

<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0233>

LATE CENOZOIC FAULTING AND THE STRESS STATE IN THE SOUTH-EASTERN SEGMENT OF THE SIBERIAN PLATFORM

V. A. Sankov^{1,2}, A. V. Parfeevets¹, A. I. Miroshnichenko¹, L. M. Byzov¹,
M. A. Lebedeva¹, A. V. Sankov¹, A. A. Dobrynina^{1,3}, S. N. Kovalenko²

¹ Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

² Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³ Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia

Abstract: We have studied the structural geology and geomorphology of the fault zones in the junction area of the Angara-Lena uplift and the Predbaikalsky trough. We have analyzed faults and folds and reconstructed paleostresses for this junction area named the Irkutsk amphitheatre. Our study shows that syn-fold (Middle Paleozoic) faults include thrusts, reverse faults and strike-slip faults with reverse components, that occurred due to compression from the neighbouring folded region. Recently, contrary to compression, faulting took place under the conditions of extension of the sedimentary cover: most of these recent faults have been classified as normal faults. In the Late Cenozoic, the platform cover was subjected to brittle and partly plicative deformation due to the NW–SE-trending extension that is most clearly observed in the adjacent Baikal rift. Thus, the divergent boundary between the Siberian block of the North Eurasian plate and the Transbaikalia block of the Amur plate is a zone of dynamic influence, which occupies the area considerably exceeding the mountainous region on the Siberian platform. Important factors of faulting are differentiated vertical movements of the blocks comprising the platform. Such vertical movements might have been related to displacements of brine volumes. In the Late Cenozoic basins, movements along separate faults took place in the Late Pleistocene – Holocene.

Key words: Siberian platform; Late Cenozoic stress state; active fault; kinematics

RESEARCH ARTICLE

Recommended by S.V. Rasskazov (Guest Editor)

Received: May 12, 2016

Revised: November 7, 2016

Accepted: December 15, 2016

For citation: Sankov V.A., Parfeevets A.V., Miroshnichenko A.I., Byzov L.M., Lebedeva M.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Kovalenko S.N., 2017. Late Cenozoic faulting and the stress state in the south-eastern segment of the Siberian platform. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (1), 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.

Для цитирования: Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 1. С. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. А. Саньков^{1,2}, А. В. Парфеевец¹, А. И. Мирошниченко¹, Л. М. Бызов¹,
М. А. Лебедева¹, А. В. Саньков¹, А. А. Добрынина^{1,3}, С. Н. Коваленко²

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Аннотация: Проведены геолого-структурные и геоморфологические исследования зон разломов восточной части Иркутского амфитеатра – зоны сочленения Ангаро-Ленского поднятия и Предбайкальского прогиба. Анализ парагенезов разрывов, складок и реконструкции палеостресса показали, что синскладчатые (средне-палеозойские) разломы представлены надвигами, взбросами и взбросо-сдвигами, сформированными при воздействии сжатия со стороны сопредельной складчатой области. Формирование разломов в новейшее время, напротив, происходило в условиях растяжения осадочного чехла. Разломы этого этапа представлены главным образом сбросами. Хрупкие и, частично, пликативные деформации чехла платформы в позднем кайнозое происходили в условиях растяжения СЗ–ЮВ направления, наиболее ярко выраженного в соседнем Байкальском рифте. Зона динамического влияния дивергентной границы между Сибирским блоком Северо-Евразийской плиты и Забайкальским блоком Амурской плиты, таким образом, простирается внутрь платформы далеко за границы горной области. Важным фактором формирования разломов являются дифференцированные вертикальные движения блоков платформы, в происхождении которых могли участвовать процессы перетекания солевых толщ. В позднекайнозойских впадинах движения по отдельным разломам происходили в позднем плейстоцене – голоцене.

Ключевые слова: Сибирская платформа; позднекайнозойское напряженное состояние; активный разлом; кинематика

1. ВВЕДЕНИЕ

Неотектонические движения в пределах древних платформ характеризуются малыми скоростями и длинноволновым пространственно-временным спектром. Соответственно активность движений по разломам на платформах оценивается как весьма низкая. Они не учитываются при решении вопросов сейсмического районирования, хотя случаи проявления землетрясений в пределах платформ общеизвестны. К настоящему времени накопились геологические и инструментальные данные, говорящие о недооценке позднекайнозойских и современных деформаций платформенного чехла. Определенную роль в их формировании играют динамические взаимодействия платформ и подвижных поясов. Так, Ю.Г. Леоновым с соавторами [Leonov et al., 2001] показано, что кайнозойские деформации чехла Восточно-Европейской платформы, связанные с воздействием Кавказского орогена, проникают на большое расстояние в глубь платформы. Подобное взаимодействие Уральского орогена с восточной окраиной Восточно-Европейской платформы описано в работе М.Л. Коппа [Kopp, 2004]. Влияние удаленности срединно-океанических хребтов на напряженное состояние и сей-

смичность платформ показано в работе [Grachev, Mukhamediyev, 1995].

2. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для Сибирской платформы вопросы динамического взаимодействия подвижных областей с платформенным блоком на неотектоническом этапе и закономерности позднекайнозойского разломообразования изучены недостаточно. Они имеют определенное значение в теоретическом плане для познания взаимосвязей процессов тектонического деформирования во внутреннем поле древних платформ и в подвижных областях. Общие представления по проблеме можно найти в работах А.Г. Золотарева [Zolotarev, 1967; Zolotarev, Khrenov, 1979] по Приленской неотектонической зоне и предрифтовым прогибам. Наличие собственной сейсмичности Сибирской платформы показано в работах [Golenetskii, 2001; Seminskii, Radziminovich, 2007], однако ее взаимосвязи с деформациями в Байкальском рифте изучены пока слабо в силу короткого периода инструментальных наблюдений и отсутствия на территории платформы сети сейсмических станций. Находки проявлений хрупких

тектонических деформаций в осадках верхнего плейстоцена на территории Предсаянского прогиба [Gladkov, 2001; Chipizubov et al., 2001; Arzhannikova, Arzhannikov, 2005; Seminsky et al., 2007; Sankov et al., 2008; и др.] и в центральной части Иркутского амфитеатра [Ovsyuchenko et al., 2007] ставят проблему разработки нового подхода к оценке сейсмической опасности южной части Сибирской платформы и ее сейсмическому районированию.

Задачей нашего исследования является оценка напряженного состояния и условий неотектонической активизации разломов, наблюдаемых в породах осадочного чехла на территории восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы, и их взаимосвязи с процессами, происходящими в подвижной области.

Для Иркутского амфитеатра характерны средние по интенсивности восходящие неотектонические движения, амплитуды которых достигают 800 м относительно исходной поверхности [Levi, Kulchitsky, 1981; Logachev, 1984]. Такие значения характерны для Ангаро-Ленского поднятия – положительной структуры второго порядка. Предбайкальский прогиб, другая структура второго порядка, локализующийся восточнее, вдоль края Сибирской платформы, поднимался не столь интенсивно, амплитуды вертикальных движений на его территории не превышают 200 м. Несколько иные значения амплитуд указываются в работе С.М. Замараева с соавторами [Zamaraev et al., 1976]. В любом случае разница в современном гипсометрическом положении указанных структур дает довольно высокий градиент скорости вертикальных неотектонических движений в зоне их сочленения, что создает предпосылки для проявления дифференцированных движений по разломам. Новейшие разломы выделялись на этой территории ранее (см., например [Zolotarev, 1967; Zamaraev et al., 1976; Zolotarev, Khrenov, 1979; Logachev, 1984; и др.]. Вместе с тем они не были достаточно охарактеризованы с кинематической точки зрения.

3. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТНИКА

Карта разломов зоны сочленения Предбайкальского прогиба и Ангаро-Ленского поднятия (рис. 1) составлена на основе дешифрирования космических снимков и аэрофотоснимков, анализа трехмерной модели рельефа, полевых геолого-структурных и геоморфологических исследований, компиляции данных государственных геологических карт масштаба 1:200000. Использована информация о крупных разломах неотектонического этапа развития Прибайкалья из работ [Zamaraev et al., 1976; Zolotarev, Khrenov, 1979].

Разрывные нарушения территории исследований образуют достаточно густую сеть по сравнению с внутренними частями Сибирской платформы. Это определяется, по-видимому, ее близким соседством с Саяно-Байкальской подвижной областью [Sankov et al., 2008]. Складчатые и разрывные деформации палеозоя во многом определили развитие локальных неотектонических структур. Анализируя простирания всей совокупности разломов и линеаментов на карте, можно заключить, что отчетливо преобладают два направления этих структур – субмеридиональное и северо-восточное (рис. 1). При этом количественное соотношение разломов разных простираний несколько меняется в разных частях территории исследований. В северной части доминируют субмеридиональные разломы, которые отражают общее простирание древних линейных структур района – здесь преобладают складки и разломы субмеридионального простирания (Киренгская зона складок). В подчиненном положении находятся разломы запад-северо-западного простирания. Напротив, в южной части территории резко преобладают разломы северо-восточного простирания при подчиненном значении субмеридиональных и северо-западных разрывных структур. Северо-восточные разломы заложены вдоль структур Жигаловско-Тулукмурской зоны складок. В центральной части представлены разломы как меридионального, так и северо-восточного простирания, что характерно для переходных зон.

4. ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ СТРУКТУР И ПОЛЕ ТЕКТНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Наши наблюдения за характером разрывных структур в пределах Киренгской зоны показали широкое развитие надвигов и послонных срывов в карбонатных толщах нижнего палеозоя, особенно по контактам компетентных и некомпетентных слоев. На поверхностях скольжения присутствуют вторичные кальцит и арагонит. Реконструкции напряженного состояния с использованием кинематического метода, реализованного в программном пакете TENSOR [Delvaux, 1993], показали, что наблюдаемые парагенезы смещений по разрывам образованы в условиях сжатия, ориентированного примерно в субширотном направлении (схема реконструированных полей напряжений представлена на рис. 2, а примеры реконструкций – на рис. 3, А–Д). Разрывы с таким направлением сжатия (рис. 3, А) изучались нами в левом борту долины р. Умбелла. Примером сопряженности субмеридиональных складчатых и разрывных структур является Таловская антиклиналь, вскрытая в береговых

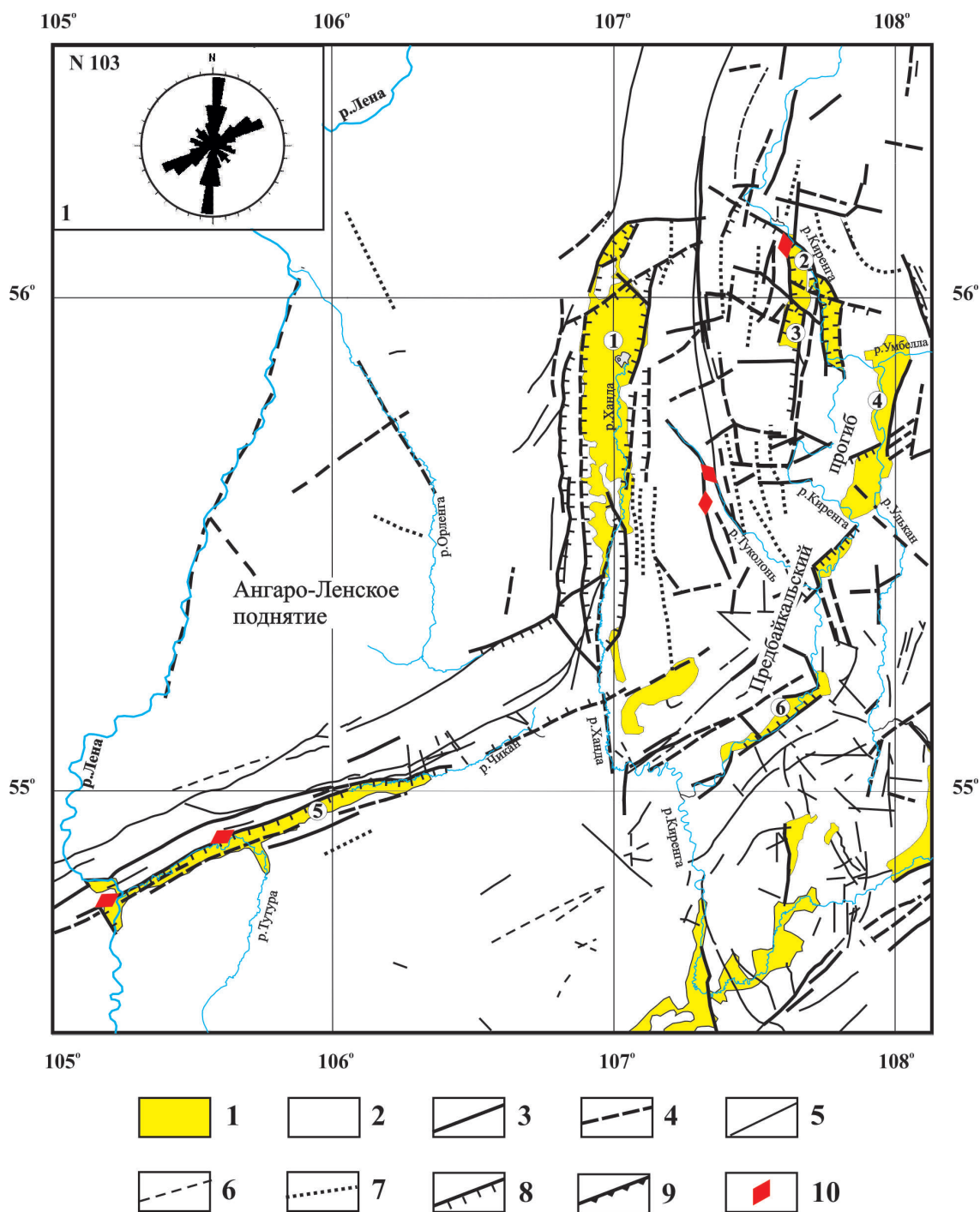


Рис. 1. Схема разломов восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы.

