ИНВЕРСИОННАЯ МОРФОТЕКТОНИКА ВО ВПАДИНАХ ТУНКИНСКОГО РИФТА (Юго-Западное Прибайкалье) А.А. Шетников

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Направленный процесс развития впадин Тункинского рифта осложняется инверсионными преобразованиями. На фоне общих погружений блоков докайнозойского фундамента в грабенах наблюдаются локальные воздымания, сопровождаемые деформациями осадочного чехла впадин и выраженные в рельефе инверсионными морфоструктурами. Выделяются два типа морфотектонических инверсий: 1) инверсии как часть процесса рифтогенеза, когда структурные элементы испытывают смену знака перемещений, и эта особенность их развития входит в общий механизм рифтогенеза; 2) инверсии как осложнение процесса рифтогенеза (или его нарушение), обусловленное наложением на рифтогенез гобийского типа горообразования. Инверсии как смена внутриконтинентального рифтогенеза другим геодинамическим режимом в морфоструктурных элементах Тункинского рифта не фиксируются. Наличие погребенных эрозионных врезов в днище рифта свидетельствует о том, что на дифференцированные (орогенические) перемещения здесь накладываются колебательные (обратимые по знаку) вертикальные движения, при которых волны воздыманий сопровождаются эрозионными врезами, а опусканий — заполнением их аллювиальными отложениями. Последняя фаза инверсионных воздыманий охватила Тункинский рифт во второй половине позднего плейстоцена-голоцене. Амплитуда инверсионных воздыманий в днище Тункинского рифта составляет от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее интенсивные воздымания наблюдаются в Торской впадине рифта, где бассейновые отложения возрастом до 55 000 лет приподняты на относительную высоту более 300 м. В целом в молодых инверсионных преобразованиях участвует 40 % (872 км² из 2240 км²) площади Тункинского седиментационного бассейна. 49 % площади инверсионных поднятий — почти 450 км², или 20 % от общей площади днища рифта, обеспечено проявлением гобийского механизма горообразования. Практически повсеместно фиксируемый в разрезах осадочного выполнения краевых частей Тункинских впадин стратиграфический перерыв между неогеновыми и позднечетвертичными накоплениями указывает на существование длительного этапа развития рифта, в период которого площадь седиментогенеза в нем сокращалась, восстановившись в прежних своих контурах лишь в начале позднего плейстоцена.

Инверсионная тектоника, обращенные морфоструктуры, кайнозойский рифтогенез, Байкальская рифтовая зона, Тункинский рифт.

MORPHOTECTONIC INVERSION IN THE TUNKA RIFT BASIN (southwestern Baikal region)

A.A. Shchetnikov

The general basement subsidence trend in the Tunka rift is locally interrupted by uplift (basin inversion). The inversion uplift causes deformation to basin sediments and shows up in the surface topography as morphostructures of two types. Inversion in the area is either part of rifting, when the subsidence-to-uplift change is driven by the rifting mechanism, or perturbs the rifting trend as superposed Gobi-type mountain growth, but is never associated with change from continental rifting to other tectonic setting. The presence of buried erosion cutouts in the rift valley floor indicates that wave-like vertical motions, with erosion during uplift and deposition in the erosion cutouts during subsidence, superpose on differentiated (orogenic) motions. The latest phase of basin inversion acted in the Tunka rift in the second half of the Late Pleistocene–Holocene, and the amount of uplift varied from a few tens to a few hundreds of meters. The highest 300 m uplift was in the Tor rift basin, as estimated from relative elevation of its ~55 ka sediments. In general, inversion uplift occurred over 40 % of the Tunka basin area (872 km² of 2240 km²), and about 450 km² of this uplift (49 % of the uplifted area or 20 % of the rift valley floor) grew by the Gobi-type mechanism. Quaternary sediments lie with a hiatus upon the Neogene strata in almost all sedimentary sections of basin margins, thus indicating that the deposition area reduced for a long period in the rift history and reached the former extent only in the earliest Late Pleistocene.

Basin inversion, inversion uplift, Cenozoic rifting, Baikal rift system, Tunka rift

© А.А. Щетников[⊠], 2017 [⊠]e-mail: shch@crust.irk. ru

введение

Интерес исследователей к Тункинской рифтовой долине — юго-западному сегменту Байкальской рифтовой зоны — неуклонно растет уже более полутора веков; степень ее изученности в регионе уступает лишь самому Байкалу. На примере Тункинского рифта исследовались многие принципиальные вопросы геологии, геоморфологии и неотектоники Байкальского региона. Здесь переплелись черты, наиболее характерные для неотектонического и геоморфологического строения и развития суходольных грабенов Байкальской рифтовой зоны, эталонно выраженные, позволяющие рассматривать эту структуру в качестве морфо- и тектонотипа [Флоренсов, 1960, 1965; Тектоника..., 1973; Нагорья..., 1974; Уфимцев, 1992; Уфимцев, Щетников, 2001; Наѕе et al., 2003; Щетников, Уфимцев, 2004; Krivonogov, Safonova, 2017], и свойства особенные, в том числе уникальные [Уфимцев, Щетников, 1999, 2001, 2002; Уфимцев и др., 2006; Shchetnikov, 2016], нигде более во внутриконтинентальных рифтовых системах Земли не повторяющиеся.

Одной из долгоживущих дискуссионных проблем в вопросах изучения развития Тункинской рифтовой долины было предположение о существовании в плейстоцене Тункинского залива Байкала, следы которого специалисты, начиная с И.Д. Черского, видели в широко распространенных в прибортовых частях Тункинских впадин и возвышающихся над низкими равнинами крупных песчаных массивах [Обручев, 1938; Равский и др., 1964; Осадчий, 1995; Леви и др., 2015]. Геоморфологическая позиция данных аккумулятивных образований казалась исследователям столь необычной, что многочисленные свидетельства их первичного флювиального генезиса (с последующим эоловым преобразованием кровли разреза) часто игнорировались [Логачев, 1958; Олюнин, 1978; Уфимцев и др., 1999, 2002, 2003; Щетников, Уфимцев, 2004]. Позже формирование песчаных массивов во впадинах Тункинского рифта стали связывать с проявлением инверсионной морфотектоники [Уфимцев и др., 2009; Shchetnikov, 2010; Shchetnikov et al., 2012].

В последнее время активно обсуждается другая проблема, связанная с реконструкциями геодинамических условий эволюции Тункинского рифта в позднем кайнозое. Оформились две основные взаимоисключающие гипотезы. Согласно одной из них [Arzhannikova et al., 2005; Парфеевец, Саньков, 2006; Аржанникова и др., 2007], развитие тункинских впадин на поздних этапах происходит в режиме транспрессии, другая модель предполагает их раскрытие в условиях косого растяжения [Лунина, Гладков, 2004]. Обе эти модели были разработаны на основе анализа данных о тектонической трещиноватости приповерхностных частей геологического субстрата района и сейсмологических наблюдений.

