

ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.248.2 (551.53/.55)

ИНВЕРСИИ В НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Г.Ф. Уфимцев, А.А. Щетников, И.А. Филинов

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

Внутриконтинентальный новейший рифтогенез на юге Восточной Сибири и в Северной Монголии характеризуется углублением межгорных впадин и их расширением за счет горных поднятий. На фоне этой общей тенденции новейшей геодинамики проявляются процессы, накладывающиеся на общую направленность рифтогенеза, его нарушения. Они могут характеризоваться сменой знака тектонических перемещений, общих или периодически меняющихся и повторяющихся в днищах межгорных впадин, в междувпадинных и междурифтовых перемычках, на краевых ступенях. На примере изменений направлений речного стока из Байкала можно говорить о геоморфологических инверсиях в новейшей геоморфодинамике.

Рифтогенез, тектонические инверсии, новейшая геодинамика, Байкальская рифтовая зона.

NEOTECTONIC INVERSIONS IN THE BAIKAL RIFT SYSTEM

G.F. Ufimtsev, A.A. Shchetnikov, and I.A. Filinov

Cenozoic continental rifting in southern East Siberia and northern Mongolia has been associated with subsidence and broadening of rift basins at the account of their mountain borders. This neotectonic trend is, however, superposed with continuous or periodic tectonic inversions in which the basin floor may uplift, while marginal fault steps and saddles between basins may subside. Cenozoic geomorphic inversions are expressed in changes of river flow out of Lake Baikal.

Rifting, tectonic inversion, neotectonics, Baikal rift system

ВВЕДЕНИЕ

При анализе геологической и геоморфологической структур мы всегда ориентируемся на выявление их направленного развития, которое можно определить как порядок в геодинамическом режиме. Но в развитии сложных явлений природы порядок всегда сопровождается его нарушениями или изменениями, и сразу встает вопрос об их соответствующей классификации, включая и ее иерархическую составляющую. В большинстве случаев мы теоретически ожидаем, что нарушения в порядке геодинамического режима должны обуславливать появление и развитие элементов более низких уровней организации в наблюдаемых явлениях. Второй вопрос заключается в том, что следует понимать под инверсиями геодинамического режима. Вопрос этот мало обсуждался, а в большинстве случаев под инверсиями геодинамического режима мы понимаем территориальное или временное проявление тектонических перемещений или вообще процессов, противоположных общей направленности развития. И, если при изучении инверсий мы используем особый методологический прием — сравнение в паре «направленное и инверсионное движение», — мы выходим, в сущности, на применение весьма эффективного принципа анализа (сравнения) противоположностей. Обычно мы имеем дело с изучением парных противоположностей, и в качестве регионального полигона Байкальская рифтовая зона (рис. 1) представляет нам для этого большие возможности.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИНВЕРСИИ

Теоретически в общем процессе внутриконтинентального рифтогенеза мы должны ожидать три основных вида тектонических инверсий: 1) инверсии как часть процесса рифтогенеза, когда структурные элементы или их части испытывают смену знака перемещений, и эта особенность их развития входит в общий процесс рифтогенеза; 2) инверсии как осложнения процесса рифтогенеза (или его нарушение)

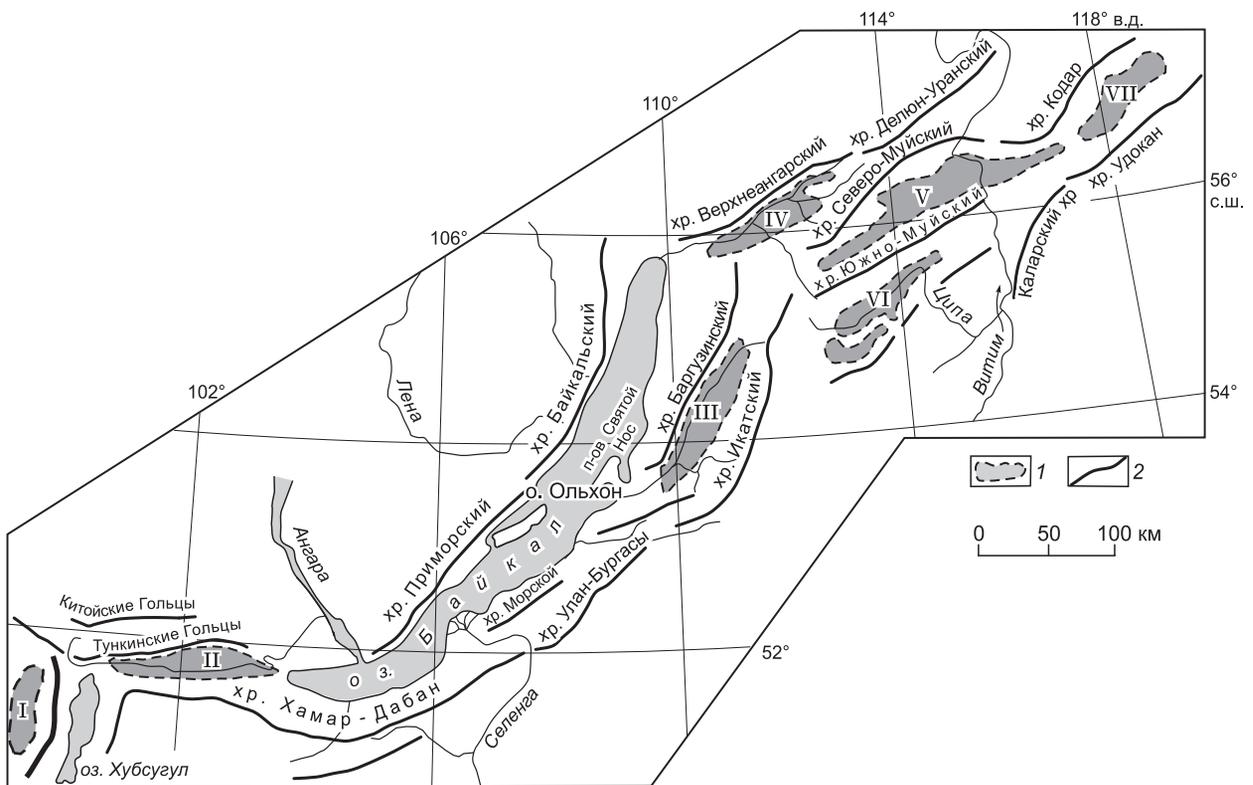


Рис. 1. Байкальская рифтовая зона.