1 – четвертичные осадки впадин; 2 – палеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 3–4 – разломы, активные в позднем кайнозое: 3 – установленные, 4 – предполагаемые; 5–6 – докайнозойские разломы: 5 – установленные, 6 – предполагаемые; 7 – линеаменты возможно разломной природы; 8–9 – кинематические типы разломов: 8 – сбросы, 9 – взбросы и надвиги; 10 – участки разломов со следами позднеплейстоцен-голоценовых смещений. Цифрами обозначены впадины: 1 – Хандинская, 2 – Новоселовская, 3 – Балдахиньская, 4 – Ульканская, 5 – Тутуро-Чиканская, 6 – Кыренская. На врезке – роза-диаграмма простираций всей совокупности разломов и линеаментов.

Fig. 1. Schematic map showing faults in the eastern segment of the Irkutsk amphitheatre, Siberian platform.

1 – quaternary sediments in the basins; 2 – Paleozoic sedimentary cover of the Siberian platform; 3–4 – faults active in the Late Cenozoic: 3 – confirmed, 4 – assumed; 5–6 – pre-Cenozoic faults: 5 – confirmed, 6 – assumed; 7 – possible fault-related lineaments; 8–9 – kinematic types of faults: 8 – normal faults, 9 – reverse faults and thrusts; 10 – fragments of faults with traces of Late Pleistocene–Holocene displacements. Numbers refer to depression: 1 – Khanda, 2 – Novoselovo, 3 – Baldakhinja, 4 – Ulkan, 5 – Tutura–Chikan, 6 – Kyren. Inset – rose diagram of strikes (all the faults and lineaments).

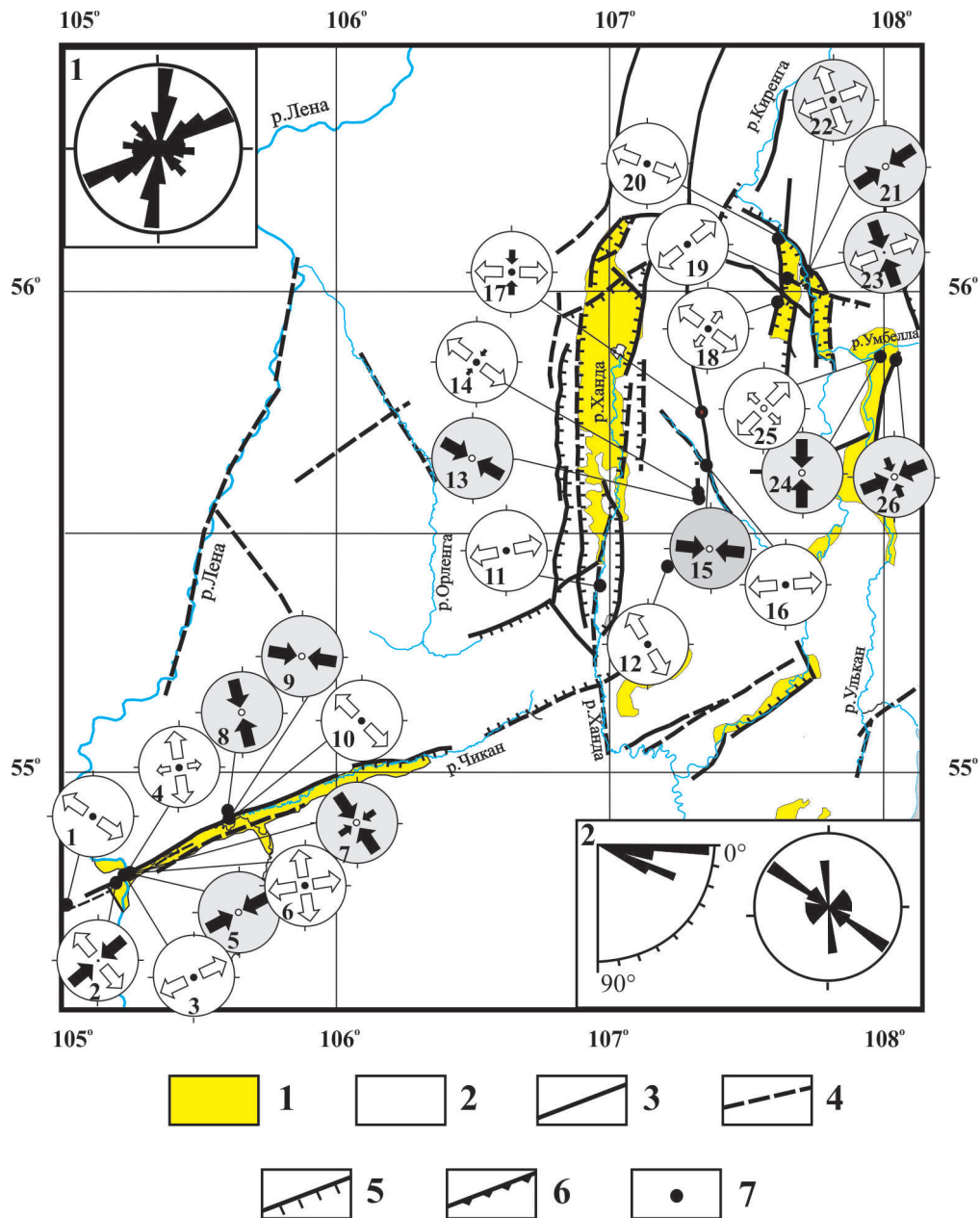


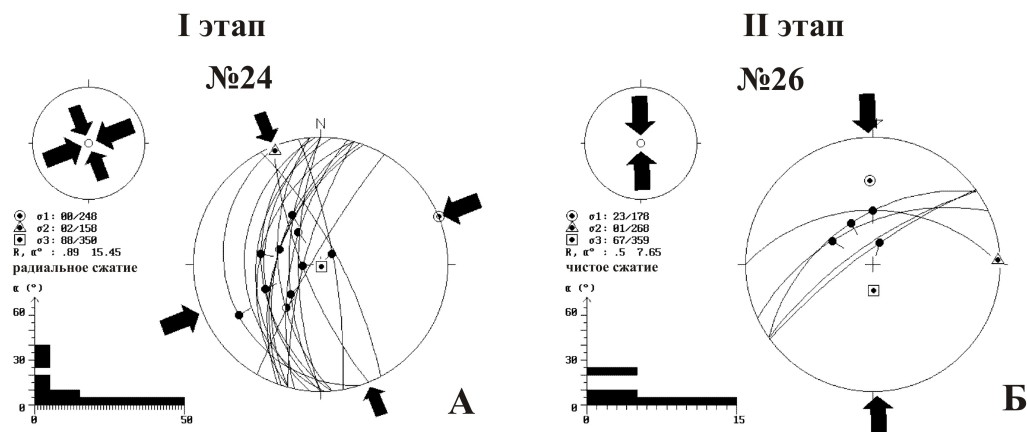
Рис. 2. Схема полей напряжений восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы.

Залитые стрелки стресс-тензоров указывают направление максимального горизонтального сжатия S_{Hmax} , открытые – минимального горизонтального сжатия S_{Hmin} . Длина стрелок является функцией коэффициента формы эллипсоида напряжений $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, символом в центре круга обозначены субвертикальные оси: точкой – σ_2 , залитым кружком – σ_1 , открытым кружком – σ_3 по [Delvaux, 1993]. Символы стресс-тензоров, окрашенные в серый цвет, относятся к донеотектоническому этапу, окрашенные в белый цвет – к неотектоническому этапу. 1 – четвертичные осадки впадин; 2 – палеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 3–4 – разломы, активные в позднем кайнозое: 3 – установленные, 4 – предполагаемые; 5–6 – кинематические типы разломов: 5 – сбросы, 6 – взбросы и надвиги; 7 – точки наблюдений. На врезках: 1 – роза-диаграмма простираний разломов кайнозойской активизации; 2 – диаграммы углов погружения и простираения осей минимальных главных нормальных напряжений по реконструкциям для неотектонического этапа.

Fig. 2. Schematic map showing stress fields in the eastern segment of the Irkutsk amphitheatre, Siberian platform.

Arrows of stress tensors show directions of maximum horizontal compression S_{Hmax} (black) and minimum horizontal compression S_{Hmin} (white). Arrow length is a function of the coefficient of the stress ellipsoid form, $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$; subvertical axes are marked by symbols in the centre of the circle: dot – σ_2 , black circle – σ_1 , white circle – σ_3 , according to [Delvaux, 1993]. Symbols of stress tensors: grey – pre-neotectonic stage, white – neotectonic stage. 1 – Quaternary sediments in the basins; 2 – Paleozoic sedimentary cover of the Siberian platform; 3–4 – faults active in the Late Cenozoic: 3 – confirmed, 4 – assumed; 5–6 – kinematic types of faults: 5 – normal faults, 6 – reverse faults and thrusts; 7 – observation point. Insets: 1 – rose diagram of strikes of faults active in the Cenozoic; 2 – diagrams of dip angles and trends of minimum principal normal stress axes, according to reconstructions for the neotectonic stage.

Долина р.Умбелла



Таловская антиклиналь

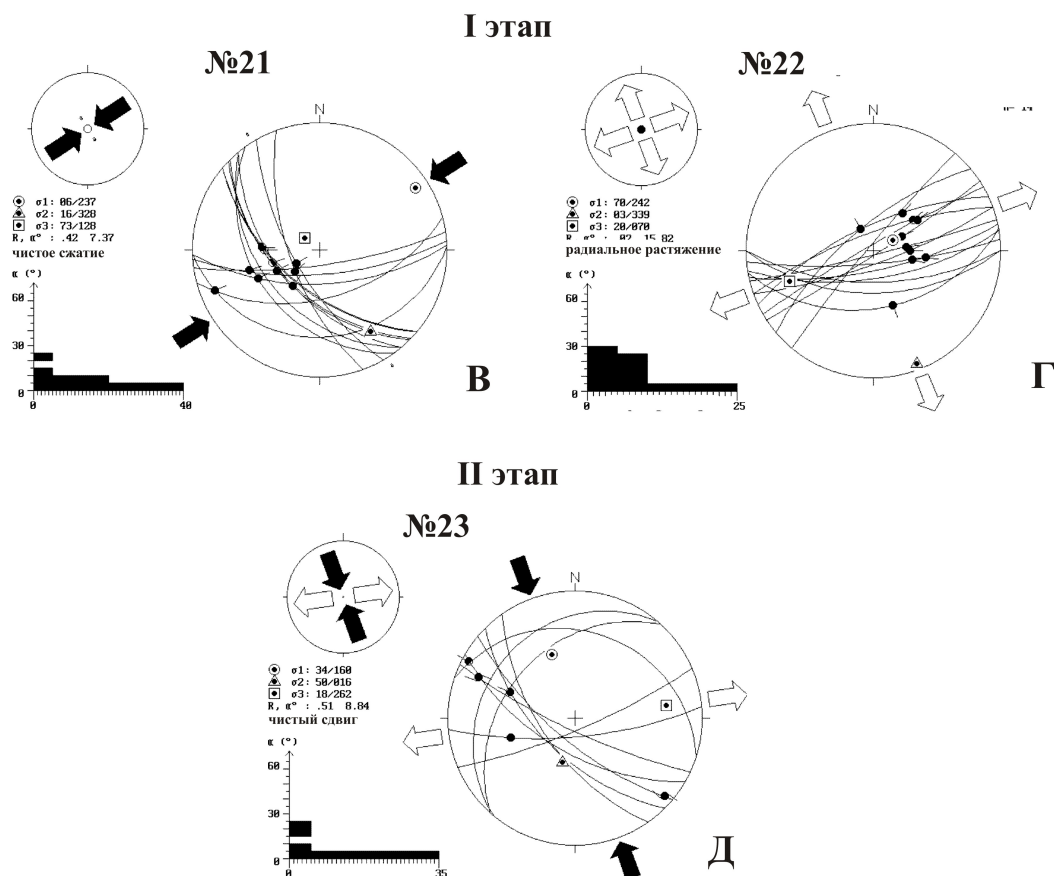


Рис. 3. Результаты реконструкции докейнозойского напряженного состояния в зонах разломов восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы.

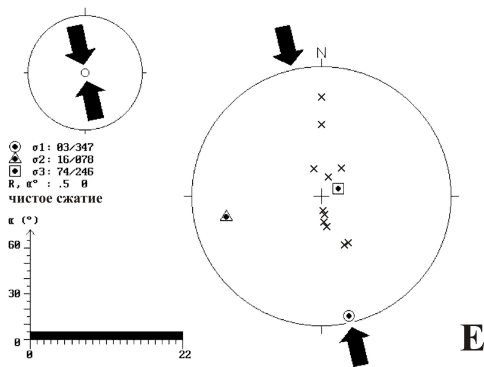
Стереогаммы – сетка Вульфа, верхняя полусфера, гистограммы показывают частоту распределения отклонений (α°) наблюдаемых скольжений для каждой плоскости трещины от теоретического направления скальвания. Кружком показана ось сжатия σ_1 , треугольником – промежуточная ось σ_2 , квадратом – ось растяжения σ_3 . Черными точками обозначены выходы на верхнюю полусферу борозд и штрихов скольжения. Расшифровку остальных символов см. на рис. 2.

Fig. 3. Reconstructed pre-Cenozoic stresses in the fault zones of the eastern segment of the Irkutsk amphitheater, Siberian platform.

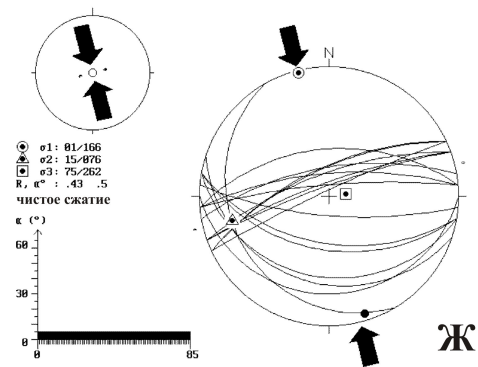
Stereogram – Wulff net; upper hemisphere; histograms showing frequency patterns of deviations (α°) of observed slip for each fracture plane from theoretical trends of shearing. Circle – compression axis σ_1 ; triangle – intermediate axis σ_2 ; square – extension axis σ_3 . Black dots – striations and sliding grooves at the upper hemisphere. Other symbols are given in Fig. 2.

