям механизмов очагов землетрясений. Значение коэффициента Лодэ—Надаи варьируется в среднем от 0.2 до -0.2 (условия чистого сдвига), участки одноосного растяжения ($\mu = -0.3 \dots -0.9$) локализованы на западе и северо-востоке рифтовой системы, участки одноосного сжатия — на востоке от северного окончания оз. Байкал и на северо-востоке региона. Наиболее устойчивым на территории БРС оказывается направление траекторий СЗ-ЮВ максимального удлинения, оно совпадает с направлением напряжений наибольшего девиаторного растяжения.

В работе [Petit et al., 1996] стресс-тензоры современного поля напряжений с использованием 319 механизмов очагов землетрясений были построены для отдельных структур БРС с использованием метода [Carey-Gailhardis, Mercier, 1987]. В этом методе инверсия напряжений выполняется на основе функционала, минимизирующего отклонения векторов касательных напряжений на плоскостях разрывов (очаг землетрясения) от направлений скольжения их бортов. Такой подход требует осуществить выбор одной из двух нодальных плоскостей в качестве сейсмического разрыва. Здесь авторы работы используют гипотезу о том, что на реальной плоскости разрыва касательные напряжения наибольшие. По результатам расчетов установлено, что на фоне стабильного СВ простирания напряжений наибольшего горизонтального сжатия $S_{H \max}$ регионального уровня в Центральной Азии для БРС наблюдаются отчетливые вариации режима напряженного состояния. Для центральной части БРС характерны условия радиального растяжения в горизонтальном направлении (одноосное сжатие с осью максимального сжа-

тия в вертикальном направлении), которые на ЮЗ и СВ ее окончаниях сменяются условиями чистого сдвига с промежуточным главным напряжением. На локальном уровне простираение оси $S_{H\max}$ связано с простираением главных активных разломов. Главным фактором, контролирующим пространственные закономерности напряженно-деформированного состояния БРС, по мнению авторов, является взаимодействие сжатия регионального уровня с геометрией края жесткой Северо-Евразийской платформы.

В работах [Солоненко и др., 1993; Мельникова, Радзиминович, 2007; Seredkina, Melnikova, 2018] оценка напряженно-деформированного состояния среды путем расчета скоростей тензора сейсмотектонических деформаций выполнялась по методике С.Л. Юнга [1990], основанной на статистическом анализе совокупности матриц индивидуальных механизмов. Показано, что в поле сейсмотектонической деформации земной коры БРС представлено двумя преобладающими деформационными режимами — субгоризонтальным северо-западным удлинением в центральном сегменте зоны и сдвигами на ее дистальных участках. Средние скорости этих деформаций земной коры БРС за 50 лет инструментальных наблюдений варьируют в диапазоне 10^{-11} – 10^{-8} год⁻¹, что приблизительно на один-два порядка ниже скоростей, установленных по геологическим и геодезическим данным. Сдвиговые компоненты среднего тензора скорости сейсмотектонических деформаций на флангах рифта имеют наибольшие значения. В центральном и северо-восточном районах БРС характеристики среднего тензора сейсмического момента стабильны во времени, удлинение в северо-западном направлении является главной сейсмотектонической характеристикой этой части рифтовой зоны в целом.

В работах [Саньков, Добрынина, 2015; San'kov, Dobrynina, 2018] исследовано современное разломообразование в БРС на уровне очагового слоя по данным о механизмах очагов землетрясений (733 индивидуальных и 202 групповых определений) с использованием ранней версии программы STRESS-seism метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [Rebetsky, 1996; Ребецкий, 2003]. Была выполнена реконструкция современного напряженного состояния земной коры. Показано, что результаты определения главных напряжений не противоречат результатам расчетов скорости тензора сейсмотектонических деформаций [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990] и результатам других методов, опубликованным ранее. Проведенный анализ распределения коэффициента Лоде—Надаи позволил установить, что практически вся территория БРС деформируется в условиях эллипсоида напряжений, близко к чистому сдвигу (механика сплошной среды). Выделены 4 участка с эллипсоидом напряжений вблизи одноосного сжатия — сочленения Хубсугульского и Тункинского звеньев рифтовой системы, в районе дельты Селенги, в северном окончании поднятия Баргузинского хребта и в районе Муйско-Чарской межвпадинной перемычки.

Показано, что поле напряжений горизонтального растяжения с преобладанием условий чистого сдвига охватывает центральную часть и северо-восточный фланг БРС. Простираение реализованных плоскостей фокальных механизмов для этих частей БРС соответствует простираению неотектонических разломов и сейсмодислокаций. Для юго-западного фланга БРС наряду с напряженным состоянием горизонтального растяжения также представлены и режимы горизонтального сдвига и сжатия. Унаследованность современными разломами (реализованные плоскости в очагах землетрясений) неотектонической структуры в этом районе проявлена меньше, что интерпретируется с точки зрения наложенности процессов сжатия коллизионного происхождения на господствовавшие здесь до позднего плиоцена условия растяжения земной коры.

Если оценивать актуальность и детальность результатов представленных выше исследований, то следует отметить, что в сравнении с работами, выполненными в прошлом веке [Кучай, 1990; Petit et al., 1996; Солоненко и др., 1993, 1996], существенно увеличилась база качественных сейсмологических данных. Это позволяет выполнять инверсию напряжений, работая с меньшими группами механизмов очагов землетрясений. С другой стороны, в большей части ранее выполненных расчетов современного напряженно-деформированного состояния использовалась технология определения тензора приращений сейсмотектонических деформаций [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1993, 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007; Seredkina, Melnikova, 2018], по Ю.В. Ризниченко или С.Л. Юнге. Этот подход использует площадной (обычно 1°) принцип создания расчетной выборки механизмов очагов землетрясений, без их проверки на однородность, что приводит к существенному сглаживанию неоднородностей напряженно-деформированного состояния.

Исследования, выполненные в работах [Саньков, Добрынина, 2015; San'kov, Dobrynina, 2018], являются наиболее детальными в плане полученных данных о параметрах поля напряжений. Но в них были представлены только данные об ориентации главных осей тензора напряжений (результаты первого этапа МКА), что не позволяет перейти к решению проблемы, сформулированной во введении, — тестированию трех главных гипотез формирования БРС по данным о современном напряженном состоянии коры региона.

Все это позволяет говорить об актуальности дальнейшего исследования закономерностей поля современных напряжений в коре БРС.

МЕТОД ИНВЕРСИИ НАПРЯЖЕНИЙ ИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

При расчете напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов представленного выше каталога землетрясений использовалась последняя модификация программы STRESSseism, созданная на основе алгоритма МКА [Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2013; Rebetsky, Tatevossian, 2013]. Отличием новой версии программы от предыдущих вариантов является возможность автоматизированного подбора окна усреднения напряжений при создании однородных выборок фокальных механизмов. Это особенно важно для регионов с редкой сетью сейсмических станций, где плотность эпицентров очагов землетрясений существенно неодинаковая и при этом существует необходимость определения напряжений в зонах малой плотности эпицентров.

Сам МКА начал создаваться в начале 90-х годов прошлого века и первоначально [Rebetsky, 1996; Ребецкий, 1999] являлся прямым продолжением алгоритмов методов Гущенко [Гущенко, 1979] и Анжелле [Angelier, 1975]. Он позволял определять только ориентацию осей главных напряжений и соотношение девиаторов напряжений, т. е. параметры эллипсоида напряжений — первый этап расчета. В дальнейшем МКА был развит и на расчет относительных величин шаровой и девиаторных компонент тензора напряжений — второй, третий и четвертый этапы расчета.

Первый этап МКА: однородные выборки землетрясений, параметры эллипсоида напряжений. В первых вариантах МКА единственной отличительной его чертой от известных методов [Angelier, 1984; Carey-Gailhardis, Mercier, 1987; Гущенко, 1996] являлось более жесткое ограничение на возможность совместного использования разнотипных механизмов очагов в однородной выборке землетрясений, по которой в дальнейшем определяются параметры тензора напряжений. В методах Гущенко и Анжелле таким ограничением являлась система из двух неравенств для компонент приращений продольных деформаций в направлении действия искоемых осей главных напряжений:

$$\varepsilon_{11} \geq 0, \varepsilon_{33} \geq 0. \quad (1)$$

Эти неравенства фактически следуют из требования острого угла на плоскости разрыва между направлением смещения и касательным напряжением искомого напряженного состояния. В МКА вместо (1) используется более строгое ограничение

$$\varepsilon_{11} \geq \varepsilon_{22} \geq \varepsilon_{33}. \quad (2)$$

В (1) и (2) $\varepsilon_{ii} = n_i s_i$ определяют приращение деформации в направлении возможной ориентации осей главных напряжений $\sigma_i (i = 1, 2, 3)$, а n_i и s_i — соответственно направляющие косинусы полюсов нодальных плоскостей $\mathbf{n}$ и $\mathbf{s}$ механизмов очагов землетрясений в системе координат, связанной с искомыми осями главных напряжений.

Заметим, что здесь и далее знак напряжений выбран в соответствии с правилами механики сплошной среды, т. е. растяжение положительно. В этом случае при сохранении для главных напряжений правила $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, говоря об осях главных напряжений для σ_1 , будем говорить о направлениях минимальных сжимающих напряжений или главного девиаторного растяжения или главного растяжения, а для σ_3 — максимальных сжимающих напряжений или главного сжатия.

Известно, что (1) определяет попадание искоемых осей алгебраически максимального и минимального главных напряжений в квадранты соответственно растяжения (квадрант оси T) и сжатия (квадрант оси P) отдельных механизмов. Можно говорить, что оно накладывает ограничение на произвол в ориентации двух главных напряжений σ_1 и σ_3 . Физически это требование означает, что угол между направлением смещения в очаге и касательным напряжением на этой плоскости, отвечающим искомому тензору напряжений, должен быть острым. Таким образом, в результате разрывного смещения, реализуемого для искомого тензора напряжений, упругая энергия объема уменьшается.