1 — суходольные рифтовые долины; 2 — крупнейшие хребты. Римскими цифрами обозначены рифты: I — Дархатский, II — Тункинский, III — Баргузинский, IV — Верхнеангарский, V — Муйско-Куандинский, VI — Ципа-Баунтовский, VII — Чарский.

ния); 3) инверсии как смена внутриконтинентального рифтогенеза другим геодинамическим режимом. Забегая вперед, можно сказать, что все эти три вида тектонических инверсий можно наблюдать в Байкальской рифтовой зоне.

Инверсии как часть процесса рифтогенеза (частные инверсии на плечах-противоподнятиях рифтовых долин). Общий механизм направленного развития новейшей тектонической структуры Байкальской рифтовой зоны был сформулирован Н.А. Флоренсовым [1965] в следующей схеме: рифтовые долины (или грабены) являются активными элементами новейшей тектоники и не только испытывают интенсивные тектонические погружения их фундамента и углубление днищ, но и растут в ширину за счет окружающих горных поднятий. От последних отделяются узкие блоки (промежуточные ступени [Замараев, Мазукабзов, 1978; Уфимцев, 1984, 1985, 1992; Щетников, 1999]) и вовлекаются в погружения (рис. 2). Вся совокупность этих процессов объединяется понятием «остаточно-глыбовый или байкальский механизм» новейшего горообразования [Флоренсов, 1965]. В последнем важны два обстоятельства. Первое заключается в том, что погружения промежуточных ступеней, заключенных в широких зонах краевых сбросов, обуславливают периодическое морфологическое омоложение тектонических уступов на бортах рифтов. Во-вторых, погружения промежуточных ступеней как бывших частей окружающих рифты поднятий представляют собой частные случаи инверсионного преобразования тектонических блоков, и в то же время они являются одним из характерных элементов процесса внутриконтинентального рифтогенеза. На сбросовых бортах рифтовых долин наблюдается процесс обособления промежуточных ступеней на различных стадиях развития (рис. 3). Сначала происходит обособление краевого блока от горного поднятия благодаря появлению перегибов на гребнях междуречий (см. рис. 3, а). Затем обособляющийся краевой блок-ступень теряет свою высоту, и над ним возникает тыловой уступ в виде крутых вершинных тектогенных граней-фасет (см. рис. 3, б). При этом в верхней части сбросового уступа начинается обособление тыловых тектогенных граней, ограничивающих еще полые объемы верховьев долин (см. рис. 3, в) — это намечается будущая позиция краевого сбросового уступа, который, благодаря погружению пластинчатых блоков, испытывает постоянное морфологическое омоложение, сопутствующее расширению рифтовой долины.

В Байкальской рифтовой зоне (рис. 4) краевые сбросовые уступы располагаются, как правило, на западных и северо-западных бортах грабенов, противоположные ограничения которых чаще всего имеют изгибную природу, поскольку с востока и юго-востока рифты сопровождаются сводовыми поднятиями

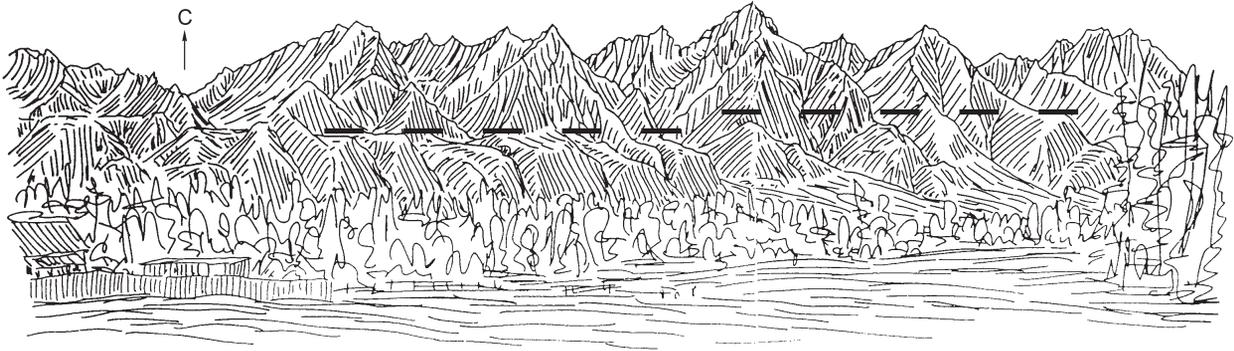


Рис. 2. Промежуточная ступень на северном борту Хойтогольской впадины, Тункинский рифт.

ями [Уфимцев, 1992]. Крылья последних в процессе воздыманий расширяются и вовлекают краевые части рифтов в сводовое развитие. Это уже действительно частные инверсии тектонического режима, поскольку сам процесс сводово-глыбового горообразования противоположен рифтогенезу [Флоренсов, 1965]. Его структурными и геоморфологическими следствиями в Байкальской рифтовой зоне являются: 1) поднятые ступени, сложенные неогеновыми отложениями на южном побережье Байкала под Хамардабанским сводом; 2) сложенные плейстоценовыми песками пологонаклонные предгорья, поверхности которых наращивают крылья Хамардабанского, Икатского и других сводов [Уфимцев, 1992; Щетников, Уфимцев, 2004]. Особенно показательны в этом отношении так называемые куйтуны в Баргузинской впадине [Флоренсов, 1960] — сложенные плейстоценовыми песками куэстоподобные предгорные гряды, наращивающие западное крыло Икатского хребта-свода порой на 10 км. Здесь же в состав крыла этого свода входит небольшая Ясская впадина, днище которой поднято на значительную высоту над поверхностью Баргузинского рифта [Уфимцев, 1992].