Само по себе широкое распространение в днищах впадин Тункинского рифта активно формирующихся инверсионных морфоструктур является немаловажным фактором, свидетельствующим в пользу первой, в некотором смысле парадоксальной гипотезы. В этой связи представляется полезным более подробно рассмотреть особенности проявления в рельефе такого рода инверсионных деформаций весьма специфичную и информативную грань морфотектогенеза Тункинского Прибайкалья. Данному вопросу и посвящена настоящая работа.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ТУНКИНСКОМ РИФТЕ

Тункинская секция Байкальской рифтовой зоны простирается от юго-западного окончания Байкала субширотно на 200 км и представляет собой обычную для рифтовой зоны группировку морфоструктур: осевой сложноустроенный грабен шириной в центральной части до 40 км, сводовое поднятие на южном крыле и наклонный горст на северном. Рифтовую долину составляет чередование по простиранию кайнозойских впадин и разделяющих их поднятий-перемычек в виде выступов фундамента (рис. 1).

Фундамент рифта представлен гетерогенным архейско-палеозойским комплексом тектонических структур, заложение основных элементов которых согласуется с общими чертами новейшего структурного плана региона [Замараев и др., 1979].

Максимальные мощности олигоцен-четвертичного вулканогенно-осадочного выполнения впадин рифта составляют по разным оценкам от 2800 м [Тектоника..., 1973] до 3700 м [Лунина и др., 2009], а участки наибольших погружений докайнозойского фундамента повсеместно смещены к его северному борту [Флоренсов, 1960; Тектоника..., 1973; Лунина и др., 2009]. Последний представлен высоким (более 1 км) и крутым монолитным тектоническим уступом зоны главного разлома секции — Тункинского сбрососдвига. С юга рифтовая долина имеет хорошо выраженное в рельефе дизъюнктивное ограничение только на западном фланге, в остальном контуры ее впадин с этой стороны в морфоструктурном отношении «размыты». Сам рифт, таким образом, имеет форму сложноустроенного одностороннего грабена.

В общей разломной структуре Юго-Западного Прибайкалья генеральную роль играют разрывные нарушения субширотного простирания. Следующими по значимости, согласно [Лунина, Гладков, 2004], являются разломы северо-восточного и северо-западного направлений, причем первые из них доминируют в пределах рифтовой долины, вторые - на ее плечах. Авторы этой же работы [Лунина, Гладков,





Рис. 1. Цифровая модель рельефа (SRTM) Тункинской рифтовой долины и ее горного обрамления (*A*), схема морфоструктуры района (*Б*).

Арабскими цифрами обозначены внутририфтовые элементы, в том числе впадины: Мондинская (1), Хойто-Гольская (2), Туранская (3), Тункинская (4), Торская (5) и Быстринская (6) и междувпадинные перемычки: Харадабанская (7), Ниловский отрог (8), Еловский отрог (9).

1 — рифтовые впадины, 2 — ступени междувпадинных перемычек, 3 — наклонная ступень платформы, 4 — высокая междугорная ступень, 5 — долины-грабены, 6 — бескорневые сводовые поднятия во впадинах, 7 — малые горсты междувпадинных перемычек, 8 — низкие краевые тектонические ступени, 9 — большие сводовые поднятия плеча-противоподнятия рифта, 10 области инверсионных поднятий впадин, 11 — высокие краевые тектонические ступени, 12 — ступенчатые глыбовые поднятия, 13 — большие наклонные горсты плеча-противоподнятия рифта, 14 — активные разломы, 15 — тектонические уступы: высокие (a) и низкие (б), 16 — гидротермы.

2004] приходят к выводу, что такой геометрический рисунок разломной структуры является следствием действующего здесь и преобладающего в настоящее время геодинамического режима косого растяжения. Вместе с тем данные палеосейсмологических исследований [Чипизубов и др., 2003] и инструментальное наблюдение за современной сейсмичностью с изучением фокальных механизмов землетрясений [Мишарина, Солоненко, 1981; Аржанникова и др., 2007] показывают немаловажное значение в

Тункинском рифте взбросовых дислокаций. При этом анализ тектонической трещиноватости с реконструкциями полей напряжений по ним, выполненными различными исследователями, дает прямо противоположные результаты: в одном случае на поздних, наиболее динамичных стадиях эволюции рифта фиксируется преобладание деформаций сжатия со сдвигом [Парфеевец, Саньков, 2006], в другом растяжения со сдвигом [Лунина, Гладков, 2004].

Развитие Тункинского рифта, как и Байкальской рифтовой зоны в целом, принято делить на три основных этапа — доорогенный, раннеорогенный (добайкальский) и позднеорогенный (байкальский) [Логачев, 2003; Мац, 2012]. В доорогенный этап (поздний мел-палеоген) этап развития рифта на слаборасчлененной поверхности выравнивания формировалась мощная (до 25 м) каолиновая кора выветривания [Кайнозойские коры..., 1976], образующая сейчас подошву разреза осадочного выполнения его впадин. Реликты коры выветривания сохранились и в вершинном поясе хр. Хамар-Дабан на сарамах — прогибах поверхности выравнивания. Второй этап охватывал олигоцен-раннеплиоценовое время и характеризовался низкой тектонической активностью, медленным мульдообразным прогибанием впадин и накоплением более чем 2-километровой мощности мелкообломочных угленосных молассоидов. Поздний плиоцен ознаменовался резким усилением темпа тектонических движений и увеличением их дифференциации, выразившимся в создании значительных контрастов тектонического рельефа, пликативные дислокации уступили главенствующую роль в формировании рифтовых морфоструктур дизьюнктивным перемещениям, впадины обрели современные очертания и стали заполняться существенно более грубым осадочным материалом. Новейшая вулканическая активность в регионе проявилась еще в доорогенное время в позднем мелу [Рассказов, 1993] и сопровождала развитие Тункинского рифта практически на всех этапах его формирования, вплоть до предголоценового времени [Казанский и др., 2015, 2016].