Заметим, что условие (2) включает в себя условие (1), так как

$$\varepsilon_{11} + \varepsilon_{22} + \varepsilon_{33} = 0. \quad (3)$$

Кроме того, условие (2) имеет дополнительное ограничение, накладываемое на ориентацию промежуточного главного напряжения σ_2 . Условие (2) является следствием требования упорядоченности развития необратимых деформаций, составляющих один из базисов математической теории пластичности [Черных, 1988]. В приложении к развитию усредненных трещинных деформаций это положение требует выполнения трех условий. Каждый трещинный сдвиг должен создавать: 1) только деформации удлинения в направлении искомой оси главного напряжения σ_1 ; 2) только деформации укорочения в направлении искомой оси главного напряжения σ_3 ; 3) деформации удлинения или укорочения в направлении искомой оси главного напряжения σ_2 , но эти деформации должны быть меньше, чем соответствующие

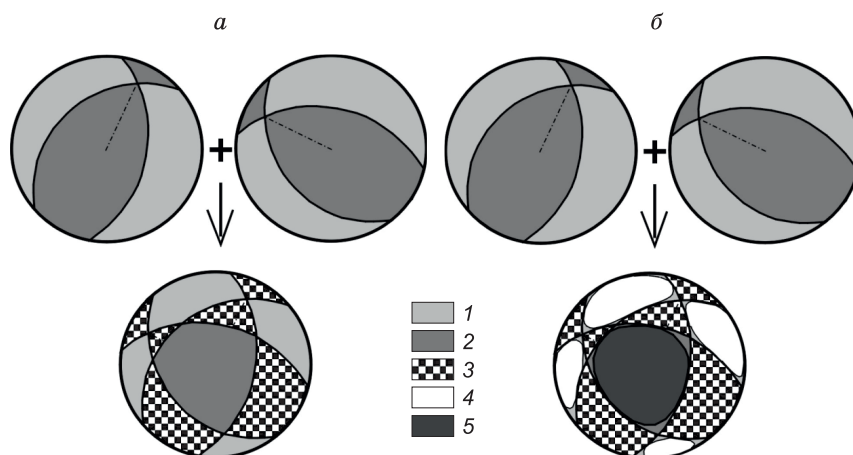


Рис. 3. Схема суммирования областей «запрета» выхода на нижнюю полусферу оси главного напряжения σ_1 и σ_3 по двум механизмам очагов землетрясений:

a — на основе неравенств (1); *б* — на основе неравенств (2). 1, 2 — области возможного выхода для осей соответственно σ_1 и σ_3 по одному механизму землетрясения; 3 — область «запрета» для осей σ_1 и σ_3 по двум механизмам на основе неравенств (1); 4, 5 — область возможного выхода для осей соответственно σ_1 и σ_3 по двум механизмам на основе неравенств (2).

щие деформации в направлении осей σ_1 и σ_3 . Использование условия (2) вместо (1) позволяет значительно быстрее уменьшать неопределенность в ориентации осей главных напряжений при применении метода суммирования квадрантов [Carey-Gailhardis, Mercier, 1987] (рис. 3).

Особо отметим, что условия (1) и (2) можно также рассматривать как критерии проверки данных о механизмах очагов землетрясений на совместимость. События, удовлетворяющие этим критериям, формируют так называемые однородные выборки землетрясений.

В алгоритме МКА существует положение о параллельном расчете тензора приращений сейсмотектонических деформаций по данным о механизмах очагов землетрясений из однородной выборки [Rebetsky, 1996; Ребецкий, 1997]. Это позволяет сформулировать физический принцип определения наиболее достоверного положения осей σ_1 и σ_3 на единичных полусферах в областях взаимного пересечения квадрантов растяжения и сжатия соответственно. В качестве такого принципа было принято требование о достижении максимального снижения механической энергии для осей главных напряжений, попадающих в области их допустимого положения. На основе этого положения определяется единственная ориентация осей главных напряжений и значение коэффициента Лоде—Надаи μ_σ , определяющего вид эллипсоида напряжений.

По результатам первого этапа расчета также можно вычислить девиаторные компоненты тензора напряжений, нормированные на величину максимальных касательных напряжений ($\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2$):

$$\frac{\tilde{\sigma}_{ij}}{\tau} = \frac{\sigma_{ij} + \delta_{ij}p}{\tau} = (1 - \mu_\sigma / 3)l_{1i}l_{1j} + (2\mu_\sigma / 3)l_{2i}l_{2j} - (1 + \mu_\sigma / 3)l_{3i}l_{3j}, \quad (4)$$

где l_{ki} — направляющие косинусы главных напряжений (σ_k , $k = 1, 2, 3$) в системе координат ($i = 1, 2, 3$), выбранной для расчета напряжений, δ_{ij} — тензор Кронекера, а $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$ — изотропное давление.

Специально отметим, что использование параллельного расчета тензора сейсмотектонических деформаций, с одной стороны, позволяет решить проблему нахождения оптимальных параметров эллипсоида напряжений на основе минимизации функционала в виде суммарной энергии упругой разгрузки. С другой, — позволяет рассчитать тензор сейсмотектонических деформаций с той же детальностью (масштабом усреднения), что и параметры тензора напряжений. При этом в отличие от работы [Petit et al., 1996], расчеты параметров эллипсоида напряжений не требуют на этой стадии определения одной из нодальных плоскостей в качестве сейсмического разрыва.

Второй этап МКА: полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора, нормированные напряжения. Окончательно алгоритм МКА сформировался, когда в него были введены положения, позволяющие на основе анализа напряженных состояний землетрясений из однородной выборки на диаграмме Мора [Ребецкий, 2001, 2003] определять соотношение шаровой и девиаторной компонент

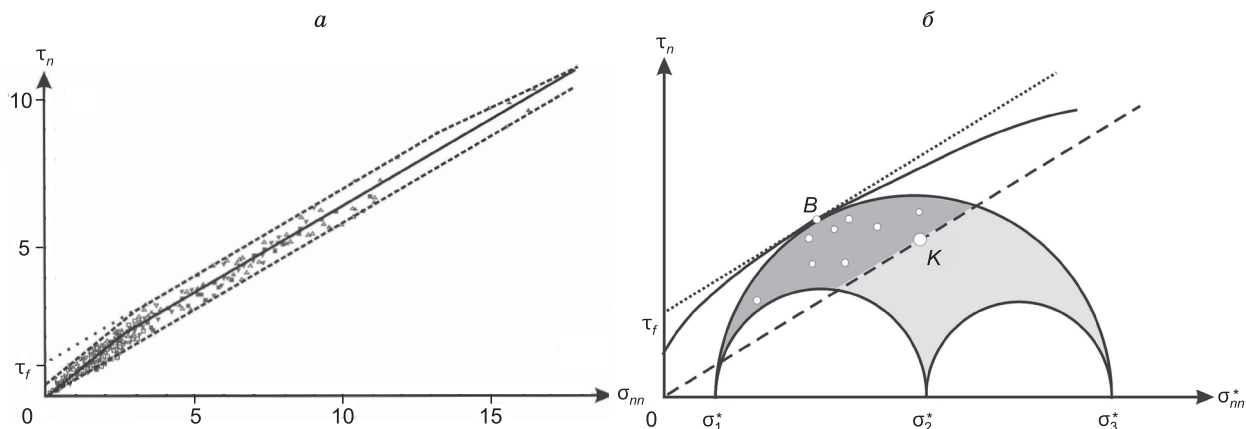


Рис. 4. Полоса хрупкого разрушения на диаграмме Мора:

a — по результатам экспериментов (см. работы [Byerlee, 1968, 1978]), *б* — асимптотика линии предела прочности и минимального сопротивления трения, используемая в МКА. Большой и малые круги Мора отвечают искомому напряженному состоянию. Область светло-серой заливки внутри большого круга Мора, отсекаемая малыми кругами Мора, определяет возможные напряженные состояния на разноориентированных наклонных площадках. Область темно-серой заливки определяет напряженные состояния на трещинах, которые могут активизироваться при выполнении условия (5). Сплошная линия — предел внутренней прочности с учетом флюидного давления, пунктирная — линейная аппроксимация предельной кривой, штриховая — минимальное сопротивление поверхностного статического трения. Точки в пределах темно-серой области есть напряжения на плоскостях сколовых трещин из однородной выборки. Точка *B* определяет напряженное состояние на плоскости скалывания, *K* лежит на линии минимального сопротивления сухого трения. Диаграмма Мора построена для эффективных напряжений, направо откладываются сжимающие напряжения.

тензора напряжений. Эти положения опирались на результаты множества экспериментов по хрупкому разрушению горных пород в условиях обжатия, обобщенные в работах [Byerlee, 1968, 1978].

Основу этого анализа составило положение о полосе хрупкого разрушения (рис. 4, *a*), в которую должны были попадать напряженные состояния на активизирующихся разрывных смещениях:

$$0 \leq \tau_c \leq \tau_f \quad \text{при} \quad \tau_c = \tau_n + k_f \sigma_{nn}^*, \quad (5)$$

где τ_c — кулоновы напряжения, τ_n и $\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_{fl}$ — касательные и эффективные нормальные напряжения (с учетом влияния давления флюида p_{fl} в трещинно-поровом пространстве пород) на произвольно ориентированной плоскости с нормалью $\mathbf{n}$, а τ_f и k_f — параметры прочности массива (сцепление и коэффициент трения соответственно).

Отметим, что для использования выражения (5) необходимо сделать выбор одной из нодальных плоскостей в качестве сейсмического разрыва. В МКА в качестве реализованной нодальной плоскости выбирается та, для которой кулоновы напряжения наибольшие [Ребецкий, 2003]. Этот критерий себя хорошо зарекомендовал на уже произошедших землетрясениях, очаг которых был достоверно определен полевыми сеймотектоническими исследованиями, а также был проверен в работе [Добрынина, Саньков, 2010] с применением сейсмологических методов.

Согласно (5), напряженные состояния, удовлетворяющие этому условию, могут реализоваться в виде хрупкой трещины, если прочность сцепления на данной плоскости τ_f^n достигнет уровня кулоновых напряжений τ_c . Заметим, что закон Байерли о предельном уровне напряжений представляет собой срединную линию рассматриваемой нами полосы хрупкого разрушения (см. рис. 4, *a*).

В рамках алгоритма МКА коэффициент k_f считается постоянным, совпадающим по величине с внутренним трением ненарушенной части массива и трением на трещине, равным 0.6 (см. рис. 4, *б*). Было показано, что чем меньше уровень всестороннего обжатия, тем больше будет вариабельность ориентаций плоскостей сколов. Таким образом, большие круги Мора для напряженных состояний малой вариабельности попадали в области высокого уровня напряжений, а большой вариабельности — в область низкого уровня напряжений.