Типичный случай инверсионных погружений можно наблюдать в Ципа-Баунтовском рифте (рис. 5). Здесь крупные среднегорные, низкогорные и холмогорные массивы включены в контур рифтовой долины, а вложенность крупных озерных ванн (оз. Баунт, Капылюши и др.) в понижения их субэкринного рельефа говорит о своеобразных озерных ингрессиях в горные массивы. В большинстве случаев и крупные озера, и озера разливов здесь находятся в стороне от участков максимального погружения фундамента рифта, выявленных благодаря геофизическим исследованиям [Зорин и др., 1975]. Лишь оз. Баунт располагается над локальной мульдой и является проточным. Другие озера, вложенные в горы или прислоненные к ним, являются изолированными, а у оз. Капылюши (площадью более 60 км²) уровень воды располагается на 6 м ниже уреза ее в протекающей рядом магистральной р. Ципикан. Ситуация эта совершенно аналогична таковой на Дальнем Востоке, где в пределах окраинно-материковой рифтовой системы Нижнего Приамурья наблюдаются многочисленные озерные ингрессии в понижения остаточных низкогорных массивов [Уфимцев, 1984]. И здесь, и в Ципа-Баунтовском рифте остаточные и инверсионно погружающиеся горные массивы располагаются в стороне от главных рек и, соответственно, потоков наносов, и молодые погружения в такой ситуации компенсируются водными массами [Уфимцев, Иванов, 1984]. В Дархатском рифте крупные озерные ванны располагаются над скрытыми поднятиями фундамента. Во всех перечисленных примерах инверсионные и ускоренные погружения остаточных блоков фундамента обеспечиваются, видимо, избытком плотностей слагающих их пород в сравнении с таковыми кайнозойских отложений впадин, что определенно должно проявляться в условиях растяжения верхних частей литосферы при рифтогенезе. Ситуация эта настолько обычна для днищ рифтовых долин, что можно делать определенные прогнозы: например, что оз. Терехоль (в одноименной впадине на крайнем юго-западе рифтовой зоны) и продолжающие его на северо-восток многоозерья обозначают положение малопогруженной ступени фундамента, испытывающей более интенсивные молодые погружения, чем основная часть впадины.

К классу частных инверсий относятся также тектонопары «береговой горст — тыловой грабен», распространенные на восточном побережье Байкала [Уфимцев, Сквитина, 2001]. В отношении этих систем можно отметить следующее. Активными элементами в этой тектонопаре являются небольшие тыловые грабены с поперечными размерами в первые километры. Они закладываются на высоких тектонических ступенях восточного обрамления Байкала в некотором отдалении от борта рифта благодаря чему на последнем возникает узкий горст шовного типа, примером которого служит узкий (не более 2 км) и протяженный (более 15 км) Холодяночный низкогорный массив юго-западнее устья р. Баргузин, отделяющий от озерной котловины небольшой грабен Духового озера, днище которого располагается на высоте 59 м над Байкалом, а соединяющая их река выработала узкую долину типично antecedentного облика.

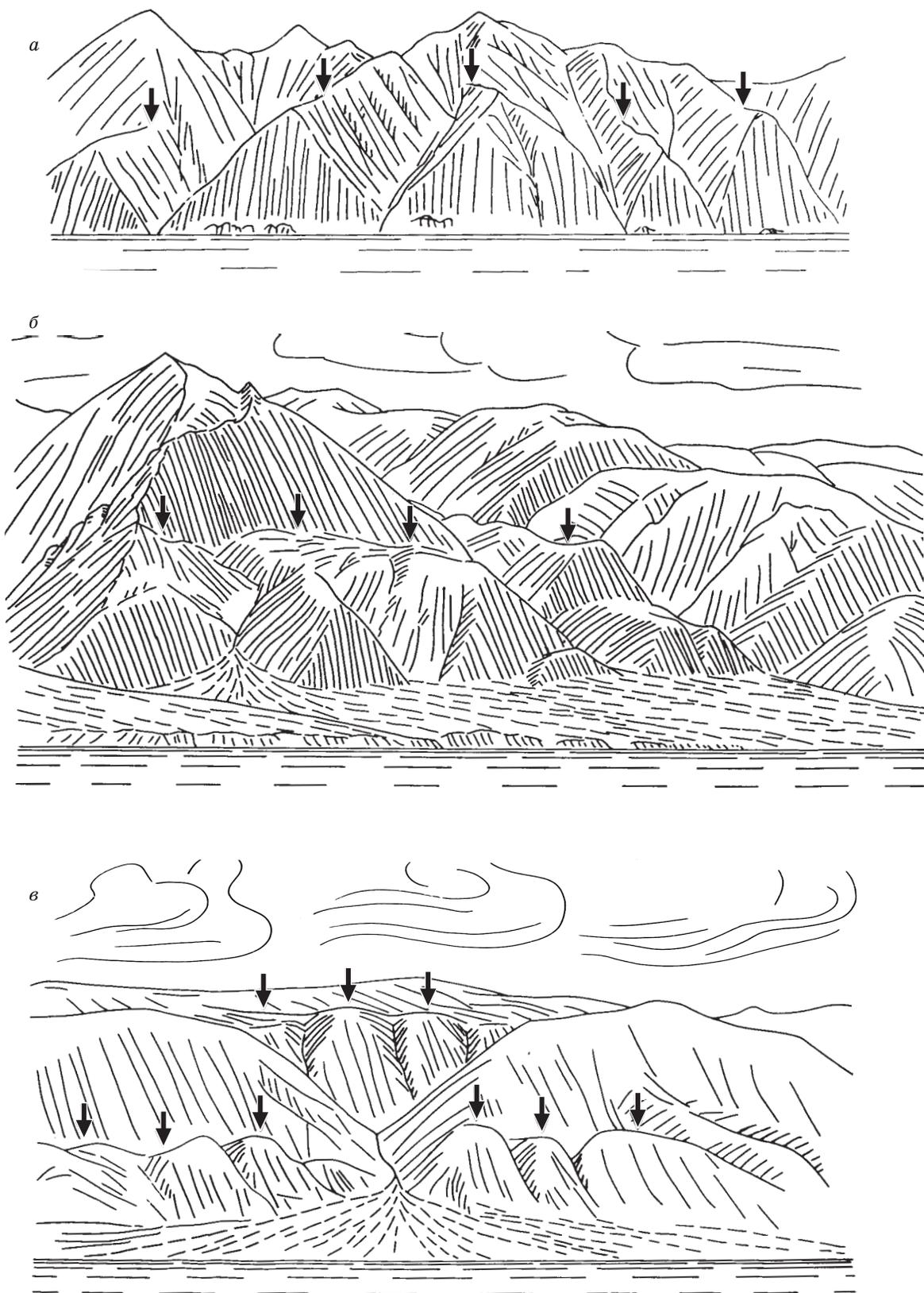


Рис. 3. Генетический ряд промежуточных ступеней на сбросовых уступах:

a — зарождающаяся промежуточная ступень на склоне Баргузинского хребта; *б* — промежуточные ступени на уступе Приморского сброса северо-восточнее м. Ядыртуй (Малое Море Байкала); *в* — низкая промежуточная ступень и антифасеты в верховье долины, обозначающие будущую позицию сбросового уступа южнее м. Ядыртуй.