ТИПЫ ИНВЕРСИОННЫХ МОРФОСТРУКТУР ТУНКИНСКОГО РИФТА

Сформулированный Н.А. Флоренсовым [1960, 1965] байкальский механизм новейшего орогенеза реализуется в процессе переукладки блоков приповерхностных частей земной коры при утонении литосферы под влиянием ее горизонтального растяжения. Это определяет дифференцированные погружения тектонических блоков различных иерархических уровней, отделяющихся от продолжающих воздыматься горных поднятий, и расширение межгорных впадин, в днищах которых получают распространение низкие аккумулятивные равнины или озерные бассейны и происходит устойчивое погребение молодыми осадками более древних толщ. Вместе с тем данный направленный процесс в интенсивно развивающихся внутририфтовых сооружениях осложняется инверсионными преобразованиями, сопровождаемыми деформациями осадочного чехла впадин и выраженными в рельефе инверсионными морфоструктурами. В грабенах Байкальской рифтовой зоны такие морфоструктуры представлены повсеместно [Уфимцев и др., 2009, 2010], но наибольшее развитие они получили в днище Тункинской рифтовой долины.

Исследование проявлений инверсионной морфотектоники нами было выполнено на основе метода тектонического анализа рельефа [Уфимцев, 1984] с построением схем цокольной и вершинной поверхностей (по топографическим картам м-ба 1:100 000 и 1:25 000), а также с учетом особенностей развития геологической и геоморфологической структуры впадин.

Общая площадь Тункинского седиментационного бассейна составляет 2240 км², из них 39 % (872 км²) сейчас выведено из сферы осадконакопления в область действия эрозионного расчленения. Положительные инверсионные морфоструктуры депрессий Юго-Западного Прибайкалья четко фиксируются в рельефе и выделяются на фоне низких аккумулятивных равнин днищ впадин. Кроме того, в байкальских рифтовых долинах, согласно [Уфимцев, 1992], одним из надежных признаков проявления инверсионных воздыманий во впадинах являются естественные обнажения третичных толщ.

Основные особенности развития Тункинских положительных инверсионных морфоструктур распифровываются в характере геоморфологического устройства препарирующих данные поднятия антецедентных долин [Щетников и др., 1997] и, прежде всего, в структуре получивших здесь широкое распространение террас врезания. Локальное эрозионное расчленение бассейновых отложений с эксгумацией погребенных осадочных толщ как геоморфологическая реакция на формирование инверсионных поднятий в днище рифта, вскрывая внутреннюю структуру этих образований, дает возможность непосредственного наблюдения за характером постседиментационных структурных деформаций осадочного чехла впадин.

В Тункинской рифтовой долине нами выделяются следующие разновидности инверсионных морфоструктур:

1) инверсированные блоки рифтовых перемычек: междурифтовых, междувпадинных и внутривпадинных;

бескорневые сводообразные поднятия (купольные антиклинальные складки);

3) присводовые поднятия: бэли (горные пьедесталы); поднятия структурных мысов (куйтуны).

Инверсионные морфоструктуры рифтовых перемычек. Инверсионные преобразования окраинных частей впадин фиксируются во всех типах структурных перемычек Тункинской секции Байкальской рифтовой зоны.

Малые Мондинская и Быстринская впадины, расположенные на западном и восточном фланговых замыканиях Тункинского рифта, целиком включены в состав сложноустроенных междурифтовых перемычек [Щетников, Уфимцев, 2004]. Процесс бассейнового развития рифта на этих участках остановлен. Днища впадин приподняты, тектонически деформированы (перекошены и разбиты разломами на ступени) и подвержены эрозионному расчленению, за счет чего здесь получили распространение холмогорные ландшафты. Воздымание Мондинской впадины происходит с поперечным перекосом, и ее северная часть представляет собой лестницу тектонических ступеней, оформленных сместителями широкой зоны Мондинского разлома [Нагорья.., 1974]. Поверхности ступеней покрывает мощный чехол позднеплейстоценовых ледниковых и флювиогляциальных отложений, а в основании экспонированной части разреза осадков впадины обнажаются поздненеогеновые конгломераты аносовской свиты и базальты.

Быстринский грабен характеризуется инверсионным воздыманием с продольным перекосом днища, и на его восточном, наиболее приподнятом окончании вскрывается кора выветривания по коренной постели впадины. В днище грабена господствует увалистый плосковершинный рельеф на неогеновом уровне аккумуляции (быстринская толща аносовской свиты), в который вложен террасовый комплекс р. Иркут и его притоков, а в восточной части впадины и р. Ильчи, принадлежащей бассейну Байкала.

Кроме самих малых впадин в состав междурифтовых перемычек также входят еще более приподнятые блоки кристаллического фундамента, отделяющие по простиранию эти инверсированные впадины от больших грабенов рифта. В узких, практически лишенных поймы антецедентных сегментах долины р. Иркут (магистрального водотока Тункинского рифта), которыми река прорезает данные междувпадинные ригели, получили распространение лестницы тектонически деформированных локальных речных террас с расщеплением уровней [Щетников и др., 1997; Уфимцев и др., 2004а]. На Харадабанском участке, например, число их уровней различно и уменьшается от девяти в начале сквозного участка до трех на выходе реки из сужения. Они выработаны в 140-метровой толще валунно-галечных отложений, имеющих возраст, определенный радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом, от 132 000 до 70 000 лет [Уфимцев и др., 2003] и заполняющих древний эрозионный врез. Важным здесь является то обстоятельство, что самые молодые низкие надпойменные террасы в этом месте сложены наиболее возрастными осадками (и это вообще характерная черта строения террасовых комплексов антецедентных долин, пересекающих инверсированные участки днища Тункинского рифта). Кроме того, в строении первой надпойменной террасы нами здесь обнаружен погребенный тальвег [Уфимцев и др., 2010]. Попытка датирования заполняющих его отложений РТЛ методом показала запредельный для данного метода возраст (>500 000 лет). Таким образом, в Харадабанском сужении долины р. Иркут фиксируются два эрозионных вреза, причем более ранний был заполнен, а их тальвеги занимают близкое гипсометрическое положение. Время выработки последнего эрозионного вреза охватывает вторую половину позднего плейстоцена (после 70 000 лет).

Низкогорные междувпадинные перемычки-отроги в Тункинском рифте — это косоориентированные к его простиранию выступы кристаллического фундамента в виде систем горстов и надстраивающих их с юга и юго-запада наклонных тектонических ступеней. Эти связные неотектонические группировки испытывают устойчивые инверсионные преобразования. Еловский отрог, например, в результате таких обращенных дислокаций увеличил свою площадь более чем на 40 % за счет окраины Тункинской впадины, в сторону которой и наклонены (в среднем на 4—7°) все составляющие его блоки. Приподнятая с перекосом почти до 400 м часть осадочно-вулканогенного чехла впадины расчленена в речных долинах отрога до наиболее древних известных в Прибайкалье угленосных отложений олигоцен-нижнеплиоценового возраста (танхойской свиты). Причем в естественных обнажениях здесь экспонированы осадки всех выделенных в Тункинском рифте третичных стратиграфических подразделений вплоть до верхнепалеогеновых.