Восточный сегмент Жигаловского вала

Складки волочения в зоне надвига



Трещиноватость в зоне надвига



Западный сегмент Жигаловского вала

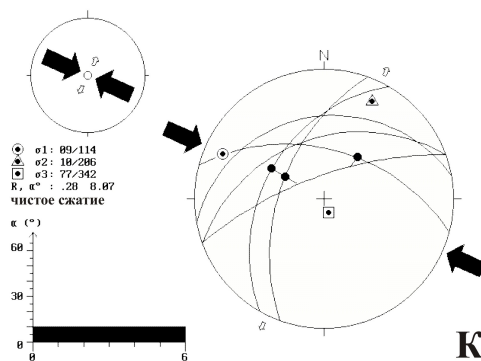
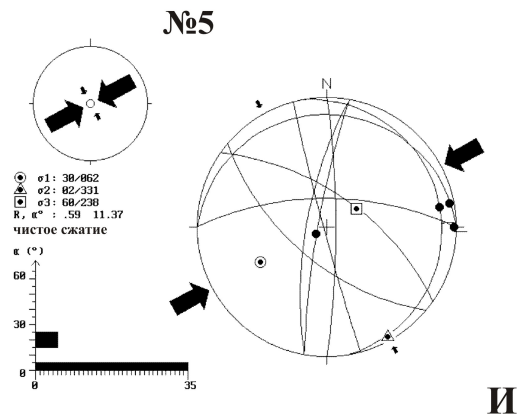
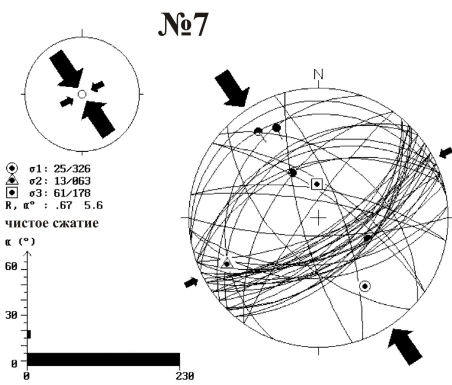


Рис. 3. Окончание.

Fig. 3. End.

обнажениях в правом борту долины реки Киренга. Здесь фиксируется сжатие поперек складки, продольное к ней растяжение, связанное с продолжавшейся складчатой деформацией, и наложенные на них деформации сдвигового типа (рис. 3, В-Д).

Таким образом, образование субмеридиональных разломов, пространственно тяготеющих к Киренгской зоне складок, связанно с формированием складчатой структуры района под воздействием сжатия со стороны Саяно-Байкальской подвижной

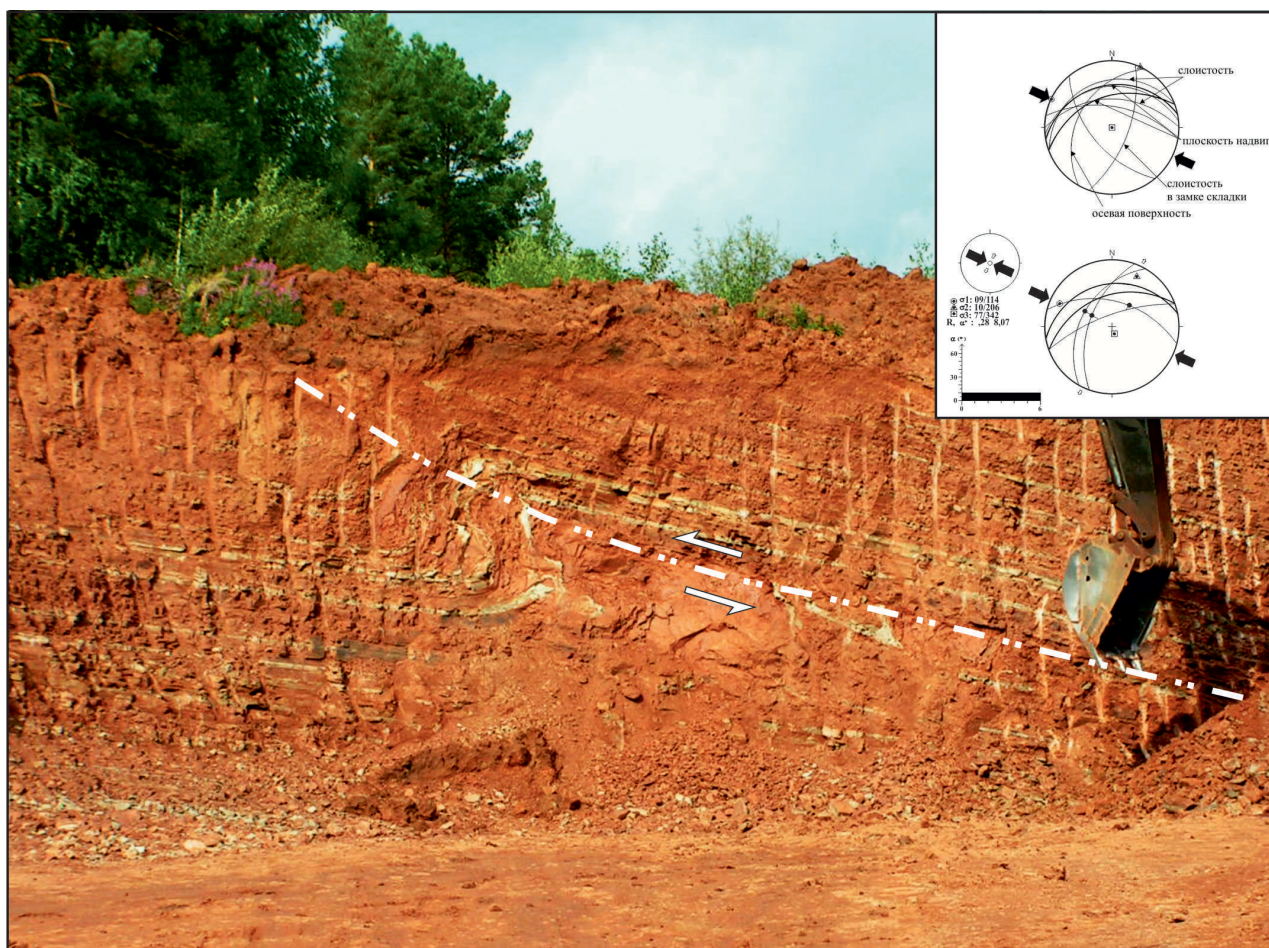


Рис. 4. Антиклинальная складка в красноцветных терригенных отложениях верхоленской свиты верхнего кембрия, осложненная надвигом северо-восточного простирания. На врезке – реконструкция поля напряжений.

Fig. 4. Anticline fold in red terrigenous deposits of the Verkholenskaya suite (Upper Cambrian). It is complicated by the NE-trending thrust. Insert – reconstructed stress fields.

области. Сжатие имело направление от субширотного до северо-восточного. По данным наших реконструкций, выделяется второй, также, по-видимому, докайнозойский, этап деформаций, связанный со сжатием в субмеридиональном направлении (рис. 3, Б, Д). Эти деформации проявлены слабее и не образуют крупных структур.

Для Жигаловского вала северо-восточного простирания характерно развитие докайнозойских надвигов и взбросов, которые, судя по данным реконструкций поля напряжений, формировались в условиях северо-западного сжатия (см. рис. 2 и рис. 3, Е, Ж, З, К). Это поле напряжений контролировало формирование основной структуры Жигаловского вала, по-видимому, в палеозое. Пример деформаций, связанных с таким сжатием, показан на рис. 4. Существует точка зрения, что надвиги связаны с кайнозойским этапом активизации [Ufimtsev et al., 2005], однако убедительных доказательств этому авторы не приводят. Второй этап деформаций,

структуры которого также не согласуются с основными особенностями современного рельефа, связан с продольным по отношению к неотектоническим структурам вала сжатием. Он фиксируется по поперечным взбросам и надвигам, кинкбанд-структурам (см. рис. 3, И, рис. 5).

5. ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ПАРАГЕНЕЗ РАЗЛОМОВ И ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Этап неотектонической активизации района исследований характеризуется неравномерностью проявления по площади (см. рис. 1). Судя по плотности неотектонических разломов, наиболее активными являются северная часть Предбайкальского прогиба и область его сочленения с Ангаро-Ленским поднятием. Максимумы плотности разломов тяготеют к южному окончанию Хандинской впадины, к Балдахиньской и Новоселовской впади-

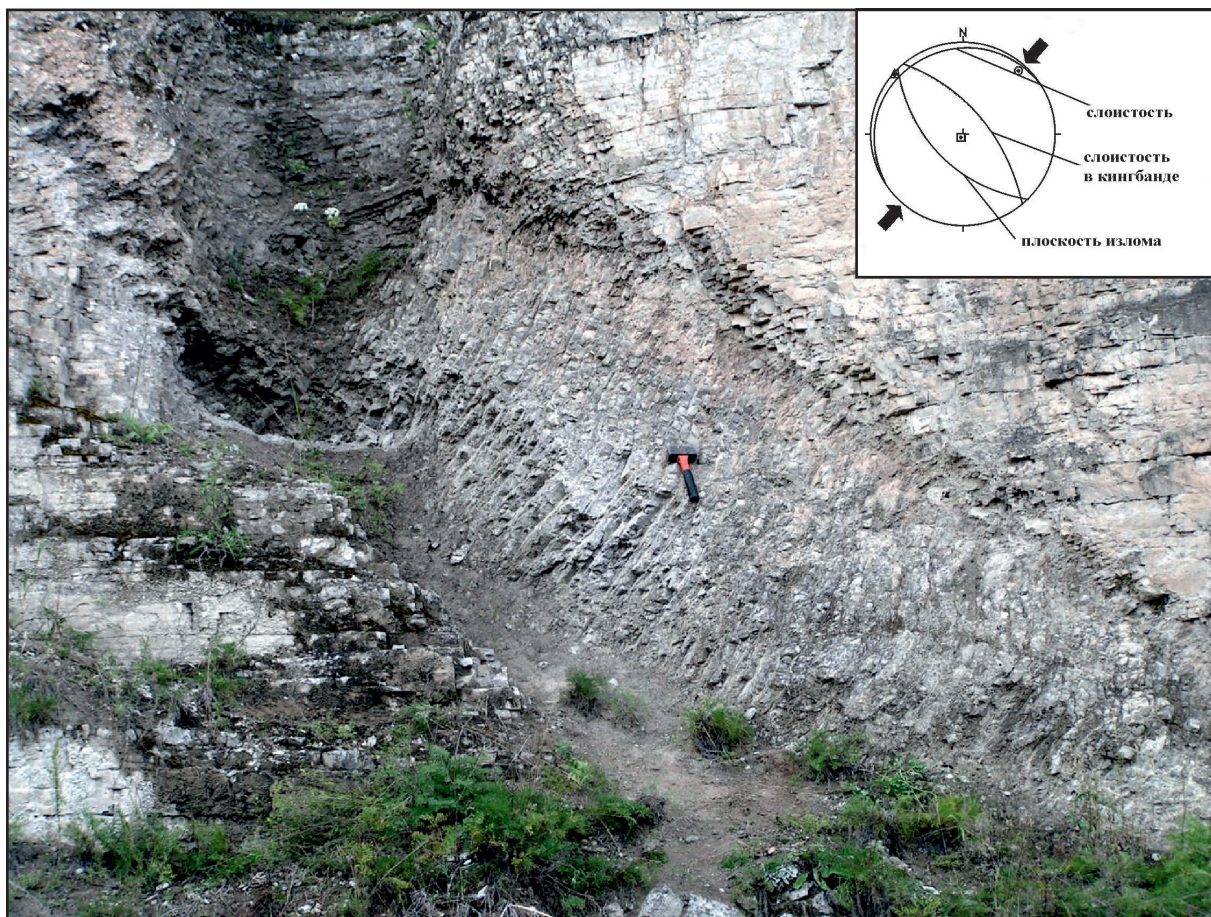


Рис. 5. Пример кинкбанд-структуры в карбонатных отложениях нижнего-среднего кембрия (Жигаловский вал). На врезке – реконструкция поля напряжений.

Fig. 5. Example of a kinkband structure in carbonate sediments of the Lower-Middle Cambrian (Zhigalovo). Inset – the reconstructed stress field.

нам. Слабо нарушена северная часть Ангаро-Ленского поднятия [Sankov *et al.*, 2008].

Дизъюнктивы, активные на неотектоническом этапе, делятся по направлениям на две почти равные по количеству группы – субмеридиональные и северо-восточные (см. рис. 1). Наиболее протяженные разломы представляют субмеридиональное направление. Это разломы, обрамляющие Хандинскую, Балдахинскую и Новоселовскую впадины, а также разломы междуречья Ханды и Киренги. Типичными представителями разрывных нарушений северо-восточного простирания являются Северо-Жигаловский, Тутуро-Чиканский и Карамский разломы, ограничивающие Тутуро-Чиканскую и Карамскую впадины соответственно. Осадки впадин относятся к верхнему миоцену – плейстоцену. Большая часть краевых разломов являются сбросами, хотя вдоль самой границы платформы отмечены надвиги [Logachev, 1984]. Разломы кайнозойской активизации по большей части наследуют структуры более ранних этапов деформаций. Ме-

няются кинематические типы разрывных нарушений при консервативности структуры в целом.

Важной чертой разломов, контролирующих позднекайнозойские впадины юго-восточной части Сибирской платформы, является сочетание пластических и разрывных деформаций в их зонах. Хорошо выраженные флексуры в карбонатных отложениях, с сорванными по сбросам крыльями, наблюдаются в западном борту Новоселовской впадины, в восточном борту Хандинской впадины и в зоне Тутуро-Чиканского разлома. Разрывные структуры представлены трещинами отрыва и скола, зонами дробления, какиритизации, тектонической муки и глинки. На поверхностях скольжения хорошо проявлены штрихи и борозды, конусы выкрашивания и аккреционные ступени. Движения по отдельным структурам наблюдались в позднем плейстоцене – голоцене. Сбросовые смещения молодых элементов рельефа обнаружены нами в зонах Новоселовского, Тутуро-Чиканского и Туколоньского разломов.