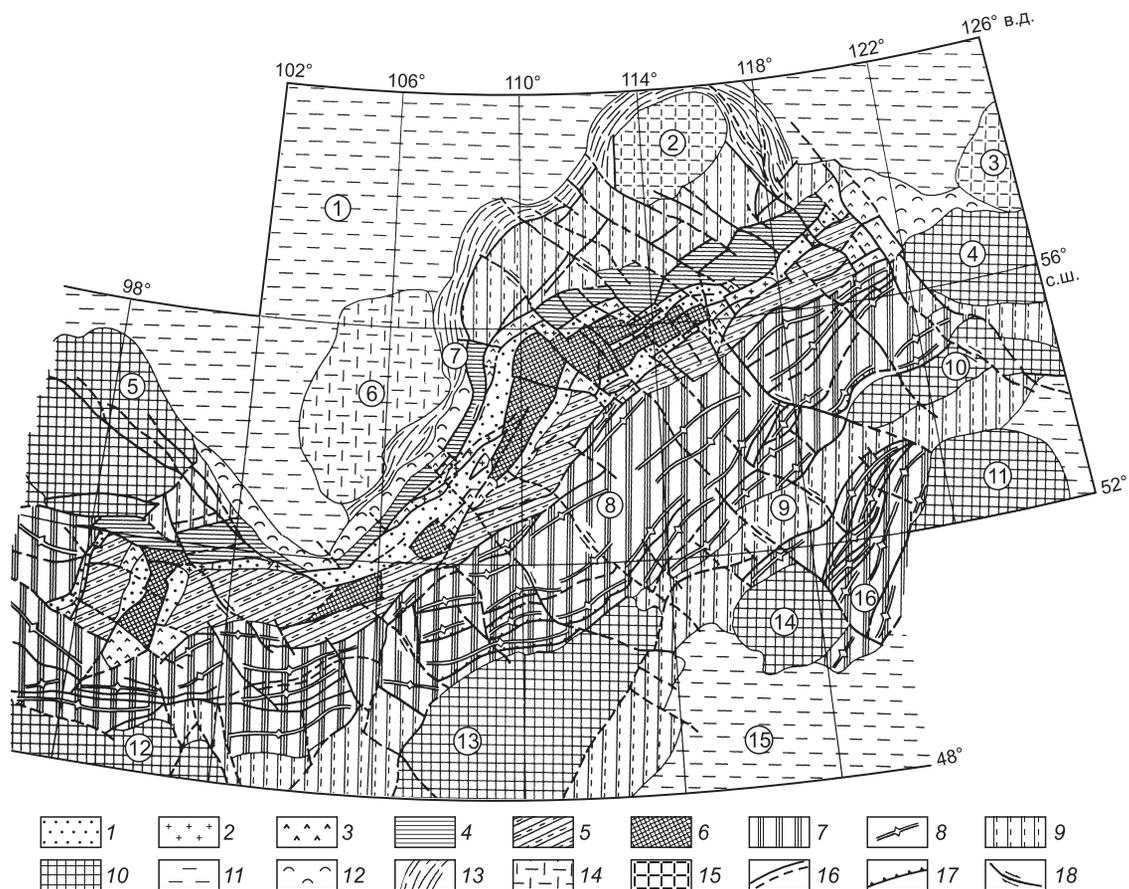


Рис. 4. Позиция Байкальской рифтовой зоны в новейшей структуре юга Восточной Сибири и Северной Монголии, по [Уфимцев, 1992].

1—10 — область горообразования: 1—6 — Байкальская рифтовая зона, в том числе впадины байкальского типа (1), междувпадинные перемычки (2), краевые (большие) ступени (3), наклонные горсты плеча рифта (4), краевой сводовый изгиб (5) и ступенчатые глыбовые поднятия (6); 7, 8 — зоны линейного коробления, в том числе отдельные своды (8); 9 — блоковые поля; 10 — большие сводовые поднятия. 11—15 — равнинно-платформенные области: 11 — зоны общего воздымания; 12 — предгорные пьедесталы; 13 — зоны предгорных складок; 14 — поднятые большие ступени; 15 — окраинные щитообразные поднятия. 16—18 — молодые и омоложенные разломы, в том числе сбросы (16), надвиги (17) и сдвиги (18).

Цифры в кружках: 1 — Сибирская платформа; сводовые поднятия: 2 — Патомское, 3 — Центрально-Алданское, 4 — Становое; 5 — Восточно-Саянский свод; 6 — Верхнеленская ступень; 7 — Предбайкальский прогиб; 8 — Селенга-Витимская зона линейного коробления; 9 — Верхнеамурское блоковое поле; 10—14 — своды: Олекминского Становика (10), Большого Хингана (11), Хангайский (12), Хэнтэй-Даурский (13), Восточно-Забайкальский (14); 15 — Восточно-Монгольская равнинно-платформенная область; 16 — Шилка-Аргунская зона линейного коробления.

Инверсии как осложнения процесса рифтогенеза (частные внутририфтовые инверсии). Рассмотрим теперь типичные примеры и общие особенности проявления тектонических инверсий в геодинамике рифтовых долин юга Восточной Сибири, учитывая, что основными элементами этих новейших структур являются межгорные впадины, выполненные кайнозойскими отложениями (и базальтовыми покровами — в Тункинском рифте), междувпадинные, междурифтовые перемычки и связанные с последними большие краевые ступени [Уфимцев, 1992]. Рассматриваются инверсии в геодинамике рифтогенеза, так или иначе входящие в общую структуру процесса внутриконтинентального рифтогенеза.