Анализ соотношения между нормальными и касательными напряжениями для землетрясений, вошедших в однородную выборку, на диаграмме Мора (см. рис. 4, *б*) позволяет получить данные о нормированных величинах напряжений [Ребецкий, 2003]. Здесь речь идет об отношении максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления к прочности сцепления массивов (τ_f). Согласно алгоритму МКА, на втором этапе по отдельности все эти параметры остаются неизвестными,

но отношения τ/τ_f и p^*/τ_f определить удастся. При этом, если считать, что прочность сцепления τ_f в регионе постоянная, то появляется возможность изучать пространственные изменения компонент тензора напряжений, так как они могут быть представлены в следующем виде

$$\left\langle \frac{\sigma_{ij}}{\tau_f} \right\rangle = - \left\langle \frac{p^*}{\tau_f} \right\rangle + \left\langle \frac{\tau}{\tau_f} \right\rangle \left[(1 - \mu_\sigma / 3) l_{1i} l_{1j} + 2\mu_\sigma l_{2i} l_{2j} / 3 - (1 + \mu_\sigma / 3) l_{3i} l_{3j} \right]. \quad (6)$$

Здесь компоненты в треугольных скобках — нормированные на прочность сцепления напряжения.

В настоящей работе приводятся результаты инверсии напряжений, полученные после двух этапов МКА. Для реализации третьего и четвертого этапов МКА требуются данные о величине сброшенных напряжений для сильного землетрясения, очаг которого имеет размер существенно больший характерного размера усреднения напряжений. В данном районе наиболее представительным являлось усреднение около 15—25 км. Култукское землетрясение 2008 г. имело магнитуду около 6.2, что соответствует очагу землетрясения чуть больше 10 км и, следовательно, его характерный размер меньше требуемого. Можно ожидать, что величина прочности сцепления горного массива, которая определяется на третьем этапе МКА, будет больше той, что была получена для активных континентальных окраин [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, 2009] — 1.2—3.5 МПа, но меньше значений, рассчитанных для коры внутриконтинентальных ороенов [Ребецкий и др., 2013], — 6 МПа.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНВЕРСИИ

Каталог механизмов очагов землетрясений Байкальской рифтовой системы содержит около 700 определений для событий с магнитудами от 2.2 до 7.8 за период с 1950 по 2013 г., полученных по полярности первых вступлений продольных прямых и отраженных от Мохо P -волн [Балакина и др., 1972; Солоненко и др., 1993; Petit et al., 1996; Мельникова, Радзиминович, 1998, 2003, 2004; Delouis et al., 2002; Радзиминович и др., 2005, 2009, 2010, 2011; Bayasgalan et al., 2005; Мельникова и др., 2006, 2007a, б, 2008, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018; Radziminovich et al., 2016; Lentas et al., 2019]. В расчетах напряжений использовался магнитудный диапазон землетрясений от 3.0 до 5.5, что составило 454 события. Из выбранного магнитудного диапазона землетрясений только около 14 % событий не прошло проверку на определяющие неравенства метода и не участвовало в формировании однородных выборок. Это достаточно высокий показатель качества определений механизмов очагов землетрясений.

Заметим, что, согласно данным рис. 2, в коре БРС встречаются механизмы очагов в виде взбросов. В центральной части БРС 13 решений, а всего 71 решение (из них 40 % взрезы), что составляет около 16 %. Генезис этих определений может быть разным, включающим и ошибки решений.

Инверсия выполнялась в итерационном режиме, когда в каждом узле при создании начальной выборки механизмов очагов землетрясений постепенно увеличивался радиус окна сбора данных (всего 15 итераций). Такой подход позволил получить данные о напряжениях в большом числе узлов, но с разным масштабом усреднения. Там, где плотность эпицентров землетрясений была большая, масштаб усреднения напряжений был небольшим. Для участков с малой плотностью эпицентров масштаб усреднения увеличивался. По результатам расчетов удалось получить данные о напряжениях для 462 узлов сетки с шагом 0.2° . Это дает возможность говорить о получении достаточно детального поля тектонических напряжений для БРС. При этом области с наибольшим масштабом усреднения (более 50 км) составляют менее 20 % от общего числа узлов с данными о напряжениях (рис. 5). В основном площади большого усреднения охватывают северо-восточный и юго-западный фланги БРС. В районе Южно-Байкальской впадины узлы со средним и повышенным масштабом усреднения в основном расположены по контуру участка малого масштаба усреднения. Большие площади они также образуют в районе Баргузинской впадины и восточной части Северо-Байкальской впадины.

Для улучшения визуализации при изображении ориентации осей главных напряжений и других векторных параметров результаты расчета были прорежены, так что между узлами расстояние стало 0.4° . Процедура прореживания выполнялась без сглаживания и какого-то специального отбора, т. е. от начального узла расчета (95.8° в.д., 52° с.ш.) в широтном и долготном направлениях бралась каждая вторая точка расчета. Изображение со скалярными параметрами тензора напряжений представлены в исходной сетке расчета $0.2 \times 0.2^\circ$.

Первый этап МКА. Результаты реконструкции осей главных напряжений, представленные на рис. 6, показывают широко известную закономерность субгоризонтального положения главного растяжения σ_1 и субвертикальную ориентацию главного сжатия σ_3 . Исключением здесь является крайний западный участок в пределах Тувинского нагорья, где σ_1 становится субвертикальным.

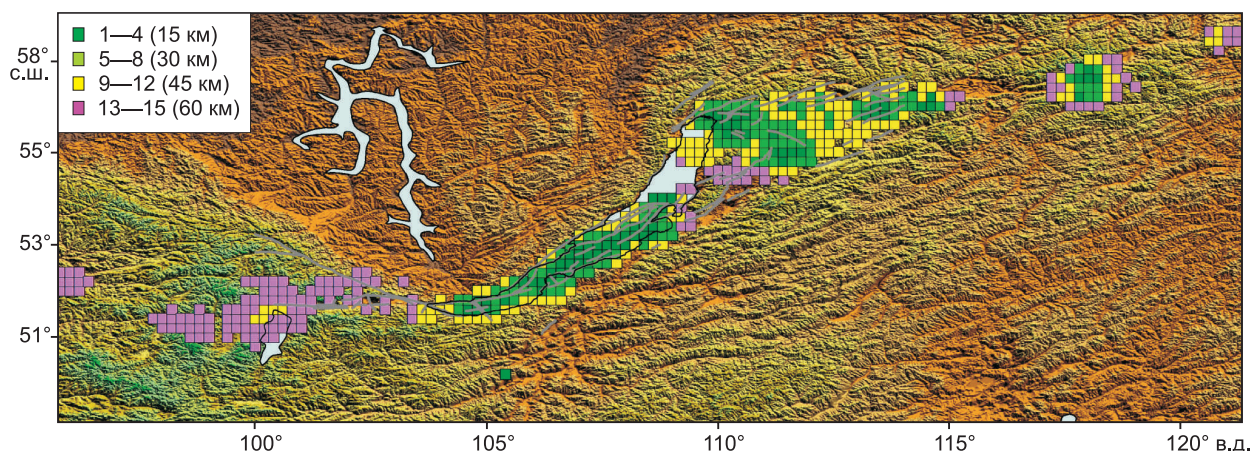


Рис. 5. Узлы расчета напряжений с разными размерами радиуса окна усреднения (примерные значения), отвечающие разному шагу итерации в создании начальных выборок землетрясений (см. цветовую шкалу в верхнем левом углу).

Вдоль всей протяженности Байкальской впадины и большей части ее северо-восточного и юго-западного сегментов оси главного растяжения имеют достаточно стабильную субгоризонтальную ориентацию, погружаясь на северо-запад и юго-восток. Здесь промежуточное главное напряжение σ_2 также практически везде субгоризонтально и в коре Байкальской впадины ориентировано параллельно оси БРС. Таким образом, в исследуемой области простираение осей растяжения субортогонально простираению главных разрывных структур (сбросы и грабены). Для юго-западного фланга они ориентированы косо к Тункинскому разлому. На всем протяжении этого разлома к западу от оз. Байкал напряжения главного сжатия становятся достаточно полого погруженными и даже субгоризонтальными. Такая ориентация указанных напряжений отвечает геодинамическому режиму горизонтального сдвига (см. рис. 7, а) и соответствует сдвиговой кинематике Тункинского разлома.

Напряжения наибольшего сжатия σ_3 вблизи оз. Хубсугул снова принимают субвертикальное положение, но далее к западу вплоть до Тувинского нагорья становятся субгоризонтальными. Здесь также имеет место режим горизонтального сдвига. Главный Саянский разлом четко разделяет области с режимом горизонтального растяжения (к северо-востоку) от участков с режимами горизонтального сжатия, транспрессии и горизонтального сдвига (см. рис. 7, а).

Следует отметить участок Южно-Муйского хребта на востоке, где происходит резкий разворот главного растяжения. Здесь в узкой полосе оно становится параллельно оси хребта (юго-западное простираение). Эта особенность поля напряжений ранее никем не была замечена, в том числе и в работах [Саньков, Добрынина, 2015; San'kov, Dobrynina, 2018].

Обратим внимание, что оси главных напряжений строились по их погружению, и начало вектора обозначено кружком. Если кружок находится посередине линии, изображающей направление главного напряжения, то это означает, что его отклонение от горизонтали составляет не более 7.5° . В этой связи важно отметить, что оси главного растяжения в коре центральной части БРС меняют свое погружение при переходе через срединную линию Байкальской впадины. Эта закономерность также ранее не была выявлена.

Данные об ориентации главных напряжений дают возможность выполнить районирование коры по геодинамическим типам напряженного состояния (рис. 7, а). Согласно исходным данным о кинематических типах механизмов очагов землетрясений (см. рис. 2), большая часть коры реализует геодинамический тип напряженного состояния горизонтального растяжения (кинематика разрывов — сбросы). Только в западном сегменте исследуемого региона, в коре Восточного Саяна, имеет место иное состояние. Здесь существуют локальные участки горизонтального сжатия и горизонтального сдвига, а также участок переходного режима — сдвиг с горизонтальным сжатием (транспрессия). Полученный результат хорошо коррелирует с результатами исследований [Добрынина, Саньков, 2015].