Новоселовский разлом имеет в целом субмеридиональное простирание $0-20^\circ$ с хорошо выраженным в рельефе уступом. Он ограничивает с запада распространение позднекайнозойских осадков Новоселовской впадины. Амплитуда смещений за поздний кайнозой оценивается в 150–200 м с учетом высоты уступа в зоне разлома и мощности плиоцен-четвертичных отложений во впадине. Современный облик Новоселовской впадины, наличие заболоченных участков, меандрирование реки Балдахинья говорят о тенденции к относительно опусканию ее днища. В коренном залегании зона разлома обнажается в карьере на стрелке рек Киренги и Балдахиньи. Разлом сечет толщу карбонатов кембрия, представленных здесь залегающими в верхней части разреза массивными серыми известняками и подстилающими их кавернозными известняками, доломитами с прослоями гипсов и ангидритов. Эти породы слагают флексуру с элементами залегания слоистости в западной части, аз.пад. $110^\circ \angle 20^\circ$, изменяющимися к востоку до аз.пад. $125^\circ \angle 45^\circ$. Разлом выражен зоной повышенной трещиноватости и дробления пород, а также зонами послыжного скольжения в восточном крыле флексуры (рис. 6). Видимая ширина зоны разлома достигает 60–80 м. Ширина зон отдельных разрывных нарушений варьируется от первых сантиметров до метров. Зона разлома меридионального простирания (аз.пад. $90^\circ \angle 83^\circ$), осложняющая крыло флексуры, по простиранию переходит в уступ в рельефе, прослеживающийся на 300 м к северу. Высота уступа превышает 4 м. На уровне 40 м над урезом воды старицы р. Балдахинья располагается еще одна ступень, высота крутого уступа над которой составляет около 3 м. В коренном залегании разлом представляет собой сброс с амплитудой смещения около 2.5 м – вдоль пологого сместителя опущен блок массивных известняков (рис. 6, А, Б). Образовавшийся во время быстрого смещения ров был заполнен коллювиально-делювиальными отложениями и почвой. Судя по сохранности погребенной почвы, смещение можно отнести к концу позднего плейстоцена – голоцену. Не исключено, что амплитуда смещения по разрыву имеет и гравитационную составляющую, поскольку блок выходит на крутой борт долины реки. Вместе с тем можно с уверенностью говорить о том, что развитие разлома не связано с оползневым процессом, поскольку в обнажениях наблюдаются «слепые» разрывы сбросовой кинематики, растущие вверх, тогда как при образовании оползней разрывы определено растут сверху вниз.

Многочисленные зеркала скольжения (рис. 6, А, врезка слева) в зоне разлома со штрихами и бороздами скольжения, треугольниками выкрашивания, развитыми по слабосцементированной тектониче-

ской глинке, позволяют точно определить направления смещения по плоскостям разрывов. Повсеместно фиксируются сбросовые смещения. Реконструкции полей тектонических напряжений показали, что они возникли в условиях растяжения в запад-северо-западном направлении (рис. 6, А, врезка справа).

Южнее, в пределах Новоселовско-Балдахиньской междувпадинной перемычки, отмечается наличие разрывных деформаций в отложениях среднего плиоцена, вскрытых карьером на вершине перемычки. Здесь обнаружен сброс субширотного направления (аз.пад. $10^\circ \angle 65^\circ$), имеющий амплитуду около 40 см (рис. 7). Судя по составу затронутых разрывом осадков, сброс можно трактовать как плейстоценовую структуру. Кроме этого, в осадках здесь отмечаются крутые флексуры. Указанные деформации не нашли своего отражения в рельефе перемычки. Вместе с тем сброс произошел после формирования склоновых отложений, которые фиксировали этап поднятия перемычки и врезания долин водотоков. Затем произошла планация рельефа и новое поднятие с врезанием уже современных долин. Таким образом, формирование деформаций в осадках, перекрывающих Новоселовско-Балдахиньскую перемычку, происходило в период времени, предшествующий позднечетвертичному врезанию современных водотоков.

Туколоньский разлом северо-западного простирания сечет генеральную субмеридиональную древнюю структуру района и имеет ряд признаков кайнозойской активности. Разлом прослеживается по долине р. Туколонь на протяжении 26 км. В рельефе выражен крутым уступом по левому борту долины с характерными треугольными фасетами. Опущено юго-западное крыло разлома, что соответствует наблюдениям в коренном залегании. Детальными геоморфологическими исследованиями установлено, что амплитуда вертикальных смещений молодых элементов рельефа вдоль него увеличивается с юго-востока на северо-запад. Пологие, спокойные склоны сменяются крутым уступом (до $30-32^\circ$). Разлом сечет конусы выноса распадков ранней генерации (средний голоцен?), поверхность которых сброшена с амплитудой 1.5–2.5 м. Отложения конуса выноса последней генерации перекрывают уступ. Признаком современной активизации разлома служит приуроченность к его зоне эпицентров землетрясений с $K=8-9$. Результаты реконструкций полей напряжений указывают на преобладание режимов растяжения и транспрессии с субширотным направлением оси минимального сжатия (рис. 8, Г, Д).

Тутуро-Чиканский разлом длиной более 80 км является частью зоны Жигаловского разлома, который протягивается из верховьев р. Чикан на юго-

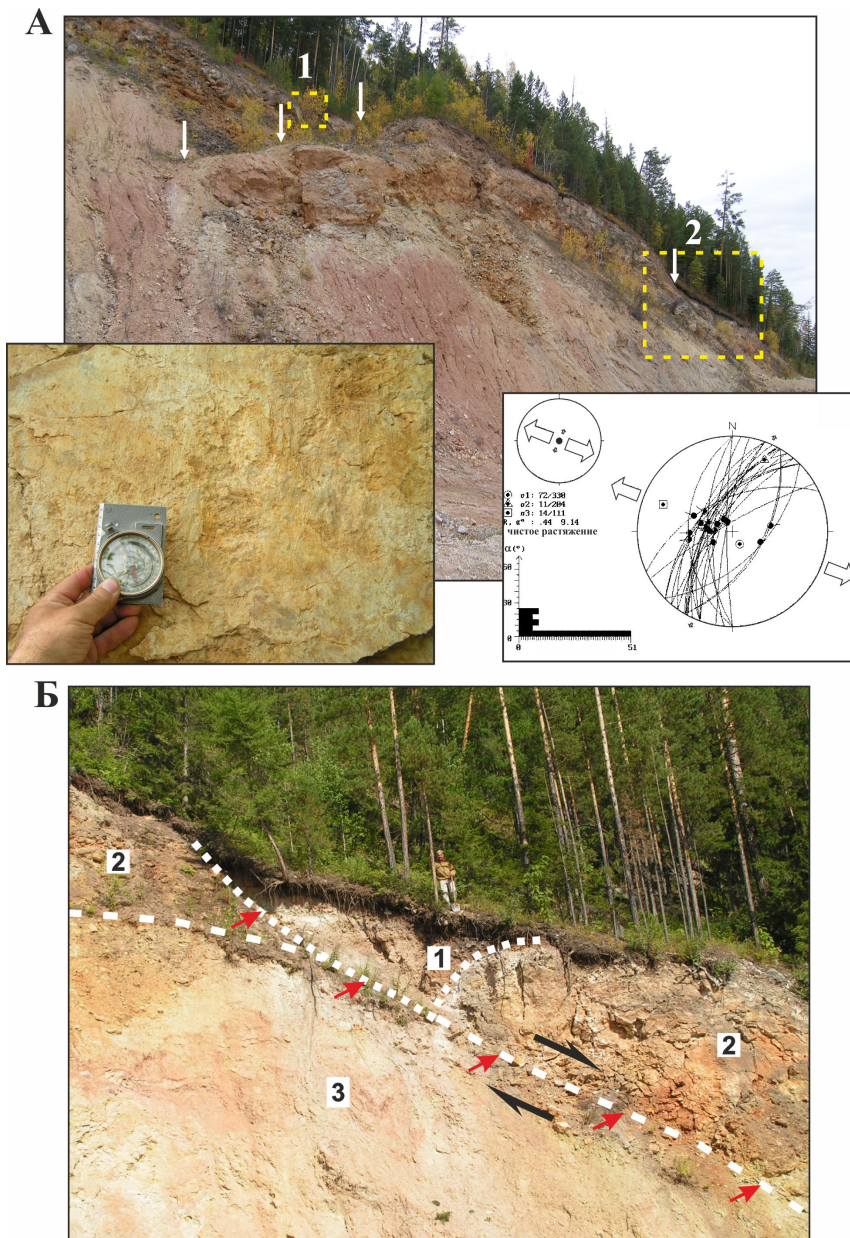


Рис. 6. Структуры зоны Новоселовского разлома.

А – общий вид обнажения в районе устья р. Балдахинья (вид с востока). Флексура субмеридионального простирания в породах ангарской и литвинцевской свит объединенных осложнена сбросовыми разрывами. На врезке слева – штрихи и борозды скольжения с характерными треугольниками выкрашивания по зеркалу скольжения в зоне разлома, обозначенного на снимке цифрой 1. Характер уступов на зеркале скольжения и строение конусов выкрашивания указывают на сбросовый тип подвижки по разлому. На врезке справа – результаты реконструкции напряженного состояния. *Б* – позднеплейстоцен-голоценовый сброс в зоне Новоселовского разлома. Местоположение рисунка показано прямоугольником 2 на рис. 6, *А*. Тонкой пунктирной линией показана подошва голоценовых(?) склоновых отложений (1), заполнивших сейсмогенный ров. Толстой пунктирной линией обозначен контакт между массивными известняками и доломитами (2) и кавернозными известняками, доломитами с прослоями гипсов и ангидритов (3) ангарской и литвинцевской свит объединенных (нижний-средний кембрий). Красными стрелками показан сместитель сброса, черными – направление смещения по нему.

Fig. 6. Structures of the Novoselovo fault zone.

A – general view of the outcrop near the mouth of the Baldakhinja (view from the east). The submeridionally striking flexure in the rocks of the Angara and Litvintsevskaya suites (combined) is complicated by normal fractures. On the left in the insert – striations and sliding grooves with typical triangle- or cone-shaped pieces that chipped away at the slickenside in the fault zone (number 1 in the photo). The ledges on the slickenside and the structure of the chipped-away cones are indicative of normal faulting. On the right in the inset – reconstructions of the stress state. *B* – Late Pleistocene-Holocene normal fault in the Novoselovo fault zone. This figure's location is shown by box 2 in Fig. 6, *A*. The thin dashed line shows the bottom of the Holocene (?) deposits on the slope (1) that filled in the seismogenic trench. The thick dashed line shows the contact between limestone and dolomite (2) and cavernous limestone, dolomite interbedded with gypsum and anhydrite (3) of the combined Angara and Litvintsevskaya suites (Lower-Middle Cambrian). Arrows: red – plane of normal fault; black – trend of displacement.

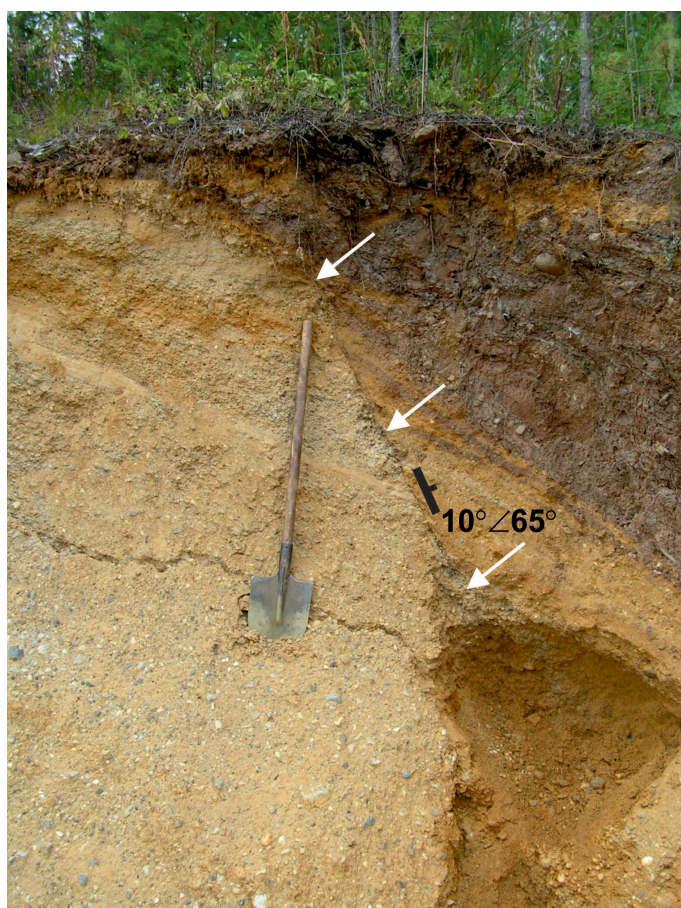


Рис. 7. Сброс в плиоцен-четвертичных осадках Новоселовско-Балдахиньской междувпадинной перемычки.

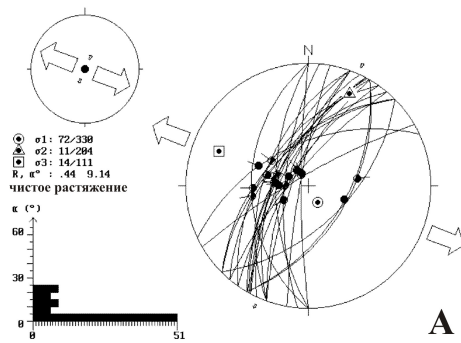
Fig. 7. Normal fault in the Pliocene-Quaternary sediments in the zone between the Novoselovo and Baldakhinja basin.