Лучший пример таких тектонических инверсий в днищах межгорных впадин дают куполообразные массивы в их центральных частях или поднятые ступени, причем обычно и те, и другие сложены плейстоценовыми песками. Куполообразные поднятия — это песчаные массивы Бадар в Тункинской впадине и урочище Пески в Чарской. Массив Бадар занимает центральную часть впадины и возвышается над ее днищем на 150 м, сложен он верхнеплейстоценовыми песками. Это бескорневое куполообразное антиклинальное [Флоренсов, 1960] поднятие в центральной, с наиболее глубоким (более 2500 м) погружением фундамента, части впадины. Слагающая его аллювиальная песчаная толща имеет радиотермолюминесцентный возраст в кровле разреза около 60 тыс. лет [Уфимцев и др., 2003]. Осадки этого же временного интервала залегают в цоколе низкой (1-й над-

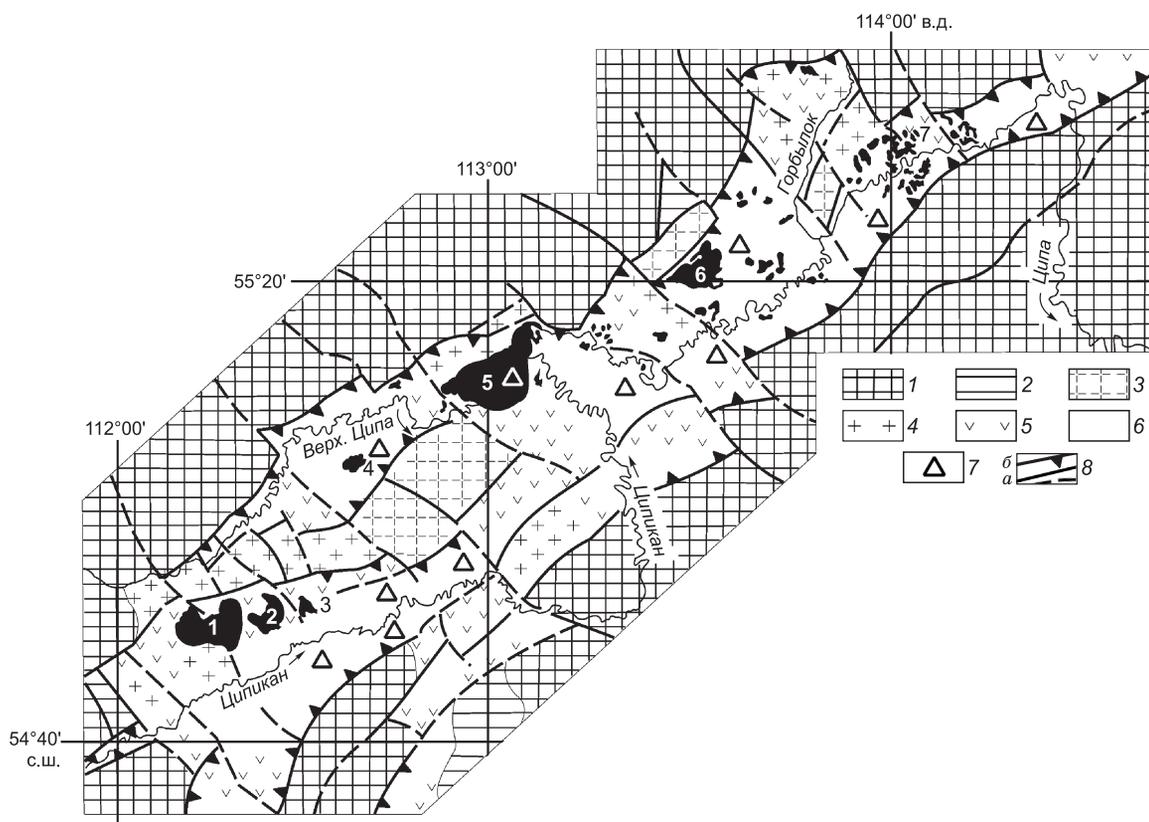


Рис. 5. Схема морфотектоники Ципа-Баунтовского рифта, Становое нагорье.

1, 2 — горное обрамление впадины, в том числе среднегорные (1) и низкогорные хребты и массивы; 3—6 — рифтовая долина, в том числе внутреннее поднятие, перемычки и ступени среднегорные (3) и низкогорные (4), холмистые (5) и низкие аккумулятивные (6) равнины; 7 — участки с максимальными погружениями фундамента, по [Зорин и др., 1975]; 8 — молодые разломы (а), в том числе тектонические уступы (б).

Цифрами обозначены озера Орон (1), Капылюши (2), Окунево (3), Демьяда (4), Баунт (5), Бусани (6) и Лупсанское многоозерье (7).

пойменной) террасы на правобережье р. Иркут и его притоков у уреза воды в их руслах [Уфимцев и др., 2004]. Разница высот залегания одновозрастных аллювиальных отложений достигает здесь минимум 50—60 м. О его происхождении высказаны разные точки зрения, из которых авторам наиболее привлекательной представляется следующая [Замараев, 1975]: куполообразное поднятие в центре впадины сформировалось за счет смещения слоистой толщи осадков впадины по наклонным скатам поверхности фундамента на ее крыльях и некоторому их тектоническому скучиванию и образованию куполовидного поднятия в центре впадины. Этому могли способствовать два обстоятельства: 1) периодическое воздействие на осадочно-вулканогенную толщу сейсмических ускорений и 2) наличие в фундаменте впадины узкого продольного скрытого поднятия, которое послужило контрфорсом для смещающейся на юг осадочной толщи.

В Верхнеангарской впадине наблюдается другая ситуация. Днище ее представляет собой две крупные ступени, разделенные поперечным линеamentом, на юго-востоке продолжающимся в горное обрамление вдоль долины р. Катера. Юго-западная ступень днища испытывает интенсивные современные погружения — это низкая болотистая равнина с весьма разветвленным руслом магистральной р. Верхняя Ангара. Северо-восточная часть впадины представляет собой ступень высотой 60—80 м, сложенную преимущественно аллювиальными песками и озерно-болотными тонко-ленточными глинистыми алевритами с прослоями торфа. Из толщи этих полигенетических бассейновых отложений на глубине 189 м была получена радиоуглеродная датировка 33200 ± 450 л.н. [Кульчицкий, 1991], что свидетельствует, во-первых, об интенсивных тектонических погружениях и, во-вторых, о столь же интенсивных последующих инверсионных воздыманиях, по-видимому, в основном в голоцене. Относительно природы этого явления пока можно высказывать только гипотезы.

Наиболее многочисленные свидетельства инверсионных воздыманий и, напротив, инверсионных погружений можно наблюдать в пределах междурифтовых перемычек. Эти характерные элементы новейшей структуры рифтовой зоны представляют собой сочетания относительно поднятых тектонических ступеней и горстов, малых впадин и реже структурных седловин, разделяющих рифтовые долины.