Из результатов реконструкции первого этапа МКА также получены данные о виде тензора напряжений (форма эллипсоида напряжений), определяемом значением коэффициента Лоде—Надаи. Здесь (см. рис. 7, б) на фоне обширных участков коры в состоянии чистого сдвига имеются также зоны иного состояния. Два таких участка расположены непосредственно в коре Байкальской впадины: зона сопряжения Обручевского и Приморского разломов, а также южное побережье и морская часть Байкала в

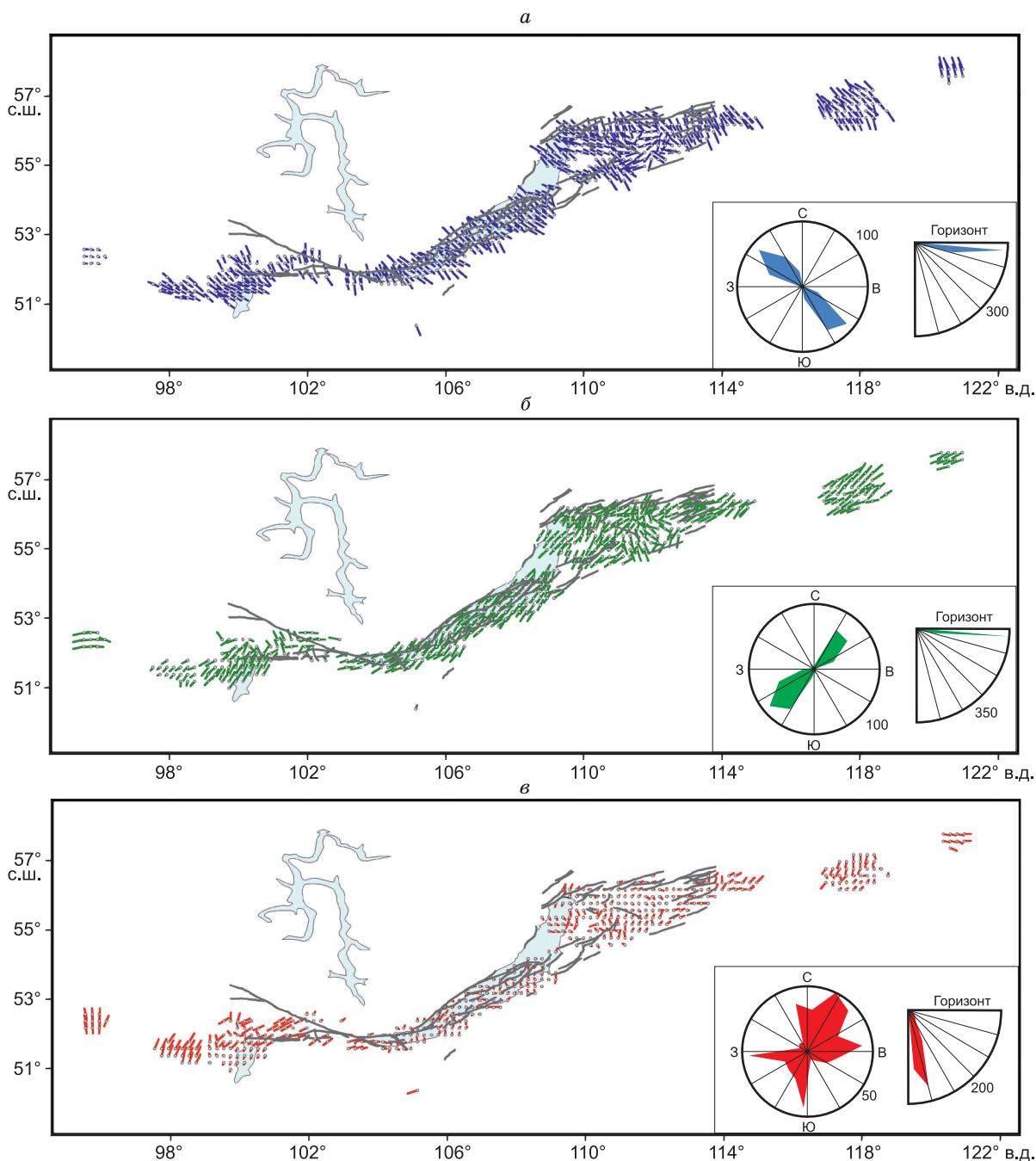


Рис. 6. Проекция на горизонтальную плоскость осей главных напряжений:

a — главного растяжения, *б* — промежуточного главного напряжения, *в* — максимального сжатия. Внизу справа розы-диаграммы представительности азимутов простираения и углов погружения.

северном окончании Баргузинского хребта. Здесь вид эллипсоида напряжений промежуточный между чистым сдвигом и одноосным растяжением. Два других таких участка приурочены к Тункинской и Дархатской впадинам. Еще один большой участок с состоянием, промежуточным между чистым сдвигом и одноосным растяжением, расположен в коре восточного борта северной котловины Южно-Байкальской впадины.

Режим, близкий к трехосному напряженному состоянию, смещенный в сторону одноосного сжатия, проявляется в группе точек расчета на западе региона (вдоль Тункинского разлома) и северной части коры оз. Байкал. Самая обширная область коры с тензором напряжений, близким к одноосному

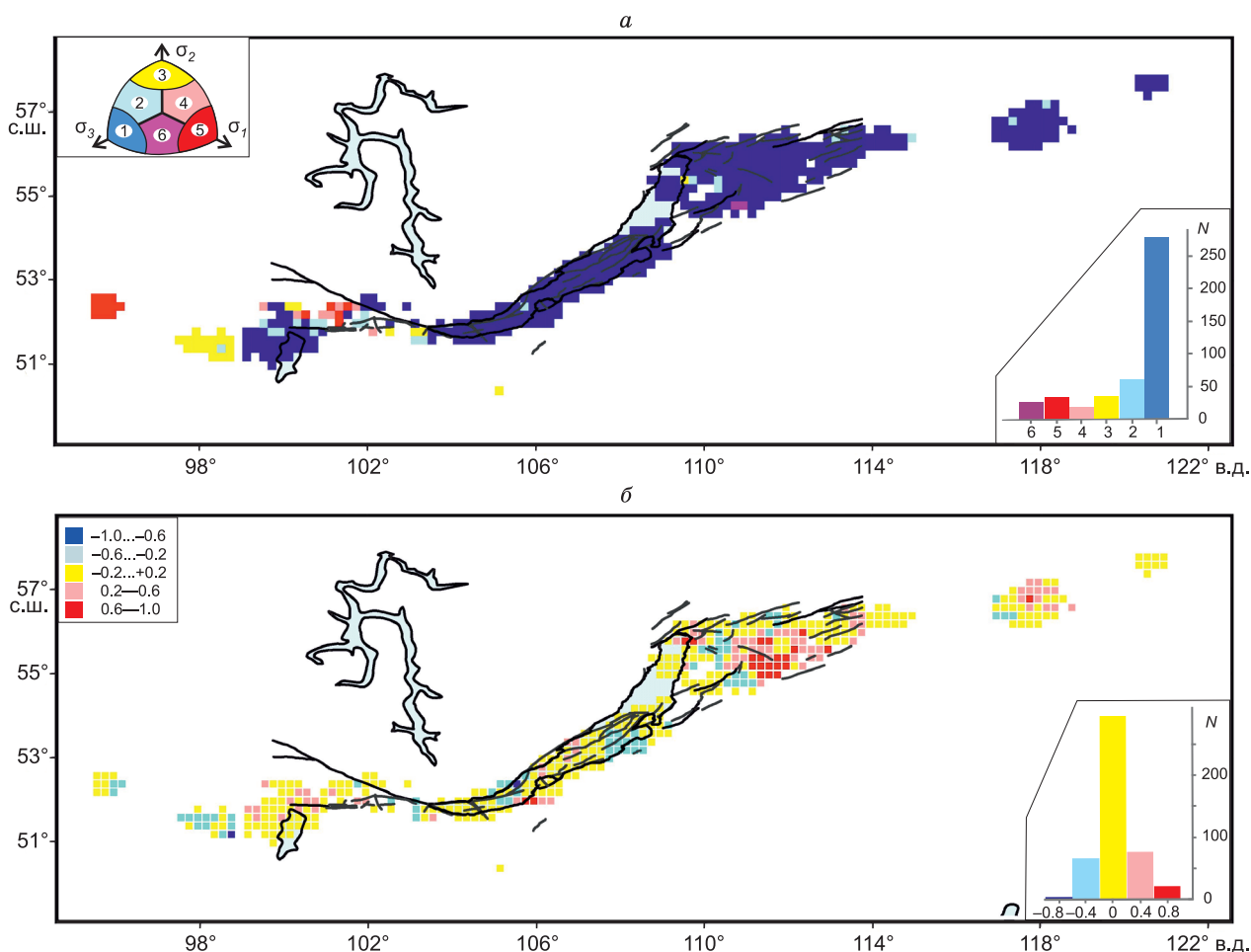


Рис. 7. Тектонофизические и геомеханические параметры тензора напряжений:

a — геодинамический тип напряженного состояния, *b* — вид тензора напряжений — коэффициент Лодэ—Надаи μ_{σ} . Для *b* сверху слева разные цвета заливки отвечают соответствующим значениям скалярных параметров. Для (*a*) в квадранте, построенном на осях главных напряжений, цветом показаны сектора, в которых в случае нахождения в них оси на зенит, имеют место геодинамические режимы: 1 — горизонтальное растяжение, 2 — транстенсия, 3 — горизонтальный сдвиг, 4 — транспрессия, 5 — горизонтальное сжатие, 6 — вертикальный сдвиг. Диаграммы внизу показывают представимость (*N* — число точек расчета в данном диапазоне значений) различных диапазонов значений скалярных параметров.

сжатию, расположена в восточном сегменте БРС в районе сочленения Икатского и Южно-Муйского хребтов. Этот вид тензора напряжений наблюдается и для части Ципа-Баунтовской впадины. Практически здесь же рядом к западу наблюдается сочетание сдвига с одноосным растяжением, переходящего к северо-западу опять в одноосное сжатие. Столь градиентные изменения формы тензора напряжений говорят о сложном и неоднородном по площади деформировании, которое определяется условиями нагружения коры.

Форма эллипсоида напряжений, действующих в определенных объемах коры, определяет закономерности ориентации и кинематики активных трещин в зоне крупного разрыва. Так, в условиях чистого сдвига имеет место подобие в ориентации активных трещин и разрывов (субпараллельность плоскостей и похожесть в кинематике). Наоборот, в случае формы эллипсоида напряжений, приближающегося к одноосному сжатию или растяжению, трещины и разрывы в очагах землетрясений могут существенно отличаться по ориентировке. При этом для одноосного растяжения такие разрывы образуют конус вокруг оси главного растяжения, а для одноосного сжатия — конус вокруг оси наибольшего сжатия.