запад до верховьев р. Тыпта (см. рис. 1). По данным дешифрирования аэро- и космических снимков и детальных геологических и геоморфологических исследований в зоне разлома выявлены признаки позднекайнозойской активизации. Разлом контролирует распространение осадочных отложений Чиканской впадины, в рельефе выражен в виде крутого уступа северо-восточного простирания. Он ограничивает внутренний Чиканский горст в пределах Тыпта-Тутурского структурного понижения [Ufimtsev et al., 2005], являющегося современным морфологическим выражением Жигаловского вала. В коренном залегании разлом обнажен в карьере по правому борту долины р. Тутура в районе устья р. Чикан (рис. 9). В днище карьера вскрыты галечники аллювиально-пролювиального конуса р. Бурунга. В борту карьера в основании уступа обнажены коренные серые слоистые известняки среднего кембрия ангарской и литвинцевской свит нерасчлененных. В обнажении наблюдаются многочис-

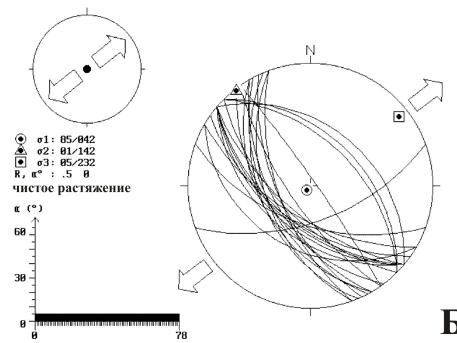
ленные зоны дробления субширотного и северо-восточного простирания с крутым залеганием сместителей и послойные срывы. Мощность большинства зон от 2–3 до 80 см, уровень дробления материала местами достигает консистенции муки, тектониты слабо сцементированы. Мощность самой крупной из зон достигает 5 м – она представлена брекчированным слабосцементированным материалом, контакт зоны – $170^\circ \angle 76^\circ$. Разлом осложняется пологое (аз.пад. $205^\circ \angle 12^\circ$) крыло флексуры, по крутому крылу которой (аз.пад. $170^\circ \angle 57^\circ$) также прослеживается разрыв, субпараллельный первому. В ряде случаев в зонах дробления отмечаются сбросовые смещения, выраженные смещениями маркеров и штрихами скольжения. Реконструкция поля напряжений, выполненная по трещиноватости и штрихам скольжения в этих зонах, указывает на чистое растяжение в северо-западном направлении, действовавшее при формировании наиболее поздних хрупких деформаций, кинематика и морфология которых согласуется с элементами рельефа (см. рис. 8, К). Наличие зоны разлома шириной более 25 м вдоль крутого уступа правого борта долины р. Чикан подтверждено данными микросейсмического профилирования (рис. 10, профиль Чикан) [Sankov et al., 2014a]. Для получения глубинных разрезов был применен метод спектральных отношений Накамуры [Nakamura, 1989], в котором используются отношения спектральных амплитуд горизонтальных и вертикальных компонент (Н/В отношения) записей микросейсмических колебаний для определения характеристических частот и амплитуд усиления колебаний локального участка. Профиль, начатый вблизи крутого коренного склона долины, находящегося на северо-западном борту долины, проходит по террасовым галечникам и валунникам. Зона разлома довольно четко отбивается по значениям Н/В отношения, по-видимому, в связи с тем, что в основании галечниковой толщи она представлена линейной корой выветривания. Позднечетвертичный возраст подвижек фиксируется по смещению 10–15-метровой террасы правого притока р. Тутура – р. Бурунга. Уступ террасы вдоль линии разлома имеет пологий наклон около 12° , что косвенно свидетельствует о достаточно древней (раннеголоценовой?) последней подвижке по разлому.

Позднечетвертичная активизация движений по Тутуро-Чиканскому разлому подтверждается разрывными деформациями верхнеплейстоценовых отложений, исследованных нами на юго-западном сегменте разлома в районе п. Жигалово совместно с А.В. Чипизубовым. Здесь зона сбросовых разрывов в террасовых песках, супесях и суглинках долины р. Лены достигает ширины около 15 м, а суммарная амплитуда вертикального смещения составляет

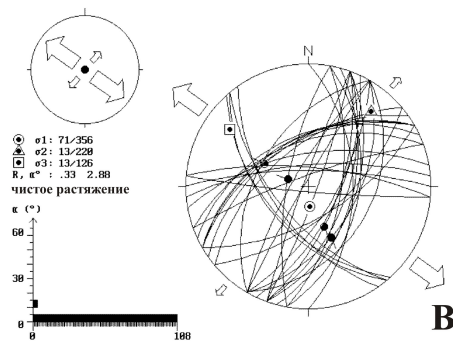
Зона Новоселовского разлома



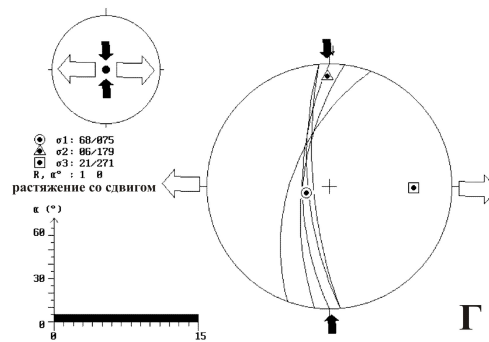
Южное разломное ограничение Новоселовской впадины



Зона Балдахиньского разлома



Зона Туколонь-Мостового разлома



Зона Туколонского разлома

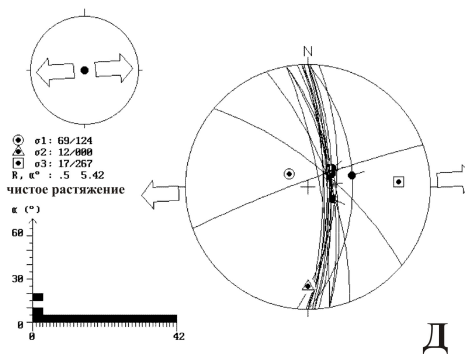


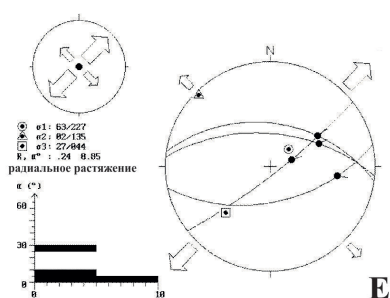
Рис. 8. Результаты реконструкции позднекайнозойского напряженного состояния в зонах разломов восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы. Обозначения см. на рис. 3.

Fig. 8. Stress state in the fault zones of the eastern segment of the Irkutsk amphitheater, Siberian Platform: reconstruction for the Late Cenozoic. See the symbols in Fig. 3.

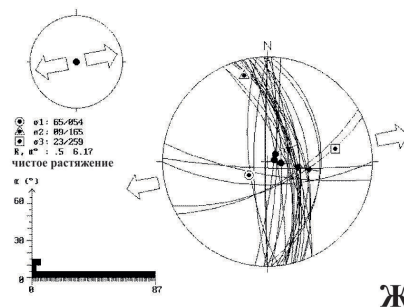
2.5 м. Подавляющее большинство сбросов, как и сбросы с максимальными амплитудами смещений (до 30–32 см), имеют юго-восточное падение (см. рис. 8, И). Мы считаем наиболее вероятным сейсмогенное происхождение этих деформаций. Профили микросейсмического зондирования, пройденные поперек зоны разлома на ее продолжении к юго-

западу (рис. 10, профили Рудовка 1 и Рудовка 2), показали ступенчатое строение зоны и наличие высоких контрастов параметра H/V . Последнее может объясняться контрастом свойств вмещающих пород и зоны главного сместителя разлома в связи с высокой степенью дробления пород или водонасыщенностью последней.

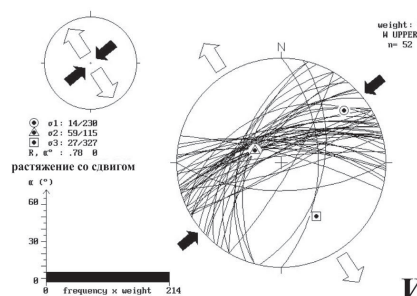
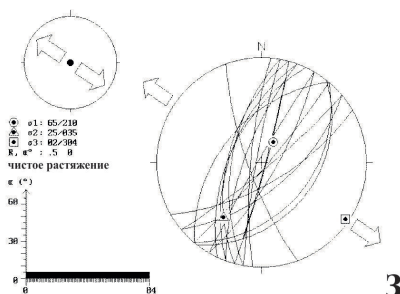
Восточная части Предбайкальского прогиба, долина р. Умбелла



Зона Восточно-Хандинского разлома



Жигаловский вал, западный сегмент Тутуро-Чиканского разлома



Жигаловский вал, восточный сегмент Тутуро-Чиканского разлома

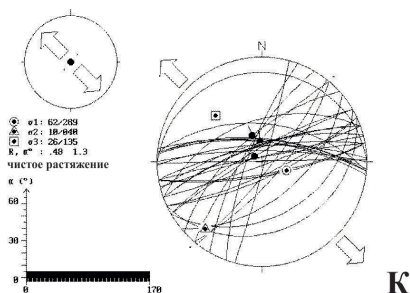


Рис. 8. Окончание.

Fig. 8. End.

В целом, реконструкции позднекайнозойского напряженного состояния по тектонической трещиноватости и штрихам скольжения (см. рис. 8, А-К, а также рис. 2, врезка) показали, что направление растяжения варьируется в зависимости от простираия разрывных структур от субширотного до северо-северо-западного при пологих углах наклона оси растяжения. Максимум значений соответствует северо-западному простираию оси растяжения с азимутом около 310°.

6. СОВРЕМЕННОЕ НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОКРУЖЕНИЯ

Одним из индикаторов активно протекающих современных тектонических деформаций в земной коре является сейсмичность. Южное горное окружение Сибирской платформы характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. Активные деформационные процессы происходят как

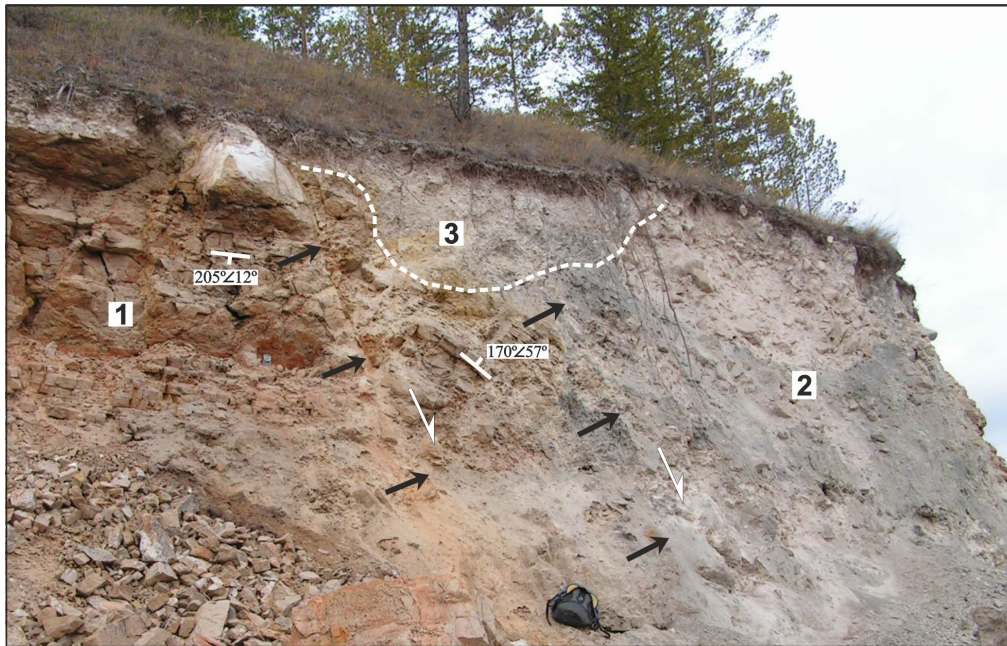


Рис. 9. Зона Тутуро-Чиканского разлома, стенка карьера по правому борту р. Тутура, в районе устья р. Чикан. Сбросовые смещения, осложняющие флексуру субширотного простирания в карбонатных породах нижнего-среднего кембрия. Цифрами обозначены: 1 – слоистые кремовые известняки, 2 – зона брекчирования, 3 – склоновые отложения. Залитыми стрелками показаны отдельные сместители зоны разлома. Незалитыми стрелками показаны направления смещения блоков.

Fig. 9. The Tutura-Chikan fault zone. A quarry wall on the right side of the Tutura river, near the mouth of the Chikan river. Normal fault displacements complicating the flexure of the sublatitudinal strike in carbonate rocks of the Lower-Middle Cambrian. Digits: 1 – layered cream limestone, 2 – breccia zone, 3 – slope deposits. Arrows: black – individual planes in the fault zone, white – displacement direction of the blocks.

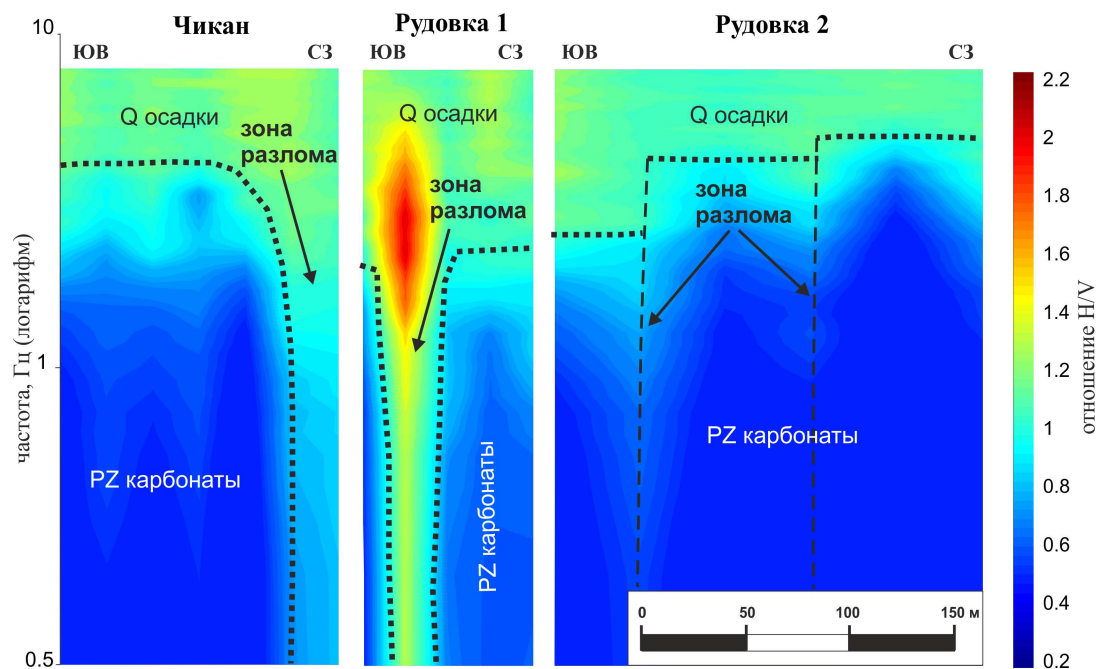


Рис. 10. Профили микросейсмического зондирования через зону Тутуро-Чиканского разлома и их интерпретация (пояснения в тексте).