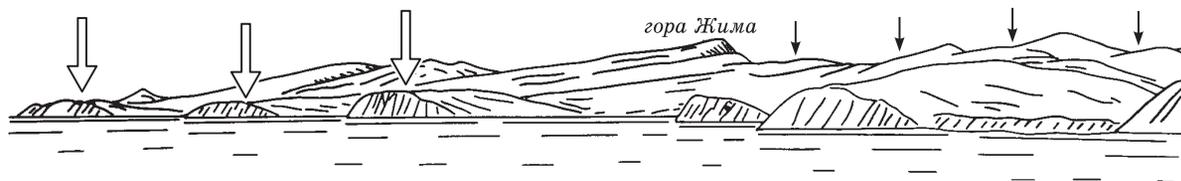


Рис. 6. Наклонный блок массива горы Жима на о. Ольхон,

включающий поднятые неогеновые впадины и полуостровные выступы остаточной ступени (передний план) на юго-восточном побережье Малого моря. Вид с юго-запада.

Характерные их примеры: о. Ольхон и поднятие подводного Академического хребта, системы поднятых ступеней и малая Быстринская впадина, разделяющие Южно-Байкальскую впадину и Тункинскую рифтовую долину. Остров Ольхон как часть междурифтовой перемычки включает в себя наклонный горст массива горы Жима, на пологом северо-западном склоне которого располагаются малые неогеновые впадины с днищами, поднятыми до 150—200 м над уровнем Байкала (рис. 6). Напротив, северо-западные борты этих впадин, сложенные породами фундамента, в настоящее время погружаются и подвержены интенсивному абразионному разрушению, а в днище молодого рифта пролива Малое море, по геофизическим данным, мощность рыхлых отложений исчезающе мала [Калинин и др., 1981]. На юго-запад днище инициального Маломорского рифта, клиновидно сужаясь, выходит на сушу, как бы вторгаясь вдоль подошвы Приморского сброса в Приольхонскую краевую ступень. Здесь днище его характеризуется денудационным рельефом и, таким образом, следуя вдоль этой впадины с северо-востока на юго-запад, наблюдается последовательное образование и расширение рифтовой долины на начальной стадии ее развития как за счет инверсионного погружения, так и разрушения поднятой тектонической ступени. Здесь реализуются следующие процессы: 1) втягивание днищ неогеновых впадин в молодые воздымания, 2) опускание обрамления этих впадин с его сопутствующей денудационно-абразионной обработкой и формированием молодого (инициального) рифта, практически еще лишённого осадочного заполнения (рис. 7). Локальные озерные террасы и поднятые волноприбойные уровни под сбросовым юго-восточным склоном массива горы Жима тоже говорят о молодых воздыманиях, которые еще более проявлены на Ушканьих островах — надводном выступе Академического хребта, где серия из 10 абразионных террас занимает интервал высот 216 м над уровнем оз. Байкал [Ламакин, 1952].

В междурифтовых перемычках, ограничивающих Тункинскую рифтовую долину (рис. 8) с востока (от оз. Байкала) и с запада (от оз. Хубсугул и Окинское плоскогорья), наблюдаются близкие по характеру свидетельства молодых тектонических инверсий. Днища малых впадин — Мондинской и Быстринской — здесь приподняты, эрозионно расчленены и выведены из сферы бассейновой аккумуляции. В Мондинской впадине на ее северном крыле сформирована система тектонических ступеней, которые имеют ту же высоту, что и расположенная восточнее Харадабанская поднятая ступень, являющаяся основным элементом междувпадинной перемычки. Восточное окончание малой Быстринской впадины как бы «нависает» над Байкалом более чем на 200 м, в днище ее проявился достаточно глубокий эрозионный

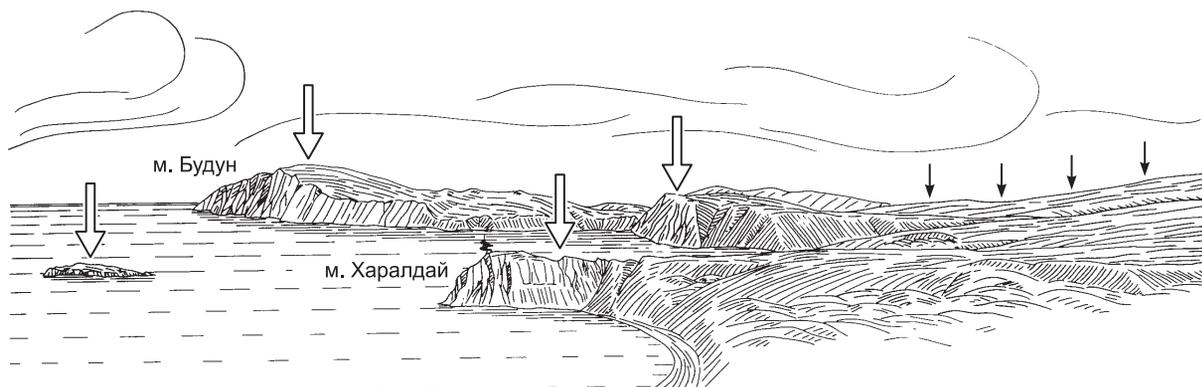


Рис. 7. Северо-западное побережье о. Ольхона у мысов Будун и Харалдай:

пологонаклонные поверхности днищ неогеновых впадин (справа) и фрагменты остаточной погружающейся ступени фундамента (в центре и слева), за счет которой формируется инициальный Маломорский рифт.

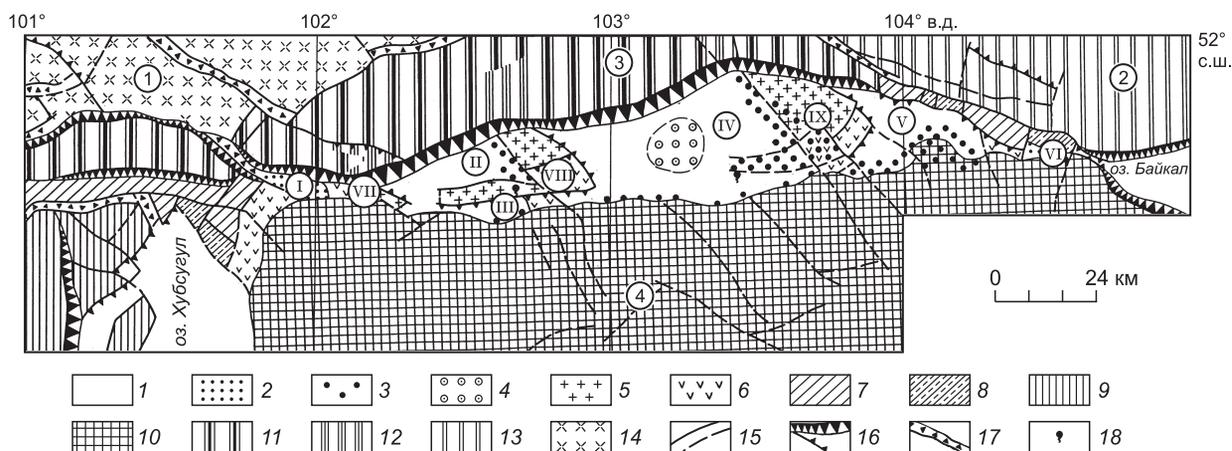


Рис. 8. Схема новейшей тектоники Тункинского рифта и его окружения.