Сравнение полученных в наших расчетах значений коэффициента Лодэ—Надаи с результатами инверсии, выполненной в работах [Кучай, 1990; Petit et al., 1996], показало, что наибольшие различия наблюдаются для восточного и западного флангов БРС. В то же время наибольшие совпадения имеют место с результатами [Кучай, 1990] для коры оз. Байкал, которые, в свою очередь, отличаются от результатов расчетов [Petit et al., 1996].

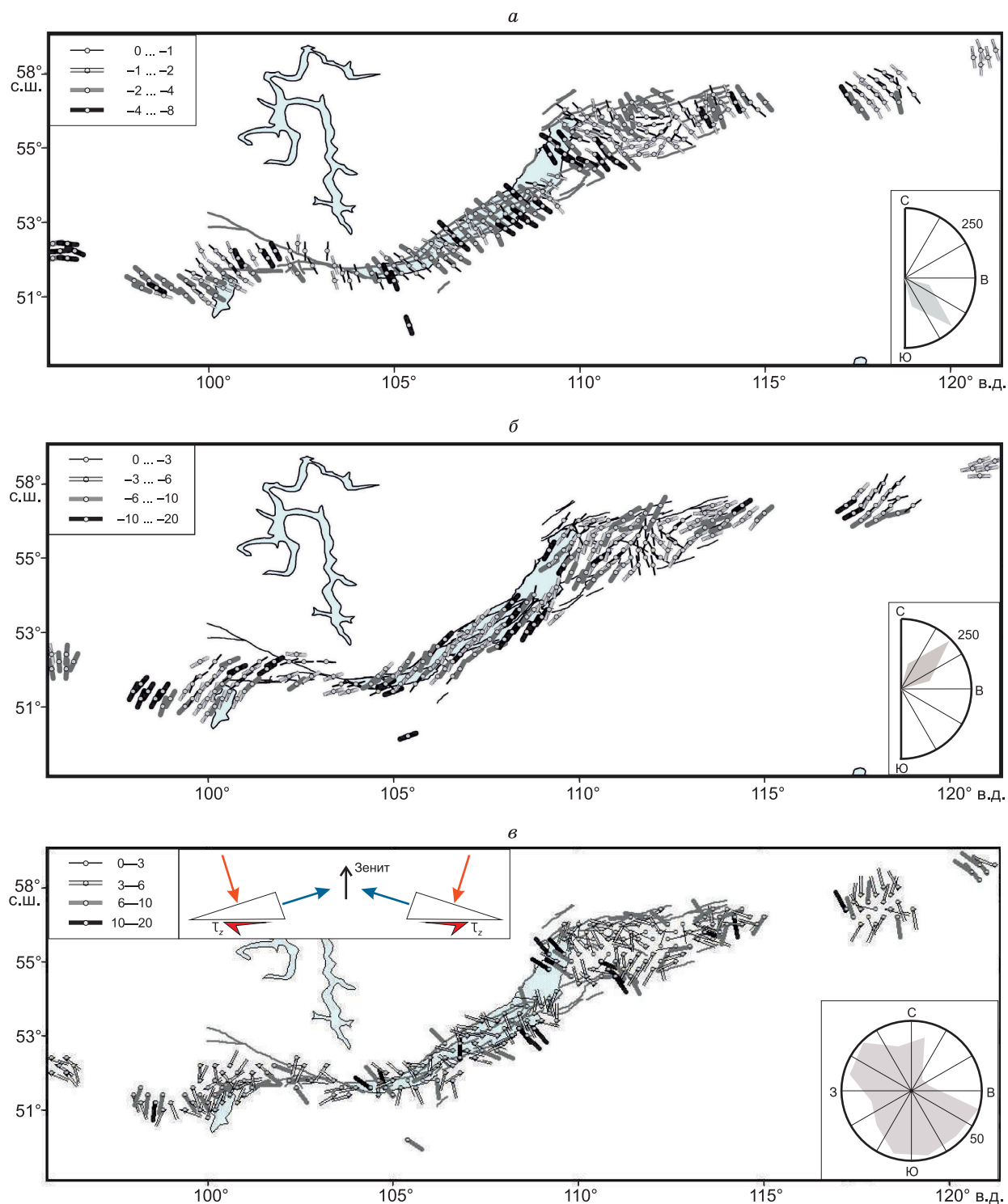


Рис. 8. Направления осей:

a — минимального, *б* — максимального горизонтального сжатия; *в* — подвиговых касательных напряжений на площадках с нормальями вниз. Вверху слева разными линейными символами показаны диапазоны нормированных значений этих векторных параметров. Внизу справа розы-диаграммы представительства направления векторных параметров. Для (*в*) вверху показана схема подвиговых касательных напряжений: синие стрелки — направления действия напряжения минимального сжатия — девиаторного растяжения (σ_1), красные стрелки — направления действия напряжения максимального сжатия (σ_3), направления действия касательных напряжений (τ_z) показано для горизонтальных площадок с нормальями вниз.

Такие несовпадения в форме эллипсоида напряжений с работой [Petit et al., 1996] могут быть связаны с некорректным определением реализованной плоскости, основанной на принципе максимальной касательных напряжений [Ребецкий, 2003].

Второй этап МКА. На рисунке 8, а, б показана ориентация и нормированные величины максимального и минимального горизонтального сжатия. Нормировка этих напряжений производится на величину прочности сцепления массивов горных пород, которая в первом приближении может рассматриваться как постоянная региональная величина. В этом случае мы уже можем корректно сравнивать относительные величины напряжений, получаемые в разных участках коры.

Отметим, что при достаточной устойчивости ориентации этих напряжений в коре БРС существуют достаточно сильные различия в их интенсивности. Пониженный уровень напряжений минимального сжатия S_h , ориентированного вкрест простирания оз. Байкал, приурочен к некоторым характерным сегментам впадины — ее южному окончанию и Култукско-Быстринской перемычке, району дельты Селенги, южной части перемычки между Баргузинской и Северо-Байкальской впадиной (см. рис. 8, а). Полоса относительно малых значений этого параметра прослеживается в СЗ-ЮВ направлении от Кичерской до Баунтовской впадины. Она поворачивает на СВ, охватывая Верхнеангарско-Муйскую перемычку и Ципинскую впадину. В коре Восточных Саян окружения Муйской, Чарской впадин интенсивность этих напряжений средняя и даже пониженная. В Восточной Туве оси напряжений S_h постепенно испытывают разворот до субширотного, здесь наблюдается резкое повышение этих напряжений. Наибольшая интенсивность напряжений минимального сжатия S_h наблюдается в коре Байкальской впадины.

Напряжение максимального горизонтального сжатия S_H (см. рис. 8, б) очень близко по ориентации к осям промежуточного главного напряжения (см. рис. 6, б) и максимально по величине сжатия в коре центральной части оз. Байкал. Наименьшее горизонтальное сжатие наблюдается в коре Олекмо-Чарского нагорья, на восточном окончании БРС, хотя здесь также существуют участки локально высокого горизонтального сжатия. В западном сегменте исследуемого района также наблюдаются участки повышенного горизонтального сжатия. Интересно отметить, что районы повышенных значений обоих напряжений S_h и S_H совпадают.

Наибольшее значение максимальных касательных напряжений и эффективного давления (рис. 9, а, б) наблюдается в коре центральной части БРС. Следует обратить внимание на области пониженного уровня эффективного давления, особенно в тех случаях, когда эти зоны соседствуют с областями высокого уровня давления. Как было показано в работе [Ребецкий, Маринин, 2006], разломы в таких зонах могут генерировать сильные землетрясения. Причем участком зарождения землетрясения является зона высокого уровня напряжений и наибольшего градиента, а основной областью очага является участок пониженного эффективного давления (см. рис. 9, б), где на разломе действуют наименьшие силы трения [Rebetsky, Guo, 2020]. К таким областям необходимо отнести северо-восточный и юго-западный фланги БРС.

На рисунке 8, в представлена ориентация и интенсивность поддвиговых касательных напряжений на горизонтальных площадках с нормальными, направленными вниз. С позиции геодинамики эти напряжения могут играть важную роль наряду с горизонтальными напряжениями. Они показывают направления взаимодействия коры и верхней мантии. В работах по динамической топографии [Bird, 1998; Steinberger et al., 2001; и др.] эти касательные напряжения именуются тяговыми силами со стороны мантии, они являются результатом взаимодействия конвектирующей верхней мантии с корой.

Как видно, для коры оз. Байкал они направлены в разные стороны от его осевой линии (см. схему вверху на рис. 8, в). Такое же состояние наблюдается в западной части северо-восточного фланга БРС и, наоборот, отсутствует для юго-западного ее фланга. Подобная ориентация поддвиговых касательных напряжений определяется направлением погружения осей главных напряжений сжатия и растяжения, отмеченная при описании данных рис. 6. Закономерное разбегание поддвиговых касательных напряжений в разные стороны от оси БРС является важным наблюдением, характеризующим современную геодинамику изучаемого региона.

Заметим, что эти же поддвиговые касательные напряжения, с другой стороны, характеризуют направления максимального сдвига в вертикальной плоскости — взрезные касательные напряжения (см. схему на рис. 8, в). Там, где они наибольшие, в коре региона наблюдаются максимальные вертикальные перерезывающие силы — интеграл по мощности коры от касательных напряжений, действующих в вертикальном направлении на вертикальной плоскости.

Обратимся теперь к анализу результатов расчета эффективных вертикальных напряжений (учет влияния флюида), которые на рис. 9, в представлены в виде относительной величины, нормированной на прочность сцепления. Наибольшие свои значения этот параметр принимает в коре района юго-западной части Баргузинской впадины, а также в районах юго-западного и северо-восточного замыканий Байкальской впадины. Отметим, что в этих трех участках также высок уровень эффективного всестороннего давления (см. рис. 9, б), что определяет высокий уровень полного вертикального напряжения. В коре флангов рифтовой системы и западного борта Байкальской впадины уровень этих напряжений существенно меньший.