Fig. 10. Profiles of microseismic sounding across the Tutura-Chikan fault zone, and their interpretation (explanations in the text).

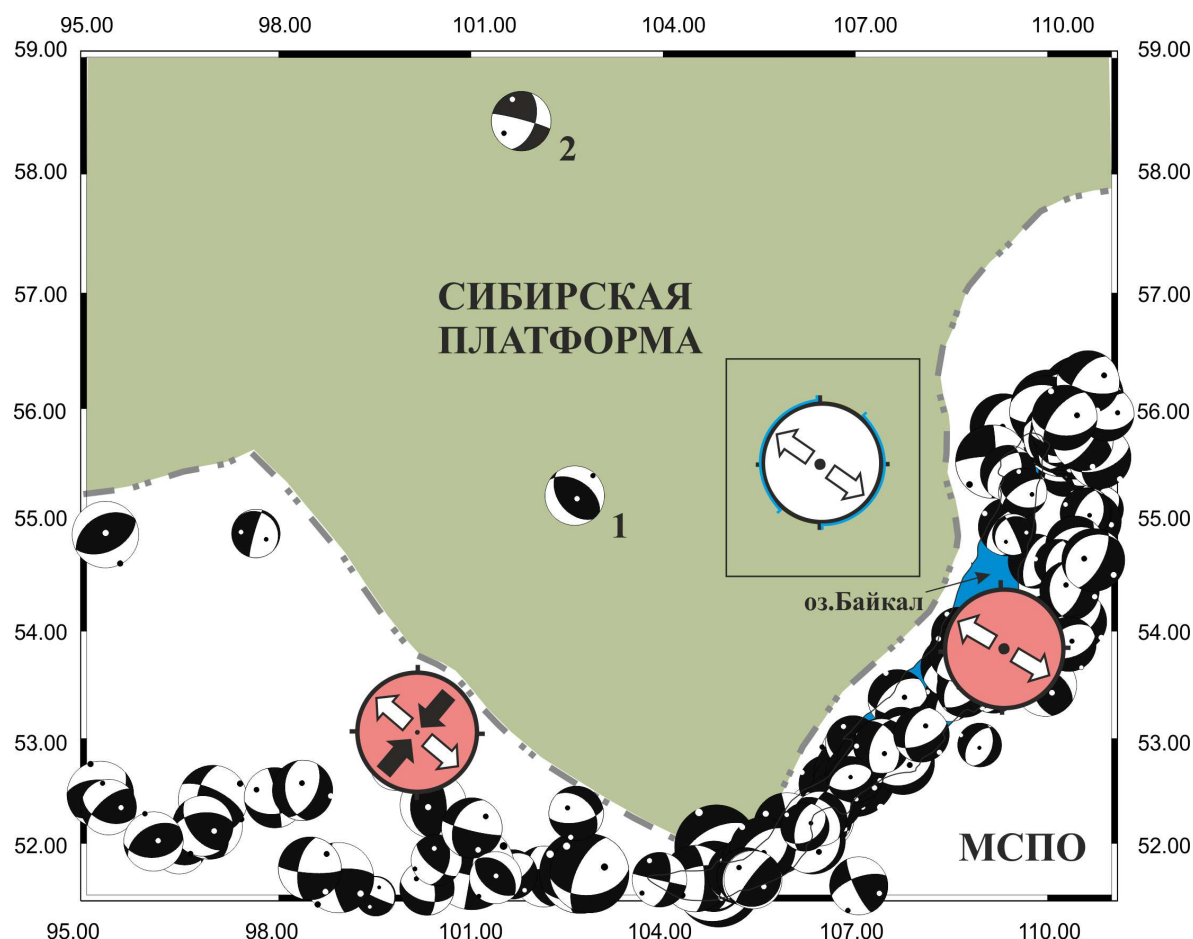


Рис. 11. Современное напряженное состояние южной части Сибирской платформы и ее горного обрамления по сейсмологическим данным.

Механизмы очагов землетрясений по [Solonenko et al., 1993; Melnikova, Radziminovich, 1998; Seredkina et al., 2015] показаны проекциями верхней полусферы. Цифрой 1 отмечен фокальный механизм землетрясения 26.02.1996 г. ($K=11.6$), цифрой 2 – землетрясения 17.01.2014 г. ($K=13.3$), произошедших в пределах Сибирской платформы. Обобщенные стресс-тензоры для центральной части и юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (розовые значки) показаны по [San'kov et al., 1997; Parfeevets et al., 2002]. Белым значком показано обобщенное позднекайнозойское поле напряжений, реконструированное для района исследований (синими дугами на диаграмме обозначены секторы, в которые попадают все полученные оси растяжения).

Fig. 11. The current stress state in the southern segment of the Siberian Platform and its mountain frame according to the seismological data.

The earthquake focal mechanisms from [Solonenko et al., 1993; Melnikova, Radziminovich, 1998; Seredkina et al., 2015] are shown as the upper hemisphere projections. Earthquake focal mechanisms: 1 – 26.02.1996 earthquake ($K=11.6$), 2 – 17.01.2014 earthquake ($K=13.3$) that occurred within the Siberian platform. Generalized stress tensor for the central part and the south-western flank of the Baikal rift system (pink icons) from [San'kov et al., 1997; Parfeevets et al., 2002]. The white icon shows the generalized Late Cenozoic stress field reconstructed for the study area (blue arcs in the diagram show sectors that include all the reconstructed extension axes).

вдоль юго-восточного, в Байкальском рифте, так и вдоль юго-западного, в пределах поднятия Восточного Саяна и структур юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы, ограничений платформы. Сейсмологические исследования современного напряженного состояния земной коры по данным о механизмах очагов землетрясений и расчеты обобщенных тензоров современного напряженного состояния [Solonenko et al., 1993; Petit et al., 1996; San'kov et al., 1997; Melnikova, Radziminovich, 1998; Parfeevets et al., 2002; Radziminovich et al., 2016] пока-

зывают, что преобладающим типом поля напряжений в центральной части Байкальского рифта является растяжение в направлении СЗ-ЮВ, в то время как в Восточном Саяне и в пределах юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы преобладает сдвиговый тип поля напряжений со сжатием в направлении СВ-ЮЗ (рис. 11).

Как уже отмечалось выше, Сибирская платформа обладает своей собственной сейсмичностью [Golenetskii, 2001; Seminskii, Radziminovich, 2007]. Она имеет закономерную тенденцию к уменьшению

количества зафиксированных эпицентров землетрясений от краевых частей, граничащих с сейсмическими зонами Монголо-Сибирской подвижной области, к внутренней части платформы [Seminskii, Radziminovich, 2007]. Только для двух землетрясений определены фокальные механизмы. Одно из имеющихся определений фокального механизма для землетрясения 26.02.1996 г. ($K=11.6$) на территории Иркутского амфитеатра в районе нижнего течения р. Ока (рис. 11, диаграмма 1) указывает на субгоризонтальное сжатие в северо-восточном направлении при взбросовом типе разрывов в очаге [Melnikova, Radziminovich, 1998]. Второе определение сделано для землетрясения 17.01.2014 г. ($K=13.3$), эпицентр которого расположен северо-западнее [Seredkina et al., 2015] (рис. 11, диаграмма 2). Землетрясение характеризуется взбросо-сдвиговым типом подвижки в очаге с северо-восточным простираем осей сжатия и с северо-западным простираем осей растяжения.

Расчитанное для землетрясений платформы направление осей сжатия совпадает с направлением сжатия современного поля напряжений, определенного для земной коры Восточного Саяна по сейсмологическим данным (рис. 11). Таким образом, ось максимального горизонтального сжатия современного поля напряжений на уровне средней части коры в пределах Иркутского амфитеатра по сейсмологическим данным имеет северо-восточное простираем.

Наши реконструкции на поздний кайнозой демонстрируют соответствие напряженного состояния области сочленения Ангаро-Ленского поднятия и Предбайкальского прогиба современному напряженному состоянию земной коры Байкальской впадины как по типу, так и по осредненному направлению осей главных нормальных напряжений. При этом ось максимального горизонтального сжатия также имеет северо-восточное направление, как и для землетрясений платформы.

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

7.1. ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Полевые наблюдения и анализ геофизических данных показывают, что в чехле платформенных отложений исследуемой территории широко распространены внутрислойные деформации – бескорневые складки, флексуры, взбросы, надвиги и горизонтальные срывы, реже – сбросы на крыльях антиклиналей. Особенно ярко это видно на примере разрезов по Ковыктинскому газоконденсатному месторождению [Vakhromeev et al., 2006]. Деформации локализуются главным образом в галогенной

и надсолевой карбонатной толще. Нижележащие слои практически не нарушены. Характерной особенностью является также слабая деформированность залегающих в верхней части разреза верхнекембрийских и ордовикских отложений по отношению к нижележащим толщам, хотя в них также встречаются интенсивные внутрислойные деформации. Большую, часто ведущую, роль соляной тектоники в формировании структур юга Сибирской платформы подчеркивал в своих работах М.А. Дубровин [Dubrovin, 1979]. Согласно районированию, предложенному В.И. Сизых [Sizykh et al., 2001], территория наших исследований располагается в пределах пояса фронтальных надвиговых структур внутренней части Сибирской платформы. Наблюдаемые деформации имеют складчатую природу, поэтому их генетическая связь с древним, скорее всего палеозойским, этапом тектогенеза кажется наиболее вероятной.

Ранее для расположенной севернее района исследований Непской зоны складок по парагенезу складчатых и разрывных нарушений (надвигов и взбросов) в палеозойском осадочном чехле реконструировано СЗ направление регионального сжатия [Ryazanov, 1973]. Возраст складчатости определен как пермо-триасовый.

На основе анализа реконструкций докайнозойского напряженного состояния с использованием метода М.В. Гзовского [Gzovsky, 1975] и данных об элементах залегания складчатых деформаций А.В. Малых [Malykh, 1985] показал, что структуры Непской и Соснинской зон складок Сибирской платформы формировались в условиях трех сменяющих друг друга типов полей напряжений. На начальном этапе складчатые деформации формировались в условиях продольного сжатия слоев с СЗ простираем осей главных нормальных напряжений сжатия. Этап активного формирования продольных главной структуре складко-взбросов и складко-надвигов автор связывает с периодом активного внедрения солей в ядра антиклиналей и возникновением условий растяжения при вертикальной ориентировке осей главных нормальных напряжений сжатия [Malykh, 1985, с. 35]. На третьем этапе, согласно предложенной реконструкции, ось минимальных сжимающих усилий располагалась уже не поперек, а вдоль складчатых структур. На наш взгляд, все три выделенные А.В. Малых [Malykh, 1985] этапа деформаций хорошо вписываются в единый процесс формирования структуры в условиях прогрессирующего продольного сжатия толщи осадков при наличии компетентных слоев (соли). Выявление двух сопряженных систем трещин для определения положения осей главных нормальных напряжений (метод М.В. Гзовского) в условиях больших деформаций сопряжено с поте-

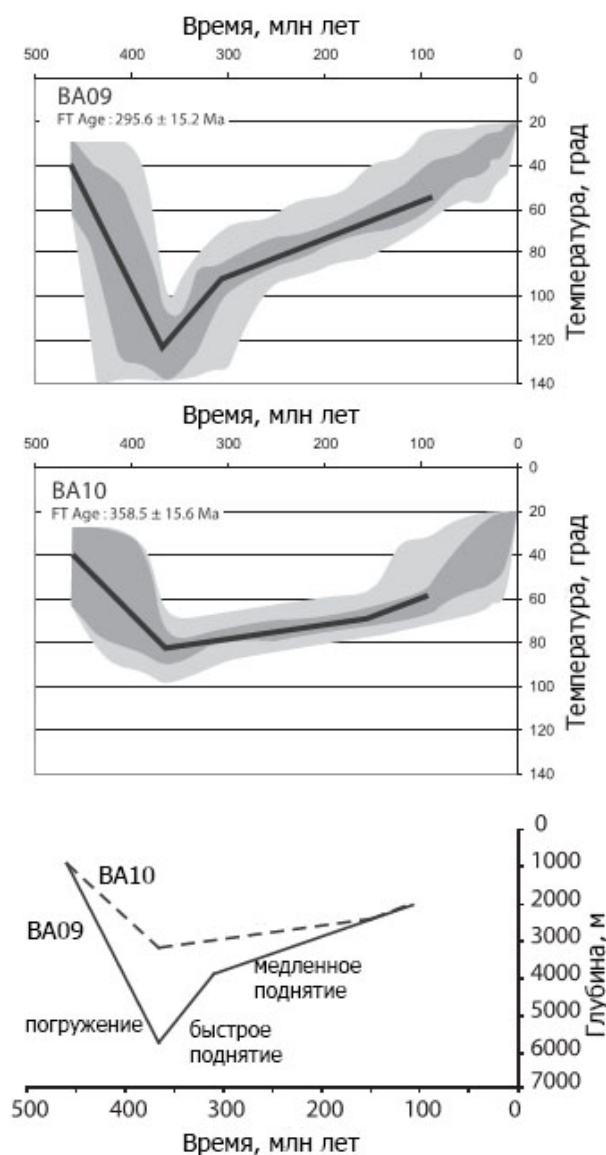


Рис. 12. Модель эволюции глубинного положения образцов ордовикских песчаников (BA09 и BA10) из краевой части Сибирской платформы, построенная с использованием данных трекового анализа апатитов с учетом термальной диффузии и адвекции (по [Jolivet et al., 2009], с дополнениями). Образец BA09 отобран ближе к подвижной области.

Fig. 12. The simulated evolution of the depth locations of the Ordovician sandstone samples (BA09 and BA10) of the marginal part of the Siberian Platform. The model uses apatite track analysis and data on thermal diffusion and advection (according to [Jolivet et al., 2009], amended). Sample BA09 was taken closer to the mobile area.

рей информации о более сложных парагенезах трещин, когда могут формироваться конусы, пояса и другие характерные рисунки трещиноватости. Искусственное разделение совокупности трещин на сопряженные пары может привести к необоснованному выделению новых фаз деформаций.

Поскольку складчатые деформации простираются конформно к краевому ограничению Сибирской платформы, есть все основания согласиться с мнением многочисленных предшественников о том, что их образование обусловлено воздействием сжатия со стороны складчатого обрамления платформы. Вместе с тем, пермо-триасовый возраст деформаций может быть уточнен.