При общем наклоне в сторону впадины толщи неогеновых осадков здесь интенсивно дислоцированы постседиментационными приразломными подвижками. К примеру, наиболее изученная в Еловском отроге танхойская свита имеет, согласно [Дмитриев, 1968], углы падения слагающих ее буроугольных пластов от первых градусов на глубине в районе подножия отрога до 30° у центриклинального замыкания впадины на востоке, где эти пласты, выходящие здесь на дневную поверхность, смяты в складки (рис. 2) и обрезаны разломом северо-западного простирания, хорошо выраженным в рельефе в виде уступа. По наблюдениям Н.А. Флоренсова [1960], шарниры складок имеют северо-восточное простирание (40—60°), наклоны их крыльев варьируют от 12 до 35°, при этом складки характеризуются асимметричным строением — северо-западные их крылья круче юго-восточных.

Рис. 2. Схема выходов смятых в складки угольных пластов на участке Ахаликского буроугольного месторождения, по [Дмитриев, 1968].

1 — обнажения угольных пластов; 2 — тектонический разрыв; 3 — реликты мел-палеогеновой поверхности выравнивания; 4, 5 — покровы и потоки позднекайнозойских базальтов (4), в том числе их выходы на дневную поверхность из-под отложений (5); 6 — докайнозойский фундамент рифта; 7 — танхойская (угленосная) свита, миоцен; 8 — плиоценовые платобазальты; 9 — четвертичные платобазальты.

Бассейновые накопления квартера в пределах инверсионной структуры имеют позднеплейстоценовый возраст (70 000-40 000 лет) [Шетников, Уфимцев, 2004] и залегают с угловым несогласием [Флоренсов, 1960] на плиоценовых осадках в полошве поднятия. где они образуют наклонную аллювиальную равнину. Глубина эрозионного вреза в пределах последней вверх по течению дренирующих ее водотоков постепенно возрастает практически от нуля до первых десятков метров, превышая 200 м в центральной области Еловского отрога, гле амплитула инверсионных воздыманий достигает максимальных значений, а в рельефе эта краевая часть впадины становится холмогорьем с уплощенными водоразделами, бронированными поздненеогеновыми платобазальтами.

На участке сочленения Хойто-Гольской впадины с пологими западными скатами Ниловского отрога явления инверсионных воздыманий краевых частей впадин проявлены столь же наглядно. Различие здесь состоит лишь в том, что нормально-осадочные неогеновые накопления в этой части рифта обнажаются только в бортах молодых (глубиной до 200–250 м) эрозионных



врезов. Данные толщи также существенно дислоцированы [Тектоника..., 1973] — перекошены (угол падения плоскостей напластования осадков с прослоями базальтовых потоков здесь достигает 40° при общем наклоне слоев в сторону впадины) и рассечены густой сетью малоамплитудных дизъюнктивов. На размытой поверхности третичной толщи с резким угловым несогласием залегает покровный чехол позднеплейстоценовых накоплений ледникового, флювиогляциального и эолового генезиса суммарной мощностью до 150 м. Бассейновые четвертичные осадки, так же как и в случае с Еловским отрогом, образуют здесь наклонную аллювиальную равнину подножия и в глубь поднятия выклиниваются.

В Тункинской впадине рифта фиксируется малоамплитудное поднятие продольного внутривпадинного блока фундамента, скрытое под более чем 1000-метровой толщей кайнозойских осадков. Его воздымание (или отставание в погружениях относительно окружающих блоков) деформирует поверхность низкой аккумулятивной равнины и кроме прочих признаков, рассмотренных в работе [Уфимцев и др., 2009], четко маркируется локальной активизацией эоловых процессов.

Бескорневые сводообразные поднятия представлены массивом Бадар, который расположен в центральной части Тункинской впадины над одним из наиболее глубоких прогибов фундамента рифта (более 2200 м [Тектоника..., 1973]) (рис. 3). В структурно-геологическом отношении данное поднятие представляет собой купольного типа антиклинальную складку в чехле верхнекайнозойских отложений впадины с хорошо выраженным периклинальным залеганием слоев [Ламакин, 1952; Флоренсов, 1960]. В рельефе данная обращенная морфоструктура имеет форму пологого изометричного свода диаметром около 15 км и площадью 160 км², возвышающегося на 150 м над окружающими его пойменными озерно-болотными равнинами. Последние фиксируют области наиболее интенсивных новейших погружений в днище рифта [Флоренсов, 1960; Уфимцев, 1992; Щетников, Уфимцев 2004]. Здесь получили раз-



Рис. 3. Строение фундамента Тункинской впадины.

I — рифтовая впадина, *2* — сводообразное поднятие, *3* — горное обрамление рифтовой долины, *4* — изопахиты (м), по [Тектоника..., 1973].

витие тектогенные водоемы в форме озеровидных расширений речных русел [Щетников, 2007], образование которых обусловлено дефицитом твердого стока в областях интенсивных новейших, в том числе современных тектонических погружений локальных участков днищ суходольных впадин. Неполная компенсация таких тектонических деформаций рыхлыми отложениями приводит к распластыванию водотоков и формированию озерных участков русла, где течение слабо проявляется, а также распространению многоозерий. С ними обычно сопряжено образование гидроузлов с центростремительным расположением водотоков, как, например, в Койморском многоозерье, которое обрамляет массив Бадар с востока (см. рис. 3). Важным моментом здесь является то, что эта область интенсивных новейших погружений точно фиксирует контуры крупного выступа фундамента впадины, и многоозерье, таким образом, является своеобразным индикатором его инверсионных опусканий.

Бадар сложен однородными флювиальными [Логачев, 1958] песками, возраст которых, по данным РТЛ анализа, в кровле разреза составляет 65 200±4000 лет [Уфимцев и др., 2003]. Приповерхностная часть толщи осадков на большей площади массива проработана эоловыми процессами [Уфимцев и др., 1999; Кривоногов, 2010], активизация которых в Тункинском рифте фиксируется повсеместно на участ-ках инверсионных воздыманий днища его впадин.