Заметим, что в силу наличия на кровле коры Байкальской впадины столба воды около 1.0 км в среднем, можно ожидать, что здесь уровень флюидного давления в трещинах и порах выше, чем для флангов БРС. Если учесть этот факт, то реальное тектоническое вертикальное давление в коре Байкальской впадины будет еще выше, чем в коре ближайшего ее окружения. Это свидетельствует о том, что вертикальные напряжения в коре Байкальской впадины могут складываться не только из собственного ли-

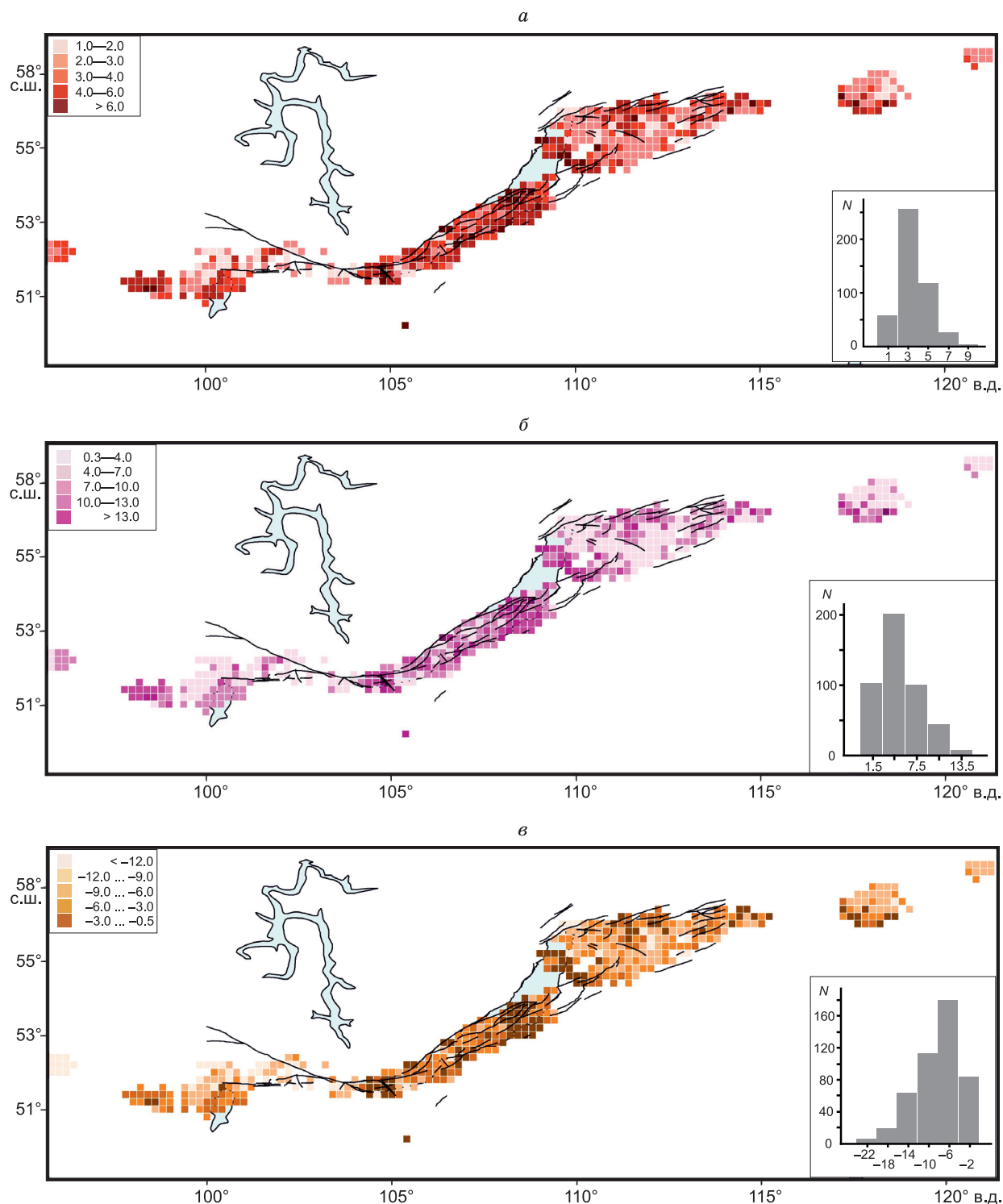


Рис. 9. Нормированные величины компонент тензора напряжений:

a — максимальное касательное напряжение τ/τ_f ; *b* — эффективное давление p^*/τ_f ; *v* — девиатор вертикальных напряжений σ_{zz}/τ_f . Диапазоны значений скалярных параметров показаны вверху слева. Внизу справа — диаграммы представительства скалярных параметров.

тостатического давления (веса вышележащих пород), но и за счет перераспределения в эту область части литостатического давления с СЗ и ЮВ плеч рифта.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные о пространственных закономерностях изменения современных напряжений в коре БРС позволяют тестировать модели ее деформирования, обсуждавшиеся во введении. Прежде всего следует отметить, что выявленная закономерность в виде разнонаправленных от оси Байкальской впадины поддвиговых касательных напряжений, действующих на подошве коры, а также наблюдаемый здесь наиболее высокий уровень напряжений говорит в поддержку механизма воздействия, связанного с восходящей ветвью конвекции в верхней мантии. Модель плюма [Зорин и др., 2003] или всплывающей и растекающейся вдоль подошвы коры астеносферной линзы [Артюшков и др., 1990] может быть одним из объяснений закономерностей пространственных изменений напряженного состояния.

С другой стороны, пространственное распределение главных осей напряжений, выраженное в режиме горизонтального растяжения для восточного фланга БРЗ, сложно согласовать с моделью БРС как структуры пулл-апарта. В этой схеме активные деформирующие усилия должны проявляться как результат больших смещений по системам левосдвиговых разломов северо-восточного и юго-западного флангов БРС. Сами сдвиги должны формироваться в результате действия напряжений главного сжатия и растяжения, ориентированных субгоризонтально и приложенных к этим сдвиговым разломам достаточно косо (углы менее 45°). Сбросы в коре Байкальской впадины в этом механизме деформирования являются вторичными структурами. Последнее справедливо в какой-то мере для юго-западного фланга БРС (к западу от Тункинской долины), где максимальное сжатие и растяжение субгоризонтально (см. рис. 6). Это коррелирует с левосторонними сдвиговыми смещениями по широтным отрезкам Байкало-Мондинского и Тункинского разломов, которые проявляются в плиоцене—квартере и вписываются в модель формирования впадины на свободных изгибах протяженной сдвиговой зоны [Парфеев, Саньков, 2006а, б; и др.]. По данным спутниковой геодезии на этих сегментах разломов наблюдается сжатие земной поверхности [Лухнев и др., 2021]. Во всех остальных районах сжатие субвертикально, и поэтому сдвиги в северо-восточной зоне БРС обусловлены субгоризонтальной ориентацией и косым к ним расположением главного растяжения и промежуточного главного напряжения.

В случае модели пулл-апарта в чистом виде активным силам, действующим в латеральном направлении (напряжения главного растяжения и сжатия) и определяющим раздвижение коры Байкальской впадины, должна сопротивляться подкоровая мантия, создавая на своей кровле касательные напряжения, противоположные раздвиганию, т. е. к центру впадины. Результаты реконструкции напряжений показывают обратное. На подошве коры со стороны мантии действуют касательные напряжения именно в том направлении, в котором происходит раздвижение в центральной части БРС, т. е. эти результаты также требуют дополнения модели пулл-апарта сопровождающими ее явлениями.

Полученные закономерности в виде субгоризонтальной ориентации напряжений главного растяжения, ортогональной протиранию БРС, могут свидетельствовать в пользу механизма пассивного рифтогенеза, связанного с отодвиганием Амурской плиты от Евразийской (влияние тихоокеанской субдукции), если его дополнить подкоровым разогревом мантии, связываемым с явлением декомпрессии. Это в определенной мере соответствует современным геофизическим данным, которые показывают, что под БРС не существует крупной единой мантийной аномалии. Такая аномалия выявлена под южной оконечностью оз. Байкал [Tiberi et al., 2003; Ананьин, Мордвинова, 2012; Мординова и др., 2016], но отсутствует в центральной части БРС. Кровля астеносферы в районе Южного Байкала поднимается до глубины 70 км. Интересно, что мантийная аномалия на юге Байкальской впадины совпадает с Селенгино-Ангарским понижением Саяно-Байкальского свода, а не с его апикальными частями. Таким образом, поднятие свода лишь частично обусловлено динамическим влиянием аномального мантийного вещества.

Другим вариантом, объединяющим два рассматриваемых механизма воздействия, является совместное раздвижение мантии и коры. В пользу последнего говорит соответствие простирающихся осей максимального удлинения в земной коре и осей сейсмической анизотропии в мантии, интерпретируемые как отражение когерентности деформаций в этих оболочках [Саньков и др., 2011].

Практически повсеместная распространенность на территории БРС условий растяжения земной коры на современном этапе требует объяснения имеющихся находок плиоцен-четвертичных надвигов, образующихся в условиях сжатия. Они были обнаружены в северном горном обрамлении Тункинской впадины [Ружич и др., 1972], в самой Тункинской впадине [Парфеев, Саньков, 2002], в горном обрамлении Сюльбанской впадины (северо-восточный фланг БРС) [Ружич, 1978]. Одним из ответов здесь являются идеи, высказанные в работах [Voigth, 1966; Voigth, St Pierre, 1974; Марков, 1985; Гудман, 1987; Ребецкий, 2008], указывающие на важную роль остаточных напряжений сжатия в породах, выведенных

на поверхность в процессе денудации. Такие процессы особенно активны там, где горные поднятия имеют форму хребтов, на склонах которых, по данным фишин-трек анализа, находятся породы, «откопанные» с глубин 2—4 км (см. работу [De Grave et al., 2011] по Тянь-Шаню). Недавние исследования, выполненные для Кольского полуострова [Ребецкий и др., 2017], показали, что измеряемый в горных выработках аномально высокий уровень горизонтального сжатия вполне можно объяснить этими остаточными напряжениями. Другим объяснением появлению надвигов и взбросов могло быть относительно кратковременная смена напряженного состояния земной коры на флангах БРС в период экспансии сжатия со стороны Индо-Евразийской коллизии в позднем плиоцене—квартере [Парфеев, Саньков, 2006а, б].