1—4 — межгорные впадины, в том числе днища больших (1) и малых (2) впадин, участки инверсионных поднятий (3) и бескорневое купольное поднятие Бадар (4); 5, 6 — горсты (5) и ступени (6) междувадных и междурифтовых перемычек; 7, 8 — высокие (7) и низкие (8) блоки краевых тектонических ступеней; 9 — ступенчатые глыбовые поднятия; 10 — сводовые поднятия; 11, 12 — наклонные горсты плеча рифта, в том числе относительно опущенные их участки (12); 13 — наклонно поднятая плоскогорная глыба краевой части платформы; 14 — высокая междугорная мегаступень; 15—17 — молодые разломы, в том числе высокие сбросовые уступы (16) и долины-грабены (17); 18 — выходы горячих минеральных вод.

Арабскими цифрами обозначены основные морфоструктурные элементы горного обрамления Тункинской рифтовой долины: Окинское (1) и Олхинское (2) плоскогорья, Тункинский горст (3), сводовое поднятие Хамар-Дабана (4). Римскими цифрами обозначены внутририфтовые элементы, в том числе впадины: Мондинская (I), Хойтогольская (II), Туранская (III), Тункинская (IV), Торская (V) и Быстринская (VI); междувадные перемычки: Харадабанская (VII), Ниловский отрог (VIII), Еловский отрог (IX).

врез, величина которого в долине р. Быстрая (бассейн р. Иркут) достигает 50 м, а в долине р. Ильча (бассейн оз. Байкал) заведомо превышает 100 м (рис. 9).

В поднятых тектонических ступенях как основе междурифтовых перемычек наблюдается другое интересное явление — чередование эрозионных врезов и последующее их заполнение валунно-галечным аллювием и флювиогляциальными отложениями. В Харадабанской поднятой ступени на западном окончании Тункинского рифта современный эрозионный врез, выработавший как в толще рыхлых отложений, так и в коренных породах серию террас врезания [Уфимцев и др., 2004], еще не достиг подошвы древнего вреза, где залегает аллювий, видимо, среднечетвертичного возраста. Примечательно, что этот древний эрозионный врез выработал в коренных породах серию террас врезания и потому можно говорить о том, что: 1) эрозионные врезы происходят в достаточно протяженные временные интервалы, что обеспечивает формирование серий террас врезания в высотных интервалах до 120 м и более; 2) чередование эрозионных врезов и их заполнений свидетельствует о цикличности процессов и о возможной их обусловленности вертикальными колебательными движениями, геолого-геоморфологические эффекты проявления которых в межгорных впадинах подавлены общими погружениями.

Геоморфологическая ситуация в Торской впадине в восточной части Тункинского рифта может свидетельствовать о временной цикличности морфогенеза в днищах впадин. Здесь аллювиальные верхнеплейстоценовые пески с галькой, в кровле разреза проработанные эоловыми процессами, залегают на северном склоне Хамардабанского хребта-свода, проникая в его пределы на 7—8 км от современного днища впадины и на относительно высокую высоту до 300 м. Русло р. Иркут в казанцевское время, мигрируя по впадине, смещалось далеко на юг и площадь осадконакопления в это время значительно (почти в 2 раза) превышала современные размеры впадины. Затем инверсионное воздымание южной присводовой части впадины сместило русло р. Иркут на север. Однако в последующем оно снова мигрировало на юг и в конце позднего плейстоцена—начале голоцена выработало в подошве хр. Хамар-Дабан (и в песчаной толще верхнего плейстоцена) серию крупных (радиусом кривизны до 3 км) вырезанных меандр в форме обширных крутосклонных амфитеатров. В настоящее же время русло р. Иркут вновь прижато к северному борту Торской впадины.

Описанная выше ситуация свидетельствует о периодическом (циклическом) проявлении перекосов днища Торской впадины, которые в чем-то сродни явлениям чередования эпох эрозионных врезов и их заполнений потоковыми отложениями. Не имеют ли эти перекосы волновой характер? Если удастся найти и другие примеры проявления этого процесса в днищах межгорных впадин, то можно будет определенно говорить о горизонтально перемещающихся волнах колебательных движений.

В пределах междувадных перемычек в рифтах юга Восточной Сибири обычны свидетельства тектонических инверсий, вследствие которых толщи разновозрастных отложений в настоящее время зале-