Природа этого поднятия до сих пор не совсем ясна. В начале 1960-х годов А.П. Булмасов [1963] на основании полученных им геофизических материалов и данных бурения [Солоненко, 1960], свидетельствующих о наличии мощных толщ мерзлых грунтов в Тункинской впадине, залегающих слоями на глубинах от 0 до 750 м, предложил криогенную гипотезу формирования Бадара. По его мнению, данное поднятие является гигантским бугром пучения. Позже это предположение детальными исследованиями И.А. Некрасова и Г.И. Ли [1967] было признано несостоятельным, а для объяснения механизма образования поднятия стали привлекаться тектонические факторы. Согласно [Замараев, 1975; Уфимцев, 1992; Уфимцев и др., 2009], возникновение Бадара могло быть обеспечено процессом гравитационного соскальзывания осадочного выполнения Тункинской впадины по крутой поверхности фундамента на ее северном крыле, сопровождаемым куполообразным «вздутием» осадков в центральной части депрессии, т. е. Бадар предлагалось считать крупной гравитационной складкой. Действительно, элементы гравитационного тектогенеза свойственны развитию краевых частей осадочных бассейнов, ограниченных крутыми и высокими тектоническими уступами [DeJong, Scholten, 1973; Vendeville, Cobbold, 1987; Соорег, Williams, 1989; Claude Rangin et al., 2008]. Такое складкообразование (gravity-driven slumping), прежде всего, широко распространено на пассивных континентальных окраинах в мощных толщах обводненных морских отложений, испытывающих изостатические деформации с развитием гравитационных структур обрушения (gravitational collapse structures) [Hesthammer, Fossen, 1999; Claude Rangin et al., 2008; Morley et al., 2011]. В чем-то схожие геодинамические условия наблюдаются и на восточном подводном склоне Байкальской котловины, в том числе в пределах субаквального сегмента дельты р. Селенга, где гравитационные складчатые структуры в третичных отложениях озера были выделены и описаны [Ламакин, 1959; Воропинов, 1961; Замараев, 1975; Мац и др., 2001].

Однако в молассовых толщах, плотно армированных многочисленными интрузиями и погребенными покровами базальтов суходольной межгорной впадины с нормальным линзообразным залеганием осадков и в общем-то находящихся в изостатическом равновесии, реализацию подобного механизма тектогенеза трудно себе представить. С другой стороны, оползневым подвижкам могли способствовать процессы обводнения грунтов при активизации в позднем плейстоцене вулканической деятельности во впадине и, как следствие, протаивании мощных прослоев мерзлых пород.

Еще одна гипотеза [Геология..., 1984] объясняет развитие пологой антиклинальной складчатости в осадочном чехле Тункинской впадины в условиях сдвигового поля деформаций с формированием Тункинского рифта в качестве пулл-апарт структуры. Это согласуется с данными [Лунина, Гладков, 2004] о раскрытии Тункинских впадин на последних этапах своего развития в условиях косого растяжения.

В любом случае все предположенные тектонические механизмы образования массива Бадар не противоречат рифтогенной модели развития Тункинских впадин.

Присводовые инверсионные морфоструктуры. Бэли, или горные пьедесталы, — характерный элемент структуры оснований макросклонов сводовых поднятий, формирующихся по гобийскому механизму орогенеза [Флоренсов, 1960, 1965] в транспрессивном геодинамическом режиме. Как правило, они являются комплексными образованиями. В своих верхних подгорных частях это структурно-денудационные наклонные педиментированные поверхности, а их основания часто имеют аккумулятивную или цокольную форму, созданную за счет вовлечения в разрастание малых сводов окраинных частей седиментационных бассейнов, окружающих пьедестальные горы (рис. 4, *a*). Именно такой структурный тип бэлей получил развитие в подножие хр. Хамар-Дабан, который обрамляет Тункинский рифт с юга.

Отличительными особенностями бэлей Юго-Западного Прибайкалья являются отсутствие форбергов и в целом сравнительно слабая тектоническая дислоцированность и рыхлых толщ в их пределах, и кристаллического фундамента; фрагментарный характер распространения и сравнительно малая ширина пояса (2—4 км), волнистый рельеф поверхностей за счет активного эрозионного расчленения, а



Рис. 4. Цифровая модель рельефа (SRTM) восточного фланга Тункинского рифта с контурами Торской впадины (*A*) и механизм гобийского типа орогенеза (*Б*), по [Уфимцев, 2008].

1 — кайнозойская впадина, 2 — докайнозойский фундамент, 3 — область инверсионных воздыманий впадины, 4 — цокольная поверхность, 5 — поверхность сводового изгиба.

также участие в строении их оснований приподнятых толщ позднеплейстоценового констративного аллювия магистральной реки рифта [Уфимцев и др., 2002; Щетников, Уфимцев, 2004].

Равнины внутренних полей впадин сливаются с нижним краем бэлей постепенно, путем едва заметных перегибов. Как правило, также плавно бэли контактируют и со склонами сводового поднятия Хамар-Дабана. В отдельных случаях их верхние ограничения обозначены линеаментами в виде уступов. Исследованный авторами работы [Парфеевец, Саньков, 2006] один из таких уступов в междуречье Кырена и Харибяты контролируется образующими транспрессивную пальмовую структуру тектоническими разрывами взбросовой и сдвиговзбросовой кинематики.

На бортах поперечных эрозионных врезов, рассекающих Хамар-Дабанские предгорья, широко развиты деформированные террасовые уровни. Они расщепляются вверх по течению водотоков из единых поверхностей предгорных равнин, образуя так называемые «ножницы» террас — характерный вид молодых тектонических дислокаций участков аркогенных изгибов и перекосов земной поверхности.

Участвующие в их строении сравнительно маломощные осадочные толщи гетерогенны и имеют преимущественно позднеплейстоцен-голоценовый возраст [Shchetnikov et al., 2012]. Лишь на одном участке пояса бэлей, на юго-западном окончании Торской впадины в основании разреза Славин Яр изпод 20-метровой толщи флювиально-субаэральных накоплений позднего плейстоцена обнажаются плиоценовые конгломераты [Щетников и др., 2009], залегающие непосредственно на кристаллическом фундаменте. Подошва горизонта неогеновых отложений погружается на северо-восток в сторону впадины с наклоном до 10°, плоскости напластования в них параллельны кровле горизонта и имеют наклон около 4—5°. Поверхность конгломератов размыта и четвертичные осадки залегают на них с угловым несогласием в 2—3°.

Наличие хрупких тектонических нарушений в осадках — типичная черта строения разрезов инверсированных участков днищ впадин Тункинской рифтовой долины. Причем кинематика фиксируемых в них дислокаций весьма разнообразна, в том числе и в пределах Хамар-Дабанских предгорий. Анализ тектонической трещиноватости слагающих бэли толщ, согласно [Тектоника..., 1973; Лунина, Гладков, 2004; Парфеевец, Саньков, 2006], показывает, что здесь наблюдается сочетание и субгоризонтальных напряжений сжатия, ориентированных вкрест простирания предгорного пояса, и напряжений косого по отношению к рифту растяжения.