На основе анализа термической истории осадков Прибайкальско-Предпатомского прогиба [Jolivet et al., 2009] установлено, что раннеордовикские песчаники со времени своего осаднения испытали погружение на глубину до 3–4 км, продлившееся до позднего девона – раннего карбона (рис. 12). Затем термальная история осадков показывает, что погружение осадков остановилось и в раннем карбоне (350–320 млн лет назад) началась их быстрая эксгумация, которая продолжалась до позднего карбона (320–300 млн лет назад). По-видимому, именно этот эпизод является начальной фазой деформаций сжатия палеозойского чехла Сибирской платформы в исследуемом районе. В дальнейшем латеральные воздействия со стороны складчатой области могли сказываться в поздней юре и в плиоцене – плейстоцене [Jolivet et al., 2009]. В эти отрезки времени, согласно анализу термической истории пород Байкальского и Баргузинского хребтов, фиксируется интенсивное поднятие в складчатом обрамлении Сибирской платформы. Позднеюрский эпизод соответствует коллизионным процессам, происходившим вслед за закрытием Палеоазиатского океана [Zorin et al., 1994].

В основании палеозойских деформированных толщ по данным бурения фиксируются аномально высокие пластовые давления (АВПД) [Vakhromeev et al., 2006]. Области нахождения АВПД А.Г. Вахромеев связывает со сместителями надвигов. Как он указывает со ссылкой на А.С. Анцыферова, аномально высокие пластовые давления в галогенных толщах могут существовать не более 3–5 тысяч лет. По-видимому, деформации в зонах надвигов происходят и в настоящее время [Vakhromeev et al., 2006], но не ясны их происхождение и тип.

7.2. КАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Преобладание среди главных активных разломов сбросов и результаты реконструкций палеостресса по тектонической трещиноватости (см. рис. 4) позволяют утверждать, что основным типом напряженного состояния в позднем кайнозое на территории восточной части Иркутского амфитеатра являлось растяжение. Как по результатам реконструкций, так и по преобладающим простираниям парагенеза сбросов можно судить о среднем для исследуемого участка земной коры направле-

нии растяжения. Превалирующие над прочими разломами количественно и по протяженности сбросы северо-восточного и субмеридионального простирания сопоставимы по этим параметрам между собой (см. роза-диаграмму на врезке к рис. 2). Позднекайнозойский (плиоцен-четвертичный) возраст осадков в приразломных впадинах [Zamaraev *et al.*, 1976] позволяет считать эти группы разломов активизированными в течение одного этапа деформаций. Исходя из положения максимумов простираний разломов, можно прийти к выводу, что наиболее вероятное направление оси растяжения было северо-западным (примерно $300\text{--}310^\circ$). Реконструированное напряженное состояние соответствует условиям деформации в пределах Байкальского рифта, установленным по геолого-структурным [Sherman, Dneprovsky, 1989; Parfeevets, San'kov, 2006; San'kov *et al.*, 1997] и сейсмологическим данным [Solonenko *et al.*, 1993; Petit *et al.*, 1996; Radziminovich *et al.*, 2016]. Можно полагать, что напряжения растяжения, вызывающие формирование Байкальского рифта, воздействуют в качестве общего геодинамического фона на краевую часть Сибирской платформы, во многом определяя тип разрывных структур на неотектоническом этапе развития. Следовательно, зона динамического влияния Байкальского рифта простирается довольно далеко – на 200–250 км в глубь платформы, что сопоставимо с мощностью деформируемой литосферы. Ранее нами было показано, что в пределы Южного Забайкалья разрывные деформации, связанные с рифтогенными процессами, распространяются примерно на такое же расстояние [Sankov *et al.*, 2003]. По данным измерений методом GPS-геодезии ширина зоны упругих (упруго-пластичных) деформаций, связанных с растяжением вкост простирания рифта, оценивается в 290 км [Sankov *et al.*, 2014b].

Формирование неотектонических деформаций в пределах Сибирской платформы требует объяснения с позиций особенностей строения литосферы платформы. Расчет эффективной толщины упругой литосферы [Petit *et al.*, 2008] Байкальской рифтовой системы и окружающих структур, проведенный с использованием терморейологического моделирования, указывает на большое различие в толщине этого слоя между Монголо-Сибирской подвижной областью и Сибирской платформой, отражающее и различие в прочностных свойствах (рис. 13). Минимальная толщина упругого слоя (менее 40 км), пониженная прочность литосферы и соответствующие этому диффузные деформации характерны для подвижной области, а максимальная мощность (более 60 км) характерна для внутренних частей Сибирской платформы. Участок локализованных деформаций в центральной части Байкальского

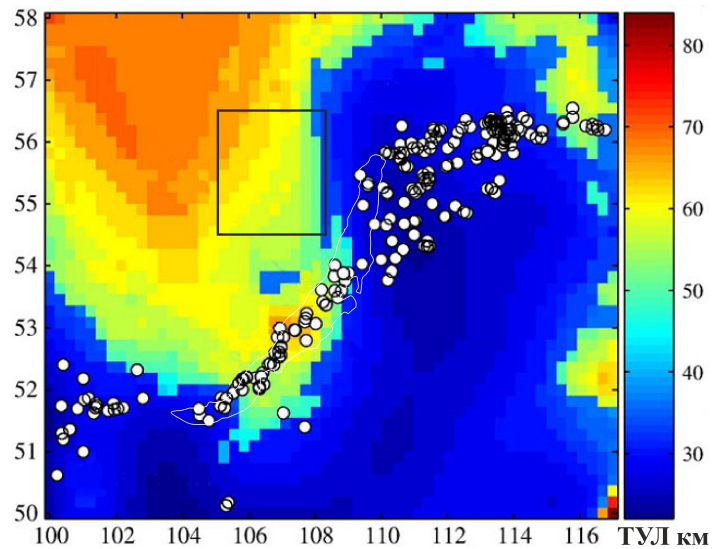


Рис. 13. Эффективная толщина упругой литосферы Байкальской рифтовой системы и окружающих территорий по данным терморейологического моделирования [Petit *et al.*, 2008]. Белыми кружочками показаны эпицентры землетрясений. Прямоугольником обозначен район исследований.

Fig. 13. The effective thickness of the elastic lithosphere in the Baikal rift system and its surroundings, according to the thermo-rheological simulation [Petit *et al.*, 2008]. White circles show epicenters of earthquakes. The study area is marked with a box.

рифта совпадает с областью высоких значений мощности упругого слоя. Линия контраста мощности упругого слоя литосферы имеет простирание от северо-восточного в центральной и юго-западной части района исследований до субмеридионального в северо-восточной – такое же, как и основные неотектонические структуры. Таким образом, неотектонические структуры в пределах Сибирской платформы закладывались вдоль линии градиента мощности упругой литосферы, а также в пределах зоны пониженной мощности этого слоя.

Согласно данным независимых исследований глубинной структуры платформы с использованием поверхностно-волновой томографии [Priestley *et al.*, 2006], зона контраста мощности литосферы прослеживается через северную оконечность озера Байкал в направлении восток-северо-восток – запад-юго-запад (рис. 14). Таким образом, в районе исследований наблюдается градиентная зона, с юго-востока от которой толщина литосферы по этим данным составляет 100–120 км, а с северо-запада – более 160 км. Пространственное тяготение тектонических деформаций к зоне градиентов мощности литосферы является достаточно известным феноменом, что, в частности, постулировалось

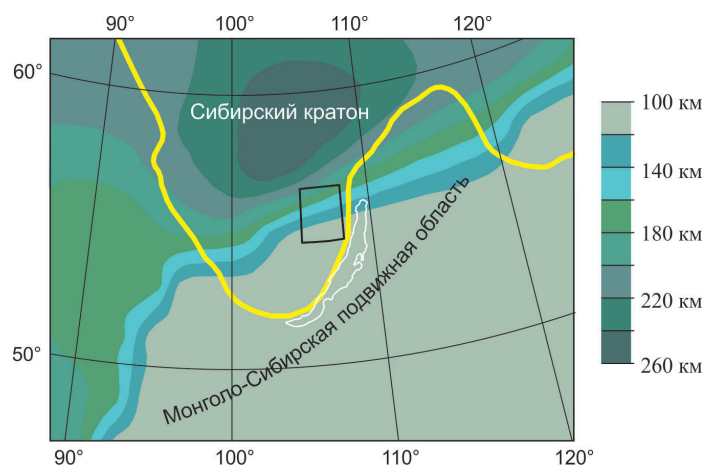


Рис. 14. Схема толщины литосферы юга Сибирской платформы и окружающих территорий, рассчитанная с использованием данных поверхностно-волновой томографии [Priestley et al., 2006]. Прямоугольником обозначен район исследований.

Fig. 14. The scheme showing the thickness of the lithosphere in the southern segment of the Siberian Platform and surrounding areas. The calculations were based on the surface wave tomography data from [Priestley et al., 2006]. The study area is marked with a box.

для Байкальской рифтовой системы [Logatchev, Zorin, 1987]. Очень характерно, что практически вся слабая сейсмичность юго-восточной части Сибирской платформы ограничена относительно низкими значениями эффективной мощности упругой литосферы (менее 60 км), по [Petit et al., 2008], а также попадает в область мощностей литосферы менее 120 км, по [Priestley et al., 2006].

Высказанная ранее в работе [Ufimtsev et al., 2005] гипотеза о сжатии чехла платформы в позднем кайнозое в северо-западном направлении за счет юго-восточного и восточного смещения северной части Ангаро-Ленского поднятия в позднем кайнозое, на наш взгляд, не находит подтверждения по геолого-структурным данным. Предполагаемые этими авторами активные в кайнозое надвижки не выражены в рельефе как активные структуры.

Дополнительным фактором, который необходимо учитывать при анализе механизма разломообразования на неотектоническом этапе, являются относительные вертикальные движения блоков платформы разного иерархического уровня. Так, образование Хандинской впадины, находящейся на окраине Ангаро-Ленского поднятия, можно связать с восходящими движениями последнего относительно Предбайкальского прогиба. Согласно геодезическим данным [Pogorazdova, 1989], к этому району приурочен максимум градиента современных вертикальных движений. Между геодезическими

пунктами на р. Лене и в северной части Хандинской впадины значение градиента вертикальных движений достигает $1.2 \cdot 10^{-7} \text{год}^{-1}$, что соответствует значениям этого параметра для высокоактивных горных областей. Наблюдаемые крутые флексурные изгибы в зонах сбросов, ограничивающих позднекайнозойские впадины, также могут быть свидетельством преимущественно вертикальных движений блоков. Происхождение вертикальных движений не ясно. В упоминаемой ранее работе [Zamaraev et al., 1976] приводится гипотеза о карстовом происхождении кайнозойских впадин Предбайкальского прогиба. В работе, посвященной формированию Непской зоны складок, Г.В. Рязанов [Ryazanov, 1973] высказывает предположение, что хорошая выраженность складок в современном рельефе говорит о их продолжающемся росте со среднего палеозоя до позднего кайнозоя. В Предбайкальском прогибе закартированы складчатые деформации палеоген-нижнеэоценовых осадков. Протяженные складки имеют северо-восточное простирание и были сформированы «под влиянием тангенциальных напряжений путем срыва палеозойского осадочного чехла с основания по пластическим толщам» [Zamaraev et al., 1976, с. 118]. Предполагается, что их рост в кайнозое происходил в несколько этапов.

Не оспаривая полностью эти точки зрения, заметим, что наблюдаемая системность сбросов, контролирующая позднекайнозойские осадочные бассейны, не вполне отвечает представлению о возможном карстовом происхождении впадин. Противоречат этой гипотезе также и факты наличия парагенетической связи молодых сбросов и флексур. Касаясь соотношения зон складок в Предбайкальском прогибе и позднекайнозойских впадин, заметим, что впадины и сбросовые дислокации являются, безусловно, более поздними, наложенными структурами, хотя в общих чертах сохраняющими направление древних неоднородностей. Если исключить из рассмотрения литоморфный фактор, можно предположить, что подновление складок, параллельных горным сооружениям, происходило за счет массовых сил, возникших из-за гравитационного коллапса поднятий. Кроме Саяно-Байкальской горной области, источником таких сил может быть Ангаро-Ленское поднятие, которое занимает более высокое гипсометрическое положение относительно Предбайкальского прогиба. Эти силы действуют главным образом в верхней части коры. Наличие слоев соли создает условия для реализации усилий, направленных по нормали к поднятиям вблизи последних в виде складчатых деформаций. Вполне вероятно, что на каких-то этапах эти силы в осадочном чехле краевой части платформы могли преобладать над общим растяжением, осо-

бенно в периоды, которые совпадали с замедлением дивергентных движений блоков Сибирской платформы и Забайкалья. Возможное перетекание солевых толщ вполне могло создавать условия для локальных поднятий. Одним из таких примеров может служить внутреннее поднятие Чиканского горста в пределах Тыпта-Тутурской молодой впадины. Если формирование впадины вписывается в модель растяжения верхней части земной коры для окраинной части платформы, то четвертичное поднятие горста можно объяснить только наличием дополнительных вертикальных усилий за счет всплывания соляного ядра Жигаловского вала в образующееся при растяжении свободное пространство. Если это так, то формирование активных сбросов вдоль ограничения горста можно расценивать как явление приповерхностное. Из этого следует, что оценки магнитуд связанных с подвижками по этим разломам сейсмических палеособытий при прочих равных параметрах должны быть ниже, чем для средне- и верхнекоровых землетрясений, типичных для Байкальской рифтовой системы.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше материалы позволяют сделать ряд выводов относительно общих закономерностей формирования разломов в пределах восточной части Иркутского амфитеатра – в зоне сочленения Ангаро-Ленского поднятия и Предбайкальского прогиба. Синскладчатые палеозойские разломы представлены надвигами, взбросами и

взбросо-сдвигами, сформированными при воздействии сжатия со стороны сопредельной складчатой области. Формирование разломов неотектонической активизации происходило в условиях растяжения. Разломы представлены главным образом сбросами. В их формировании на временах порядка сотен тысяч – первых миллионов лет, наряду с разрывными, определенную роль играли складчатые деформации (флексуры). Кроме того, важным фактором формирования разломов являются дифференцированные вертикальные движения блоков платформы.