Новый фактический материал о напряжениях, полученный в наших исследованиях, связан с возможностью расчета нормированных величин шаровой и девиаторной компонент тензора напряжений. Из этих данных выявляется периодическое (через 150—200 км) возрастание и снижение уровня этих напряжений вдоль простирания сейсмофокальной зоны. Как видно из рисунка 9, локальные области максимумов вертикальных напряжений имеют характерные размеры порядка 100 км, что соответствует длине отдельных сегментов рифтогенных разломов. Как указывалось в работе [Саньков и др., 2016], до 30—50 % амплитуды вертикальных смещений по рифтогенным разломам обеспечиваются за счет механического флексурного поднятия плеч рифта. Остальная часть вертикальных смещений обусловлена опусканием днища впадин. Это явление хорошо известно для сбросов в областях растяжения. Оно характерно также и для крупных сдвиговых зон [Basile, Allemand, 2002].

Таким образом, в центральной и северо-восточной частях БРС в нагружении приоритетно действие силы тяжести, без большого дополнительного бокового давления. Поэтому механизмы нагружения в виде дальнедействующего влияния коллизии Индостана и Евразии можно не рассматривать. Механизм латерального растяжения, вызванного движением Амурской плиты под влиянием тихоокеанской субдукции [Ружич и др., 2016], не имеет противоречий с полученными нами данными. То же самое можно сказать и о возможном влиянии мантийного течения СЗ-ЮВ направления [Саньков и др., 2011].

Однако оба последних механизма, отмеченные как вероятные, не могут создавать тех главных закономерностей напряженного состояния в коре Байкальской впадины, которые были выявлены по результатам выполненной инверсии напряжений (раздвиговые направления касательных напряжений и концентрация величин напряжений), хотя в работе [Саньков и др., 2011] предполагалось формирование верхнемантийных аномалий на участках изменений мощности литосферы. Поэтому эти два вида воздействия могут рассматриваться совместно с действующей с верхнемантийной конвекцией.

ВЫВОДЫ

Полученные определения ориентации наибольшего сжатия и главного растяжения не противоречат основным результатам обобщения данных о фокальных механизмах [Солоненко, 1993; Petit et al., 1996; Парфеев и др., 2002] и данным расчетов сеймотектонических деформаций разными методами [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007]. Заметим, что даже в этом диапазоне результатов в нашей работе удалось выявить некоторые новые закономерности. Здесь прежде всего упомянем факт изменения направления погружения напряжений главного растяжения. Так, определены районы с проявлением симметричного горизонтального растяжения на фоне высоких значений вертикальных напряжений, что может объясняться либо растеканием локальных мантийных аномалий, либо механическим флексурным поднятием плеч рифта.

Достижением наших исследований является определение для поля компонентов тензора напряжений таких важных параметров, как эффективное давление и максимальные касательные напряжения (рассчитывались нормированные их значения). Эти данные, полученные впервые, позволили установить аномально высокий уровень этих напряжений, а также эффективного вертикального давления в коре Байкальской впадины.

Интерпретация результатов инверсии современных напряжений показала невозможность применения механизма воздействия на кору БРС в виде дальнедействующего влияния коллизии Индийской плиты и Евразии. Механизм БРС как пулл-апарт структуры на современном этапе ее развития с активным источником сил со стороны трансформных разломов ограничивается юго-западным флангом и требует дополнительных исследований.

Из четырех вариантов механизмов формирования современного напряженного состояния центральной и северо-восточной частей БРС наиболее вероятным следует рассматривать сочетание воздействия локальных мантийных аномалий на участках контраста мощности литосферы, связанных с мантийным течением в направлении СЗ-ЮВ, а также отодвиганием Амурской плиты в юго-восточном направлении со скоростью 3—4 мм/год. Мы предполагаем, что эти процессы, начавшие действовать достаточно длительное время назад (60—70 млн лет), привели в зоне пониженной прочности на контакт

те Евразийской и Амурской плит к формированию рифта щелевого типа, вызвавшего восходящее течение в верхней мантии. Это, в свою очередь, привело к частичному ее плавлению из-за декомпрессии, что запустило в миоцене процесс локальной мантийной конвекции с формированием локальной мантийной аномалии в районе южного окончания Байкальской впадины.

На современном этапе БРС роль верхнемантийной конвекции в формирование выявленных закономерностей поля коровых напряжений можно считать значительной, в то время как движение Амурской плиты вносит главный вклад в поле горизонтальных скоростей перемещений.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 22-27-00591 и в рамках Госзадания ИЗК СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Ананьин Л.В., Мордвинова В.В. Строение земной коры и верхов мантии вдоль Байкальской рифтовой системы по телесеismicким данным // ДАН, 2012, т. 444, № 4, с. 440—443.

Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инж. сейсмологии, 2008, т. 35, № 4, с. 5—15.

Артюшков Е.В., Летников Ф.А., Ружич В.В. О разработке нового механизма формирования Байкальской впадины // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 367—376.

Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., Наука, 1972, 192 с.

Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника, 1990, № 2, с. 80—91.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность. Новосибирск, Наука, 1985, 192 с.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 535 с.

Гилева Н.А. Релокализация землетрясений в районе Южного Байкала по данным временной сети сейсмических станций PASSCAL_1992 // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания / Ред. Е.В. Складов. Вып. 5. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 1, с. 52—54.

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (5), с. 629—636.

Голенецкий С.И. Анализ структуры эпицентрального поля и сейсмическая активность Прибайкалья // Геолого-геофизические исследования Института земной коры СО АН СССР 1972 г. (научная информация). Иркутск, 1973, с. 12—15.

Голенецкий С.И. Сейсмичность Байкальской рифтовой области // Континентальный рифтогенез, М., Наука, 1977, с. 56—64.

Гудман Р. Механика скальных пород. М., Стройиздат, 1987, 232 с.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М., Наука, 1979, с. 7—25.

Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы (структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма) // ДАН, 1996, т. 346, № 3, с. 399—402.

Добрынина А.А., Саньков В.А. Скорости и направления распространения разрывов в очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геофизические исследования, 2010, т. 11, № 2, с. 52—61.

Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А. Трехмерная вязкоупругая модель литосферы Центральной Азии: методология построения и численный эксперимент // Физическая мезомеханика, 2004, т. 7, № 1, с. 91—101.

Замараев С.М., Ружич В.В., Мазукабзов А.М., Васильев Е.П., Рязанов Г.В. О связи молодых континентальных рифтов с древними тектоническими структурами // Континентальный рифтогенез. М., Советское Радио, 1977, с. 23—30.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 669—672.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., Наука, 1971, 167 с.

Зорин Ю.А., Кожевников В.М., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Попов А.М., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии // Литосфера Центральной Азии: основные результаты исследований ИЗК СО РАН в 1992—1996 гг. Новосибирск, Наука, 1996, с. 107—114.

- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М.** Геофизические данные о мантийных плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями // ДАН, 2003, т. 393, № 5, с. 677—680.
- Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А.** Дисперсия групповых скоростей волн Рэ-лея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (10), с. 1564—1575.
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
- Кучай О.А.** Особенности сейсмотектонической деформации оз. Байкал и его горного обрамления // Исследования по созданию научных основ прогноза землетрясений в Сибири. Оперативная информация. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1990, с. 17—22.
- Лобацкая Р.М.** Структурная зональность разломов. М., Недра, 1987, 128 с.
- Логачев Н.А.** История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.** Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // ДАН, 2003, т. 389, № 1, с. 100—103.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э.** Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (7), с. 1006—1017.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Саньков А.В., Бызов Л.М.** Тектонические деформации и последующие сейсмические события юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы по данным GPS-измерений // ДАН, 2021, т. 500, № 1, с. 71—76, doi: 10.31857/S2686739721090139.
- Ма Си Юань.** Тектонические процессы, отраженные на карте динамики литосферы Китая // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1990, с. 341—351.
- Марков Г.А.** Закономерности распределения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Новые данные и практические приложения // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты, Кольский филиал АН СССР, 1985, с. 72—84.
- Масальский О.К., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А.** Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Второй международной сейсмологической школы / Ред. В.И. Уткин. Обнинск, ГС РАН, 2007, с. 140—144.
- Мац В.Д.** Байкальский рифт: плиоцен (миоцен)—четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений // Геодинамика и тектонофизика, 2015, т. 6, № 4, с. 467—490, <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0190>.
- 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, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 252 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1598—1607.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Прибайкалье и Забайкалье (IV. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск, Изд-во ФОП, 2003, 218 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Прибайкалье и Забайкалье (V. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии в 1998 г. Обнинск, Изд-во ФОП, 2004, 481 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // ДАН, 2007, т. 416, № 4, с. 543—545.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В., Добрынина А.А.** Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии в 2000 г. Обнинск, ГС РАН, 2006, 608 с.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Чипизубов А.В., Добрынина А.А.** Активизация рифтовых процессов в Северном Прибайкалье (на примере Кичерской последовательности землетрясений 1999 г.) // Физика земли, 2007а, № 11, с. 3—20.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В., Добрынина А.А.** Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии в 2001 г. Обнинск, ГС РАН, 2007б, 608 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В., Добрынина А.А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии. Обнинск, ГС РАН, 2008, 633 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Татомир Н.В., Добрынина А.А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. Обнинск, ГС РАН, 2012, 504 с. CD:\Appendix\T11_Baykal_2006.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2007 год. Обнинск, ГС РАН, 2013, 506 с. CD:\Appendix\T11_Baykal_2007.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Середкина А.И., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск, ГС РАН, 2014, 520 с. CD:\Appendix\T13_Baykal_2008.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Середкина А.И., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2009 год. Обнинск, ГС РАН, 2015, 394 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2009.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Середкина А.И., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2010 год. Обнинск, ФИЦ ЕГС РАН, 2016, 440 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2010.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Середкина А.И., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2011 год. Обнинск, ФИЦ ЕГС РАН, 2017, 540 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2011.xls.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ландер А.В., Середкина А.И. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2012 год. Обнинск, ФИЦ ЕГС РАН, 2018, 492 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2012_k.xlsx.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа — Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесейсмическим данным // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 1, с. 85—103, doi:10.5800/GT-2016-7-1-0198.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 536 с.

Парфеев А.В., Саньков В.А. Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы // Геотектоника, 2006а, № 5, с. 61—84.

Парфеев А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2006б, 151 с.

Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология, 2002, № 21, с. 14—28.

Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пулл-апарт // ДАН, 2001, т. 380, № 3, с. 368—373.

Попов А.М. Результаты глубинных МТ-исследований в свете данных других геофизических методов в Прибайкалье // Физика Земли, 1989, № 8, с. 31—37.

Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли, 2010, № 3, с. 37—51.