Таким образом, горные пьедесталы в Тункинском рифте следует рассматривать в качестве эмбриональных форм развития типичных бэлей. Аркогенные деформации в этом морфоструктурном элементе проявились в сравнительно слабой степени и затушевываются явно более активным процессом рифтогенного впадинообразования, характерные надвиги здесь практически отсутствуют и представлены лишь в микроформах. Хотя в целом южный борт рифта, согласно сведениям, представленным в работах [Ламакин, 1935; Флоренсов, 1960; Уфимцев, 1992; и др.], несет многочисленные и яркие следы активности сводового изгиба и увеличения его радиуса.

Формирование предгорного пояса Хамар-Дабана в Торской впадине рифта происходит иначе. Экспансия растущего сводового поднятия на осадочный бассейн здесь много интенсивнее, амплитуда инверсионных воздыманий превышает 300 м и ими охвачено около 200 км² — почти вся южная половина Торской впадины (второй по площади в структуре рифтовой секции) (см. рис. 4, *б*). И здесь наблюдается следующий тип присводовых инверсионных поднятий в форме структурных мысов.

Это обширные наклонные песчаные массивы, залегающие на приподнятых блоках фундамента рифта, надстраивающие со стороны впадин крылья сопряженных с ними сводов. В своих верхних нагорных частях они, как правило, ограничены морфологически хорошо выраженными блокоразделами, что придает поднятиям характерный облик асимметричных гряд с крутыми или обрывистыми тыловыми склонами, обращенными внутрь горных массивов. Активными разломами структурные мысы ограничены и по флангам. Наиболее широкое распространение такие морфоструктуры получили в Баргузинской секции Байкальской рифтовой зоны, где они именуются куйтунами (с бурятского — приподнятое место).

Инверсионное воздымание в Торской впадине сопровождается периодически сменяющими друг друга во времени общими поперечными перекосами (наклонами) всего ее днища [Уфимцев и др., 20046]. Это обусловливает последовательные миграции русла Иркута от северного борта депрессии к южному и обратно. Смещение магистральной реки в южном направлении привело к подрезке приподошвенных склонов Хамар-Дабана и выработке в приподнятой части впадины линейной системы крупных врезанных меандр (радиусом кривизны до 3 км) в виде амфитеатров с высотой окраинных уступов до 100 м. Посредством данных уступов современное днище депрессии контактирует с ее инверсированной секцией, которая в рельефе представлена комплексом увалистых песчаных массивов, распространяющихся на 7—10 км в глубь плавно набирающего высоту Хамар-Дабана.

В наиболее возвышенной области Торского структурного мыса из-под позднеплейстоценовых флювиальных песков с галькой, приповерхностная часть которых интенсивно проработана наложенны-

ми эоловыми процессами, обнажаются на небольших участках выходы коренных кристаллических пород. А на бортах приустьевых участков вложенных в поднятие долин наблюдаются лестницы многочисленных (порой через 0.5—1.0 м различий по высоте) деформированных расщеплением уровней террас врезания, выработанных в осадках, возраст которых не превышает 55000 лет [Щетников, Уфимцев, 2004; Shchetnikov et al., 2012].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Инверсионные морфотектонические преобразования фиксируются в днищах впадин практически всех секций Байкальской рифтовой зоны [Уфимцев и др., 2009], однако именно в Тункинском рифте они получили наиболее широкое распространение.

В общей сложности процесс впадинообразования сейчас прекратился (приостановился) почти на 40 % общей площади Тункинского седиментационного бассейна, сменившись на данных участках воздыманиями, сопровождаемыми глубокой денудацией рыхлых толщ. Тункинский рифт — своеобразная область концентрации инверсионных нарушений направленного развития рельефа рифтовых впадин юга Восточной Сибири. Инверсионные морфоструктуры здесь характеризуются различными механизмами формирования, в том числе и свойственными процессу рифтогенеза. Они могут быть результатом самостоятельных воздыманий участков впадин, формироваться за счет неравномерного погружения блоков, а также быть следствием сдвиговых деформаций в осадочном чехле. В любом случае процесс бассейнового развития рифта на таких участках приостанавливается, впадины обретают форму возвышенностей.

Одна из крупнейших Тункинских внутририфтовых обращенных морфоструктур — антиклинальный массив Бадар — не имеет отношения к проявлению гобийского механизма орогенеза. Его площадь превышает 160 км², что составляет более 18 % от общей площади участков впадин, подверженных воздыманиям. И здесь, безусловно, не идет речи о геодинамической инверсии.

Формирование инверсионных морфоструктур в пределах междувпадинных и внутривпадинных перемычек также может быть частью механизма рифтогенеза — проявлением дифференцированных погружений блоков фундамента за счет неоднородного распределения деформаций в земной коре под действием тектонических напряжений [Mart, Dauteuil, 2000; Konstantinovskaya et al., 2007] А вот образование присводовых пьедесталов и структурных мысов определенно связано с реализацией в рельефе региональных напряжений сжатия; аркогенные деформации — действительно следствие нарушений геодинамического режима в направленном развитии Тункинского рифта. Присводовые воздымания являются одним из важнейших и масштабно проявившихся элементов новейшей тектоники Тункинского рифта, ими обеспечено почти 49 % площади инверсионных поднятий в днище рифта (450 км² или 20 % от общей площади тункинских впадин). При этом степень интенсивности формирования их морфоструктурных разновидностей весьма контрастна. Если присводовые пьедесталы — бэли — находятся на эмбриональной стадии развития, то поднятие Торского структурного мыса является наиболее активно формирующейся в Тункинском рифте и «зрелой» морфотектонической инверсией.

В целом экспансия в область развития Тункинского рифта компрессионного геодинамического режима с проявлением элементов гобийского орогенеза в позднеплейстоцен-голоценовое время достаточно ощутима и не вызывает сомнений. На это обратил внимание еще Н.А. Флоренсов [1960], отметив, что отчетливая складчатость неогеновых отложений на краях Тункинской впадины принадлежит к явлениям регионального порядка, выходящего за пределы одной этой структуры, и свидетельствует о компрессии, не совместимой с обстановкой рифта. Кроме того, в осевой части Тункинских Гольцов получили распространение многочисленные надвиговые структуры и пологие взбросы, срезаемые с юга уступом Тункинского сброса. Их активное формирование, согласно [Ружич и др., 1972], происходило в постсреднемиоценовое время (14-10 млн лет назад) при север-северо-восточном направлении оси сжатия. В геологической структуре осадочного выполнения впадин рифта четко отслеживается стратиграфический перерыв с угловым несогласием между миоплиоценовыми и плейстоценовыми осадками [Флоренсов, 1960], особенно ярко выраженное на окраинных сегментах впадин. В зоне Тункинского разлома зафиксированы голоценовые палеосейсмодислокации взбрососдвиговой кинематики [Чипизубов и др., 2003; Smekalin et al., 2013]. На современном этапе развития рифта инструментальными сейсмологическими наблюдениями также устанавливается существенное участие в деформационном процессе субгоризонтальных сжимающих напряжений [Актуальные вопросы..., 2005] или даже их преобладание над растяжением [Arzhannikova et al., 2005].