Деструкция верхней коры в позднем кайнозое происходила в условиях растяжения СЗ-ЮВ направления, максимальное проявление которого наблюдается в соседнем Байкальском рифте. Зона динамического влияния формирующейся межплитной границы между Северной Евразией, в состав которой входит блок Сибирской платформы, и Амурской плитой, таким образом, простирается в глубь платформы на расстояние, сопоставимое с мощностью деформируемой литосферы. Активность движений по отдельным разломам наблюдается в позднем плейстоцене – голоцене, что необходимо учитывать при строительстве промышленных и жилищных объектов на юге Сибирской платформы.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны академику Ю.Г. Леонову, д.г.-м.н. А.И. Кожурину, д.г.-м.н. С.В. Рассказову, чьи критические замечания способствовали улучшению содержания статьи.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., 2005. Neotectonic deformation in the Southwestern Siberian craton. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 46 (3), 273–279.
- Chipizubov A.V., Arzhannikova A.V., Vorob'eva G.A., Berdnikov N.E., 2001. Buried paleoseismodislocations in the southern Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences* 379 (5), 586–588.
- Delvaux D., 1993. The TENSOR program for reconstruction: examples from East African and the Baikal rift systems. *Terra Abstracts (Abstr. suppl. Terra Nova)* 5 (1), 216.
- Dubrovин M.A., 1979. Salt Tectonics of the Upper Lena Basin in the Siberian platform. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 94 p. (in Russian) [Дубровин M.A. Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. СО, 1979. 94 с.].
- Gladkov A.S., 2001. Faults and the fault-block structure of the sedimentary cover of the southern margin of the Siberian Platform. In: *Tectonics of the Neogene: General and Regional Aspects. Proceedings of the XXXIV Tectonic Meeting. GEOS, Moscow. V. 1. P. 145–147* (in Russian) [Гладков A.C. Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 145–147].
- Golenetskii S.I., 2001. Earthquakes in the Southern Siberian platform from instrumental seismological observations. *Vulkanologiya i Seismologiya (Volcanology and Seismology)* (6), 68–77 (in Russian) [Голенецкий С.И. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 68–77].
- Grachev A.F., Mukhamediyev S.A., 1995. The stress state and seismic activity of the platform lithosphere – influence of the distance to a midoceanic ridge. *Fizika Zemli* (7), 14–19 (in Russian) [Грачев A.Ф., Мухамедиев Ш.А. Напря-

- женное состояние и сейсмическая активность литосферы платформ: влияние удаленности от срединно-океанического хребта // *Физика Земли*. 1995. № 7. С. 14–19].
- Gzovsky M.V., 1975. Fundamentals of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с].
- Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V., 2009. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology. *Tectonics* 28 (3), TC3008. <https://doi.org/10.1029/2008TC002404>.
- Kopp M.L., 2004. Mobilistic Neotectonics of Platforms in Southeast Europe. Nauka, Moscow, 342 p. (in Russian) [Копп М.Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 342 с].
- Leonov Y.G., Gushchenko O.I., Kopp M.L., Rastsvetaev L.M., 2001. Relationship between the Late Cenozoic stresses and deformations in the Caucasian sector of the Alpine Belt and its northern foreland. *Geotectonics* 35 (1), 30–50.
- Levi K.G., Kulchitsky A.A., 1981. Planation surface in the northeastern Baikal rift zone. In: Relief and Quaternary Deposits of the Stanovoy Upland. Nauka, Moscow, p. 19–35. (in Russian) [Леви К.Г., Кульчицкий А.А. Поверхности выравнивания северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 19–35].
- Logachev N.A. (Ed.), Map of Neotectonics of Pribaikalie and Transbaikalia, 1984. Scale 1:2500000. IEC SB RAS, Irkutsk (in Russian) [Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья. Масштаб 1:2500000 / Ред. Н.А. Логачев. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1984].
- Logatchev N.A., Zorin Yu. A., 1987. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift. *Tectonophysics* 143 (1–3), 225–234. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90092-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90092-8).
- Malykh A.V., 1985. Tectonic stress fields in folds of the Nepa and Sosninskaya folding zones in the southern Siberian Platform. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* (6), 31–37 (in Russian) [Малых А.В. Поля тектонических напряжений в складках Непской и Соснинской зон складчатости юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 31–37].
- Melnikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of action of earthquake foci in the Baikal region over the period 1991–1996. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 39 (11), 1598–1607.
- Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports* 30 (1), 25–33.
- Ovsyuchenko A.N., Shvarev S.V., Marakhanov A.V., 2007. Holocene activity of faults in the central Irkutsk amphitheater. In: E.V. Sklyarov (Ed.), Problems of modern seismogeology and geodynamics of Cenral and Eastern Asia. Vol. 2. Institute of Earth's Crust, Irkutsk, p. 60–67 (in Russian) [Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Мараханов А.В. Голоценовая геологическая активность разломов центральной части Иркутского амфитеатра // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии / Ред. Е.В. Скляров. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 60–67].
- Parfeevets A.V., San'kov V.A., 2006. Stress State of the Earth's Crust and Geodynamics of the Southwestern Part of the Baikal Rift System. Geo Academic Publishing House, Novosibirsk, 151 p. (in Russian) [Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 151 с.].
- Parfeevets A.V., San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Likhnev A.V., 2002. Evolution of the Earth's crust stress, the Mongol-Baikal mobile belt. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 21 (1), 14–28 (in Russian) [Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лихнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28].
- Petit C., Déverchère J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D., 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics* 15 (6), 1171–1191. <https://doi.org/10.1029/96TC00624>.
- Petit C., Tiberi C., Burov E., 2008. Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift. *Earth Planetary Science Letters* 269 (3–4), 523–529. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.012>.
- Pogorazdova S.V. (Ed.), Map of Recent Vertical Crustal Movements, 1989. Based on the geodetic data on the USSR territory (SVDZK). Scale 1:5000000. Factory No. 11, Azerbaydzhanaerogeodeziya GUGK USSR (in Russian) [Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территорию СССР (СВДЗК). Масштаб 1:5000000 / Ред. С.В. Погораздова. Баку: Фабрика № 11 ПО «Азербайджанаэрогеодезия» ГУГК СССР, 1989].
- Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S., 2006. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B10), B10304. <https://doi.org/10.1029/2005JB004082>.
- Radziminovich N.A., Bayar G., Miroshnichenko A.I., Demberel S., Ulziibat M., Ganzorig D., Likhnev A.V., 2016. Focal mechanisms of earthquakes and stress field of the crust in Mongolia and its surroundings. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (1), 23–38. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0195>.
- Ryazanov G.V., 1973. Morphology and Genesis of Folds in the Nepa Zone. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 88 p. (in Russian) [Рязанов Г.В. Морфология и генезис складок Непской зоны. Новосибирск: Наука. СО, 1973. 88 с.].

- Sankov V., Dobrynina A., Shagun A., Chernykh E., Sankov A., 2014a. Deep structure of the Cenozoic basins from micro-seismic sounding data: Tunka basins group (Baikal rift system) case study. In: Abstracts of the Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES), August 25–29, 2014. Istanbul, Turkey. Available from: http://www.eeee.org/Media/Default/2ECEES/2ecces_ss/433.pdf.
- Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Dobrynina A.A., Ashurkov S.V., Byzov L.M., Dembelov M.G., Calais E., Déverchère J., 2014b. Contemporary horizontal movements and seismicity of the south Baikal Basin (Baikal rift system). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 50 (6), 785–794. <https://doi.org/10.1134/S106935131406007X>.
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A., Melnikov A.I., Delvaux D., 1997. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production* 21 (2), 435–455.
- Sankov V.A., Parfeevets A.V., Arzhannikova A.V., Lukhnev A.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Burchevskaya M.A., 2003. Stress-strain state of the crust and the kinematics of active faults in the periphery of the Baikal rift (Western Transbaikalia). In: Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Issue 1. Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, p. 214–218 (in Russian) [Саньков В.А., Парфеевец А.В., Аржанникова А.В., Лукнев А.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Бурчевская М.А. Напряженно-деформированное состояние земной коры и кинематика активных разломов на периферии Байкальской рифты (Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 1. Иркутск: Институт географии СО РАН, 2003. С. 214–218].
- Sankov V.A., Parfeevets A.V., Miroshnichenko A.I., Byzov L.M., Lebedeva M.A., 2008. Coupling of late cenozoic faulting of the Siberian platform margin and Baikal rifting. *Doklady Earth Sciences* 419 (2), 428–431. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08030161>.
- Seminskii K.Zh., Radziminovich Y.B., 2007. Seismicity of the Southern Siberian platform: spatiotemporal characteristics and genesis. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 43 (9), 726–737. <https://doi.org/10.1134/S1069351307090029>.
- Seminsky K. Zh., Gladkov A.S., Cheremnykh A.V., Bobrov A.A., 2007. Faults and seismicity of the South Siberian Platform. In: E.V. Sklyarov (Ed.), Problems of Recent Seismology and Geodynamics of Central and Eastern Asia. IEC SB RAS, Irkutsk, vol. 2., p. 138–143 (in Russian) [Семинский К.Ж., Гладков А.С., Черемных А.В., Бобров А.А. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии / Ред. Е.В. Складаров. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 2. С. 138–143].
- Seredkina A.I., Melnikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich Y.B., 2015. The Mw 4.3 January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event on the Siberian platform. *Journal of Seismology* 19 (3), 685–694. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9487-y>.
- Sherman S.I., Dneprovsky Yu.I., 1989. Crustal Stress Fields and Geological and Structural Methods of Studies. Nauka, Novosibirsk, 157 p. (in Russian) [Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.].
- Sizykh V.I., Lobanov M.P., Kovalenko S.N., 2001. New principles of geological regionalization of the Siberian platform: Implication for oil and gas potential. *Doklady Earth Sciences* 381 (9), 1015–1019.
- Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Kozmin B.M., Kuchai O.A., Sukhanova S.S., 1993. Strains and displacements in earthquake foci of Siberia and Mongolia. In: Seismicity and seismic zoning of northern Eurasia, vol. 1. UIPE, Moscow, p. 113–122 (in Russian) [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. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С. 113–122].
- Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A., Myaktova V.V., Filinov N.A., 2005. Geomorphology and morphotectonics of the Lena-Angara plateau. *Geomorfologiya (Geomorphology)* (2), 97–106 (in Russian) [Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Мяктова В.В., Филинов Н.А. Геоморфология и морфотектоника Лено-Ангарского плато // Геоморфология. 2005. № 2. С.97–106].
- Vakhromeev A.G., Myshevsky N.V., Khokhlov G.A., 2006. Anomalously high reservoir pressures as a factor complicating the development of hydrocarbon fields in East Siberia. In: K.G. Levi, Yu.V. Trzhtsinsky (Eds.), Recent Geodynamics and Natural Hazards, vol. 5. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 49–62 (in Russian) [Вахромеев А.Г., Мышевский Н.В., Хохлов Г.А. Аномально высокие пластовые давления как фактор, осложняющий освоение углеводородных месторождений Восточной Сибири // Современная геодинамика и опасные природные процессы / Ред. К.Г. Леви, Ю.В. Тржцинский. Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 49–62].
- Zamaraev S.M., Adamenko O.M., Ryazanova G.V., Kulchitsky A.A., Adamenko R.S., Vikentjeva N.M., 1976. Structure and Evolution of the Baikal Foredeep. Nauka, Moscow, 134 p. (in Russian) [Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанова Г.В., Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.].
- Zolotarev A.G., 1967. New data on neotectonics and its expression in morphostructures of the southeastern part of the Central Siberian Plateau and the Baikal mountain region. In: Tectonic movements and the most recent structures of the Earth's Crust. Proceedings of the Meeting on Neotectonics Problems. Nedra, Moscow, p. 399–393 (in Russian) [Золотарев А.Г. Новые данные о неотектонике и ее выражении в морфоструктурах юго-восточной части Средне-Сибирского плоскогорья и Байкальской горной области // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры: Материалы совещания по проблемам неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 399–393].

Zolotarev A.G., Khrenov P.M. (Eds.), Map of the Most Recent Tectonics of the Southern East Siberia, 1979. Scale 1:1500000. VostSibNIIGGiMS, Irkutsk (in Russian) [Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. А.Г. Золотарев, П.М. Хренов. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1979].

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Khosbayar P., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Gao S., Davis P., 1994. Baikal–Mongolia transect. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 35 (7–8), 94–110 (in Russian) [Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хозбаяр П., Томуртоого О., Арвиасбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 94–110].



Саньков Владимир Анатольевич, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Иркутский государственный университет, геологический факультет
664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия
Тел. (3952)427903; ✉ e-mail: sankov@crust.irk.ru

Sankov, Vladimir A., Candidate of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Irkutsk State University, Geological Faculty
3 Lenin street, Irkutsk 664003, Russia
Tel. +7(3952)427903; ✉ e-mail: sankov@crust.irk.ru



Парфеевец Анна Владимировна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952) 429534; e-mail: aparf@crust.irk.ru

Parfeyevets, Anna V., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)429534; e-mail: aparf@crust.irk.ru



Мирошниченко Андрей Иванович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: mai@crust.irk.ru

Miroshnichenko, Andrei I., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mai@crust.irk.ru



Бызов Леонид Михайлович, ведущий инженер
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: leo@crust.irk.ru

Byzov, Leonid M., Lead Engineer
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: leo@crust.irk.ru



Лебедева Марина Анатольевна, м.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)429534; e-mail: lebedeva@crust.irk.ru

Lebedeva, Marina A., Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: +7(3952)429534; e-mail: lebedeva@crust.irk.ru



Саньков Алексей Владимирович, ведущий инженер
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)427903; e-mail: alekseysankov@crust.irk.ru

Sankov, Alexei V., lead engineer
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)427903; e-mail: alekseysankov@inbox.ru



Добрынина Анна Александровна, канд. физ.-мат. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: dobrynina@crust.irk.ru

Dobrynina, Anna A., Candidate of Physics and Mathematics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: dobrynina@crust.irk.ru



Коваленко Сергей Николаевич, канд. геол.-мин. наук, доцент
Иркутский государственный университет, геологический факультет
664000, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1, Россия
Тел.: 89500709254; e-mail: igpug@mail.ru

Kovalenko, Sergei N., Candidate of Geology and Mineralogy, Assistant Professor
Иркутский государственный университет, геологический факультет
664003, Иркутск, ул. Ленина, 3, Россия
Tel.: 89500709254; e-mail: igpug@mail.ru