Радзиминович Н.А., Очковская М.Г. Выделение афтершоковых и роевых последовательностей землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика, 2013, вып. 4, № 2, с. 169—186, <https://doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0096>.

Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Татомир Н.В. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии в 1999 г. Обнинск, Изд-во ФОР, 2005, с. 731—733.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Татомир Н.В., Добрынина А.А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии. Обнинск, ГС РАН, 2009, 434 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2003.xls.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Татомир Н.В., Добрынина А.А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии. Обнинск, ГС РАН, 2010, 446 с. CD:\Appendix\T12_Baykal_2004.xls.

Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Татомир Н.В., Добрынина А.А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) // Землетрясения Северной Евразии, 2005 год. Обнинск, ГС РАН, 2011, 492 с. CD:\Appendix\T11_Baykal_2005.xls.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии. Иркутск, Изд-во ИГУ, 2013, 332 с.

Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // ДАН, 1997, т. 354, № 1, с. 101—104.

Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН, 1999, т. 365, № 3, с. 392—395.

Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов // БМОИП, Сер. геол., 2001, т. 76, вып. 4, с. 28—35.

Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 237—241.

Ребецкий Ю.Л. О возможном механизме генерации в земной коре горизонтальных сжимающих напряжений // ДАН, 2008, т. 423, № 4, с. 538—542.

Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 5, с. 70—84.

Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (11), с. 1192—1206.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 271—291.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А. О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины, Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений, 2017, т. 59, № 4, с. 263—280.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М., Наука, 1985, 408 с.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979, 104 с.

Ружич В.В. О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., Наука, 1978, с. 27—32.

Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4, с. 920—923.

Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Левина Е.А. Оценка геодинамического влияния зон коллизии и субдукции на сеймотектонический режим Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 3, с. 383—406, doi:10.5800/GT-2016-7-3-0214.

Саньков В.А., Добрынина А.А. Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по данным о механизмах очагов землетрясений // ДАН, 2015, т. 465, № 3, с. 347—352.

Саньков В.А., Днепровский С.Н., Коваленко Ю.И., Борняков С.А., Гилева Н.А., Горбунова Н.Г. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинамического полигона. Новосибирск, Наука, 1991, 111 с.

Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж., Лесне О., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Буддо В.Ю., Залуцкий В.Т., Башкуев В.Ю. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 422—430.

Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Парфеев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Девершер Ж., Кале Э., Пети-Мариани К., Амаржаргал С., Дельво Д. Современная геодинамика Монголо-Сибирского подвижного пояса по данным геолого-структурных и инструментальных исследований // Тектоника и геофизика, Материалы XXXV тектонического совещания. М., Геос, 2002, с. 170—174.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Растяжение в Байкальском рифте: современная кинематика пассивного рифтогенеза // ДАН, 2009, т. 424, № 5, с. 664—668.

Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника, 2011, т. 45, № 5, с. 52—70.

Саньков В.А., Добрынина А.А., Парфеев А.В. Тектонические факторы современной геодинамики Монголо-Сибирской подвижной области: пространственно-временные соотношения // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на коли-

- чественной основе: материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 19—23 сентября 2016 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2016, с. 43—46.
- Сейсмическое районирование** Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1977, 304 с.
- Сейсмоионосферные** и сейсмoeлектромагнитные процессы в Байкальской рифтовой зоне / Ред. Г.А. Жеребцов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2012, 304 с.
- Семинский К.Ж., Когут Е.И.** Определяющие факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: результаты физического эксперимента // ДАН, 2009, т. 424, № 1, с. 76—79.
- Сеначин В.Н., Баранов А.А.** Гравитационные аномалии коры и верхней мантии Центральной и Южной Азии // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7, № 4, с. 513—528, doi: 10.5800/GT-2016-7-4-0220.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.** Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1, 1993, с. 113—122.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Юнга С.Л.** Поля напряжений и сейсмoтeктонических деформаций Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1996, вып. 2—3, с. 363—371.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А.** Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под Центральным Байкалом // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (8), с. 805—818.
- Флоренсов Н.А.** Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 40—56.
- Черных К.Ф.** Введение в анизотропную упругость. М., Наука, 1988, 190 с.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Белоусов О.В., Дельянский Е.А., Щеголев Ю.В.** Взбросо-сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // ДАН, 1994, т. 338, № 5, с. 672—675.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.** Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 587—602.
- Шерман С.И., Леви К.Г.** Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 454—464.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.** Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1989, 158 с.
- Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Кисилев А.И., Шмотов А.Н.** Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1973, 134 с.
- Юнга С.Л.** Методы и результаты изучения сейсмoтeктонических деформаций. М., Наука, 1990, 190 с.
- Angelier J.** Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C. R. Acad. Sci. Paris. D., 1975, v. 281, p. 1805—1808.
- Angelier J.** Tectonic analysis of fault slip data sets // Geophys. Res., 1984, v. 89, B7, p. 5835—5848.
- Basile C., Allemand C.** Erosion and flexural uplift along transform faults // Geophys. J. Int., 2002, v. 151 (2), p. 646—653, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01805.x.
- Bayasgalan A., Jackson J., McKenzie D.** Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements // Geophys. J. Int., 2005, v. 163 (3), p. 1151, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02764.x.
- Bird P.** Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults // J. Geophys. Res., 1998, v. 103, p. 10.115—10.129.
- Byerlee J.D.** Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res., 1968, v. 73 (14), p. 4741—4750.
- Byerlee J.D.** Friction of rocks // Pure Appl. Geophys., 1978, v. 116, p. 615—626.
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Likhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal Sh., Deverechere J.** GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): Implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res., 2003, v. 108 (B10), 2501, doi.org/10.1029/2002JB002373.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.-L.** A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: Application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru // Earth Planet. Sci. Lett., 1987, v. 82, p. 165—179.
- Das Sh., Filson J.R.** On the tectonics of Asia // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 28, p. 241—253.
- De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Elburg M., Van den Haute P.** The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // Gondwana Res., 2011, v. 20, p. 745—763.

Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F., San'kov V. A reappraisal of the 1950 (M_w 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // *Terra Nova*, 2002, v. 14, p. 491—500.

Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*, 1997, v. 282, p. 1—38, [http://dx.doi.org/10.1016/S00401951\(97\)002102](http://dx.doi.org/10.1016/S00401951(97)002102).

Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal Rift Zone // *Nature*, 1994, v. 371, p. 149—151.

Golenetsky S.I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 293—307.

Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M.D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*, 2018, v. 744, p. 484—498, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>.

Jolivet M., Arzhannikov S., Chauvet A., Arzhannikova A., Vassallo R., Kulagina N., Akulova V. Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: A key example from the Baikal Rift System // *Gondwana Res.*, 2013, v. 24 (3—4), p. 918—935, doi:10.1016/j.gr.2012.07.017.

Lentas K., Di Giacomo D., Harris J., Storchak D.A. The ISC Bulletin as a comprehensive source of earthquake source mechanisms // *Earth Syst. Sci. Data*, 2019, v. 11, p. 565—578, doi: <https://doi.org/10.5194/essd-11-565-2019>.

Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*, 1978, № 45, p. 1—13.

Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*, 1987, v. 143 (1—3), p. 225—234.

Mats V.D. The Baikal rift: Pliocene (Miocene) – Quaternary episode or product of extended development since the Late Cretaceous under various tectonic factors. A review // *Geodyn. Tectonophys.*, 2015, v. 6 (4), p. 467—489, doi:10.5800/GT-2015-6-4-0190.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

Moore T.C., Klitgord K.D., Golmshtok A.J., Weber E. Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1997, v. 109, p. 746—766.

Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*, 1996, v. 15, p. 1171—1191.

Radziminovich N.A., Bayar G., Miroshnichenko A.I., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Likhnev A.V. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings // *Geodyn. Tectonophys.*, 2016, v. 7 (1), p. 23—38, doi:10.5800/GT-2016-7-1-0195.

Radziminovitch N., Deverchere J., Melnikova V., San'kov V., Giljova N. The 1999 M_w 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 161, p. 387—400, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02604.x.

Rasskazov S.V., Chuvashova I. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geosci. Front.*, 2016, v. 8 (4), p. 1—20, doi: 10.1016/j.gsf.2016.06.009.

Rebetsky Yu.L. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations // *J. Earthquake Prediction Res.*, 1996, v. 5 (4), p. 557—573.

Rebetsky Yu.L., Tatevossian R.E. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 2013, v. 184 (4—5), p. 335—346.

Rebetsky Y.L., Guo Y.S. From natural stresses in seismic zones to predictions of megaseismic nucleation zones // *Pure Appl. Geophys.*, 2020, v. 177, p. 421—440, <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02128-0>.

Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // *Tectonophysics*, 2012, v. 581, p. 114—131, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.09.027>.

San'kov V.A., Dobrynina A.A. Active faulting in the Earth's crust of the Baikal Rift System based on the earthquake focal mechanisms // *Moment tensor solutions / Ed. S. D'Amico. Switzerland, Springer Natural Hazards*, 2018, p. 599—617, https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_27.

San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1997, v. 21 (2), p. 435—455.

San'kov V., Déverchère J., Gaudemer Y., Houdry F., Filippov A. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // *Tectonics*, 2000, v. 19, p. 707—722, doi:10.1029/2000TC900012.

Seredkina A.I., Melnikova V.I. Seismotectonic crustal strains of the Mongol-Baikal seismic belt from seismological data // Moment tensor solutions / Ed. S. D'Amico. Switzerland, Springer Natural Hazards, 2018, p. 497—517, doi:10.1007/978-3-319-77359-9_22.

Steinberger B., Schmeling H., Marquart G. Large-scale lithospheric stress field and topography induced by global mantle circulation // Earth Planet. Sci. Lett., 2001, v. 186, p. 75—91.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.R., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyev V.M. Structure of the crust in Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics, 2002, v. 354, p. 61—74.

Tiberi C., Diament M., Déverchère J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, p. 2133, doi:10.1029/2002JB001880.

Voigth B. Beziehung zwischen grossen horizontalen Spannungen in Gebirgen und der Tektonik und der Abtragung: First Cong // Int. Soc. Rock Mechanics. Proc. Lisbon, 1966, v. 2, p. 51—56.

Voigth B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress // Third Congr. Int. Soc. Rock Mechanics. Proc. Denver., 1974, v. 2, p. 580—582.

Zoback M.L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // J. Geophys. Res., 1992, v. 97 (B8), p. 11703—11728.