Исследования тектонической трещиноватости геологического субстрата приповерхностных частей Тункинской секции Байкальской рифтовой зоны дают контрадикторные результаты. Согласно данным [Парфеевец, Саньков, 2006], на четвертичном этапе развитие этой структуры происходит в условиях транспрессии (с северо-восточным направлением оси сжатия), материалы, полученные другими исследователями [Лунина, Гладков, 2004], интерпретируются в пользу преобладания здесь режима косого растяжения, ориентированного в северо-западных—юго-восточных румбах.

Геоморфологические и морфоструктурные наблюдения показывают, что, несмотря на существенные нарушения в развитии впадин Тункинского рифта, его направленное формирование продолжается в качестве рифтогенной структуры [Флоренсов, 1960; Нагорья..., 1974; Мccalpin, Khromovskikh, 1995; и др.]. Более того, интенсивность и характер разнообразных проявлений байкальского типа орогенеза, эталонная выраженность его неотектонических форм позволяют принимать Тункинский рифт в качестве морфотипа суходольных грабенов Байкальской рифтовой зоны. Интенсивность современных погружений в днище рифта иллюстрируется, например, тем фактом, что в сел. Тунка, расположенном в одноименной впадине на окраине озерно-болотной предельно низкой и плоской равнины, остатки хозяйственных построек были в начале XX в. обнаружены под более чем 12-метровой толщей пойменного аллювия [Львов, Кропачев, 1909], а у сел. Енгарга, практически в центральной части этой же впадины, при бурении скважины на глубинах 180—190 м были вскрыты мощные прослои торфа, содержащие слаборазложившийся мох [Солоненко, 1960] (документацию керна вел Н.А. Флоренсов). Всего за четвертичное время в Тункинском рифте была накоплена толща осадков мощностью до 700 м — почти четверть общего разреза его отложений, т. е. средняя скорость осадконакопления во впадинах рифта в квартере увеличилась более чем в 5 раз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ инверсионных морфоструктур во впадинах Тункинского рифта позволяет нам сделать следующие общие выводы.

1. Наличие погребенных эрозионных врезов в днище рифта свидетельствует о том, что на направленные и дифференцированные (орогенические) перемещения здесь накладываются колебательные (обратимые по знаку) вертикальные движения, при которых волны воздыманий сопровождаются эрозионными врезами, а опусканий — заполнением их аллювиальными отложениями.

2. Последняя волна инверсионных воздыманий охватила Тункинский рифт во второй половине позднего плейстоцена. При этом в спектре вертикальных движений блоков междурифтовых и междувпадинных перемычек в течение всего четвертичного периода в целом преобладала положительная составляющая, с конца неогена эти структуры испытывали медленные, но устойчивые воздымания, сопровождаемые их расширением за счет сопряженных с ними впадин.

3. Амплитуда инверсионных воздыманий в днище Тункинского рифта составляет от первых десятков до первых сотен метров. Наиболее интенсивные воздымания наблюдаются в Торской впадине рифта, где осадки возрастом до 55 000 лет приподняты на относительную высоту более 300 м.

4. В целом в молодых инверсионных преобразованиях участвует 40 % (872 км² из 2240 км²) площади Тункинского седиментационного бассейна. 49 % площади инверсионных поднятий — почти 450 км², или 20 % от общей площади днища рифта — обеспечено проявлением гобийского механизма горообразования.

5. Практически повсеместно фиксируемый в разрезах осадочного выполнения краевых сегментов Тункинских впадин стратиграфический перерыв между неогеновыми и верхнечетвертичными накоплениями указывает на существование длительного этапа развития рифта, в период которого площадь седиментогенеза в нем сокращалась, восстановившись в прежних своих контурах лишь в начале позднего плейстоцена.

6. Во впадинах Тункинского рифта наблюдаются два типа морфотектонических инверсий: 1) инверсии как часть процесса рифтогенеза, когда структурные элементы испытывают смену знака перемещений, и эта особенность их развития входит в общий механизм рифтогенеза; 2) инверсии как осложнения процесса рифтогенеза (или его нарушения), обусловленные наложением на рифтогенез гобийского типа горообразования. Инверсии как смена внутриконтинентального рифтогенеза другим геодинамическим режимом в морфоструктурных элементах Тункинского рифта не проявляются.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант 16-17-10079, анализ условий формирования природных архивов), РФФИ (гранты № 16-05-00586, 15-05-01811) и интеграционного проекта № 0341-2016-001.

ЛИТЕРАТУРА

Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, С.С. Шермана. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 297 с.

Аржанникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика, 2007, т. 48, (4), с. 391—400. **Булмасов А.П.** Структуры и аномалии силы тяжести криогенного происхождения в Прибайкалье // Геология и геофизика, 1963 (2), с. 75—85.

Воропинов В.С. Гравитационные и дизъюнктивные дислокации в третичных отложениях и на дне Байкала вдоль юго-восточного побережья // Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири / Ред. Н.А. Флоренсов. Вып. 3. Иркутск, 1961, с. 26—34.

Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1984, 208 с.

Дмитриев Г.А. Третичные ископаемые озера Тункинской впадины (Прибайкалье) // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., Наука, 1968, с. 49—58.

Замараев С.М. Гравитационный тектогенез в осадочной толще впадины озера Байкал // Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск, Наука, 1975, с. 418—423.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В., Резанов Г.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Наука, 1979, 125 с.

Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Чегис В.В. Следы четвертичных вулканических событий в Тункинском Прибайкалье на примере разреза Белый Яр // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2015, с. 102—104.

Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А., Чегис В.В. Петромагнитные маркеры вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны // Материалы XLVIII Тектонического совещания. М., ГИН РАН, 2016, с. 138—141.

Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1976, 238 с.

Кривоногов С.К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, 32 с.

Ламакин В.В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье // Землеведение. Т. XXXVII, вып.1. М., Л., ОНТИ, 1935, с. 1—26.

Ламакин В.В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М., Географгиз, 1952, 145 с. Ламакин В.В. Признаки гравитационных складок в Селенгинской дельте // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып.3, № 34, с. 23—28.

Леви К.Г., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А., Кадетова А.В. Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Изв. Иркут. ун-та. Археология и геоэкология. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2015, т. 11, с. 36—65.

Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Изв. СО АН СССР. Сер. геология и геофизика, 1958, вып. 1, с. 84—95.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (10), с. 1235—1247.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 316 с.

Львов А., Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования «Аршана», произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела Географического общества и общества врачей // Изв. ВСО ИРГО, 1909, т. XL, с. 41—77.

Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1219—1244.

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.

Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М., Наука, 1981, с. 3—11.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / Ред. Н.А. Флоренсов. М., Наука, 1974, 359 с.

Некрасов И.А., Ли Г.Е. Многолетнемерзлые породы Тункинской впадины // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., Наука, 1967, с. 78—90.

Обручев В.А. Геология Сибири. Т. III. Мезозой и кайнозой. М., Л., Изд-во АН СССР, 1938, 335 с. Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М., Наука, 1978, 276 с. Осадчий С.С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы, 1995, № 1, с. 179—189.

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

Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М., ГИН АН СССР, 1964, 280 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 105).

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1993, 287с.

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.

Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, Иркут. кн. изд-во, 1960, 86 с.

Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Ред. Н.А. Флоренсов. Новосибирск, Наука, 1973, 136 с.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа. Новосибирск, Наука, 1984, 183 с.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1992, 216 с.

Уфимцев Г.Ф. Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). М., Научный мир, 2008, 352 с.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Цокольное поднятие Монголо-Сибирского возрожденного орогена // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 57—60.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Новейшая структура Тункинского рифта // Геоморфология, 2001, № 1, с. 76—87.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Тункинский рифт как особенный элемент ряда континентальных рифтов // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. П. М., ГЕОС, 2002, с. 254—256.

Уфимцев Г.Ф., Джанотта А., Перевалов А.В., Радке У., Резанова В.П., Рыжов Ю.В., Фогт Т., Щетников А.А. Эоловые ландшафты Тункинской долины // География и природные ресурсы, 1999, № 1, с. 65—70.

Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В., Мащук И.М., Перевалов А.В., Резанова В.П., Фогт Т., Игнатова Н.В., Мишарина В.А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 3, с. 90—99.

Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Кулагина Н.В., Мащук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермолюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (3), с. 226—233.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Речные террасы Тункинской рифтовой долины // Геоморфология, 2004а, № 1, с. 113—122.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Геоморфологические особенности Торской котловины // География и природные ресурсы, 2004б, № 2, с. 89—93.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Новейшая геодинамика Тункинского рифта (Прибайкалье) // Литосфера, 2006, № 2, с. 95—102.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Инверсии в новейшей геодинамике Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 796—808.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1108—1113.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Л., Изд-во АН СССР, 1960, 258 с.

Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.

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.

Щетников А.А. Морфотектогенез озерных котловин Байкальской рифтовой зоны // Тихоокеанская геология, 2007, № 2, с. 18—29.

Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М., Научный мир, 2004, 160 с.

Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф., Сковитина Т.М. Антецедентные долины Южного Прибайкалья // География и природные ресурсы, 1997, № 4, с. 86—95.

Щетников А.А., Филинов И.А., Шибанова И.В., Мащук И.М., Сизов А.В. Новый опорный разрез верхнего кайнозоя «Славин Яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009, т. 17, № 4, с. 114—119.

Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Semenov R.M., Chipizubov A.V. Morphotectonics and Late Pleistocene-Holocene deformations in the Tunka system of basins (Baikal rift, Siberia) // Zeitschrift fur Geomorphologie, 2005, band 49, s. 133—142.

Claude Rangin, Xavier Le Pichon, Nicolas Flotté, Laurent Husson. Cenozoic gravity tectonics in the northern Gulf of Mexico induced by crustal extension. A new interpretation of multichannel seismic data // Bull. Soc. Géol. Fr., 2008, v. 179, № 2, p. 117—128.

Cooper M.A., Williams G.D. Inversion tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 44, 389 p.

DeJong K.A., Scholten R. Gravity and tectonics. New York, John Wiley, 1973, 502 p.

Hase Y., Krivonogov S.K., Iwauchi A. Geomorphological development of the Tunka Depression in the Baikal Rift Zone in Siberia, Russia // Long continental records from Lake Baikal / Ed. K. Kashiwaya. Tokyo, Springer, 2003, p. 61–72.

Hesthammer J., Fossen H. Evolution and geometries of gravitational collapse structures with examples from the Statfjord Field northern North Sea // Mar. Petrol. Geol., 1999, № 16, p. 259–281.

Konstantinovskaya E.A., Harris L.B., Poulin J., Ivanov G.M. Transfer zones and fault reactivation in inverted rift basins: insights from physical modeling // Tectonophysics, 2007, v. 441, № 1—4, p. 1—26.

Krivonogov S.K., Safonova I.Y. Basin structures and sediment accumulation in the Baikal Rift Zone: Implications for Cenozoic intracontinental processes in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res., 2017, v. 47, p. 267—290.

Mart Y., Dauteuil O. Analogue experiments of propagation of oblique rifts // Tectonophysics, 2000, v. 316, p. 121–132.

Mccalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // Tectonics, 1995, v. 14, № 3, p. 594—605.

Morley C.K., King R., Hillis R., Tingay M., Backe G. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review // Earth. Sci. Rev., 2011, v. 104, iss. 1—3, p. 41—91.

Shchetnikov A.A. Tectonic inversions in morphotectonics of the Tunka rift valley (Baikal rift zone): reply to comment H. Vogt & T. Vogt on: «Relief structure of the Tunka rift system» // Zeitschrift für Geomorphologie, 2010, v. 54, № 2, p. 199—201.

Shchetnikov A. Morphotectonics of the Tunka rift and its bordering mountains in the Baikal rift system, Russia // Geomorphology, 2016, v. 273, p. 258—268.

Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // J. Asian Earth Sci., 2012, № 46, p. 195–208.

Shchetnikov A.A., Semenei E.Y., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I. New data on the Late Pleistocene stratigraphy and paleoenvironment of the South-Western Baikal area (Siberia) // Quat. Int., 2015, № 355, p. 65—79.

Smekalin O.P., Shchetnikov A.A., White D. Arshan palaeoseismic feature of the Tunka fault (Baikal rift zone, Russia) // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 317—328.

Vendeville B., Cobbold P.R. Syn-sedimentary gravitational sliding and listric normal growth faults: Insights from scaled physical models // Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Proceedings of the Academy of Sciences), 1987, ser. II, v. 305, p. 1313—1319.

Рекомендована к печати 20 октября 2016 г., И.С. Новиковым Поступила в редакцию 11 марта 2016 г.