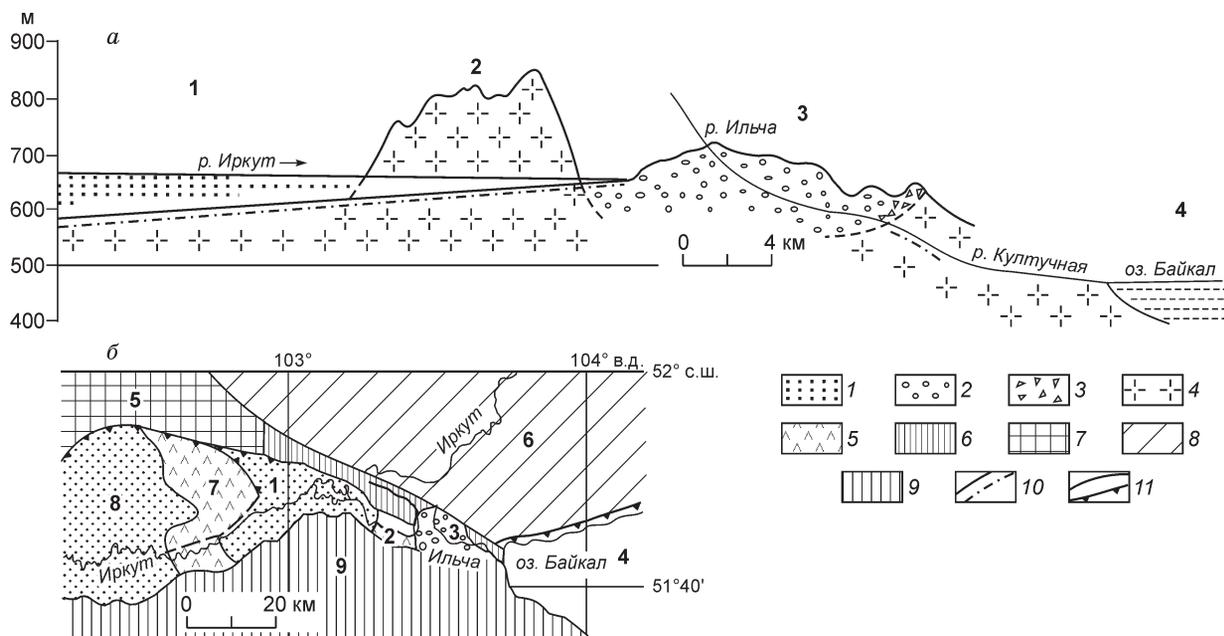


Рис. 9. Геолого-геоморфологическая ситуация в восточной части Тункинского рифта.

а — поперечные профили Иркут—Ильча—Култучная в сравнении с геологической структурой; *б* — морфотектоническая схема. 1 — плейстоценовые пески; 2, 3 — неогеновые конгломераты (2) и брекчи (3); 4 — фундамент; 5 — междувпадинные переемы; 6 — блоковый рельеф в зоне глубинного разлома; 7 — горст; 8 — поднятый край платформы; 9 — сводовое поднятие; 10 — русла в антецедентных долинах; 11 — молодые разломы.

Цифрами обозначены: Торская (1) и Быстринская (3), Байкальская (4) и Тункинская (8) впадины, Тибельтинская (2) и Еловская (7) междувпадинные переемы, Тункинский горст (5) и Хамардабанский свод (9), Олхинское плоскогорье (6).

гают на существенно различных высотах или геоморфологических уровнях. На юго-западном фланге Торской впадины песчано-галечный аллювий нижней части разреза цокольной террасы Славина Яра имеет радиоуглеродный возраст 45810 ± 4070 лет ВР (ИГАН 3133) на высоте 19 м над уровнем р. Зун-Мурин. Эти же отложения слагают поверхность поднятой ступени Еловского отрога на правом берегу р. Иркут на относительных высотах более 100 м и имеют радиотермолюминесцентный возраст 50400 ± 3000 лет (БурГИН) [Уфимцев и др., 1999]. Аналогичную ситуацию можно наблюдать на правобережной ступени Ниловского отрога, где песчано-галечный аллювий с радиотермолюминесцентным возрастом 58000 ± 10000 лет (БурГИН 202) [Уфимцев и др., 2003] залегает на относительных высотах порядка 70 м, а в краевых частях рядом расположенных Туранской и Хойтогольской впадин аллювиальные отложения этого возрастного интервала слагают первую надпойменную террасу высотой 12—14 м [Уфимцев и др., 2003; Щетников, Уфимцев, 2004]. Эти особенности залегания верхнеплейстоценовых осадков в Тункинском рифте свидетельствуют о молодых инверсионных воздыманиях междувпадинных переемычек-отрогов и, в особенности, их ступеней на правом берегу р. Иркут. Добавим к этому, что на правобережной ступени Ниловского отрога между долинами рек Мал. и Бол. Зангисан на высоте около 50 м над урезом воды р. Иркут располагается линейное понижение, днище которого частью занято озером типа старицы — брошенного в результате тектонических воздыманий участка долины р. Иркут.

По-видимому, еще большей амплитуды молодые инверсионные воздымания можно наблюдать в рифтах Станового нагорья (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны). В западной части междурифтовой переемычки, разделяющей Чарский и Муйский рифты, бассейновые плейстоценовые пески залегают на относительных высотах до 300—400 м над днищами впадин. Данная ситуация говорит о том, что в молодой геодинамике междурифтовых и междувпадинных переемычек тектонические инверсии являются обязательным элементом их временной структуры, и представления о направленном развитии этих форм в сторону расширения или, напротив, деградации носят весьма общий характер.

Особенными элементами новейшей структуры рифтов юга Восточной Сибири являются крупные внутренние глыбовые поднятия типа полуостровного среднегорного массива Святой Нос на оз. Байкал и тектонопары «береговой горст—тыловой грабен» у юго-восточных или южных бортов рифтов [Уфимцев, 2004]. Внутренние глыбовые поднятия «святоносского» типа по своим морфологическим особенностям могут быть сгруппированы в генетический ряд преобразования, указывающий на их последовательное обособление от бортов рифтов, затем существование в форме внутренних поднятий, далее

погружений и существование в подводном или погребенном состояниях. Но именно на п-ове Святой Нос мы наблюдаем свидетельства их периодических инверсионных воздыманий — это лестница озерных террас в высотном интервале около 150 м на м. Нижнее Изголовье и выходы неогеновых отложений в цоколе низкой террасы у м. Макарова на западном берегу полуострова.

Развитие этих тектонопар в основном обеспечивается последовательным углублением малых грабенов, абразионно-тектоническим разрушением береговых горстов, что, в конечном счете, определяет их вхождение в состав днища рифта. Характерным примером конечного момента во временном развитии этих тектонопар является грабен залива Провал и отделяющий его от Байкала погребенный горст банки Сахалин [Уфимцев, Сквитина, 2001; Уфимцев, 2004].

В геодинамике внутренних глыбовых поднятий и тектонопар «береговой горст—тыловой грабен» важным является их несомненно высокий сейсмический потенциал, особенно на зрелой и «остаточной» стадиях существования. Залив Провал на Байкале образован во время катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г., и здесь же произошло сильное Среднебайкальское землетрясение в 1959 г. А участки вокруг п-ова Святой Нос и подводной Посольской банки на Южном Байкале характеризуются повышенным уровнем современной сейсмической активности.

Мегаинверсии. Общая приподнятость юго-западной части Байкальского рифта — его Тункинской и Хубсугул-Дархатской секций — требует особого обсуждения. Днище Тункинской рифтовой долины в восточной части приподнято над уровнем Байкала более чем на 150 м и имеет значительный перепад высот — 900 м при протяженности 200 км — явление уникальное и для Байкальской рифтовой зоны, и для внутриконтинентальных суходольных (компенсированных рыхлыми отложениями) рифтов в целом. А днища Хубсугульского и Дархатского рифтов, составляющих юго-западное окраинное звено рифтовой зоны, располагается над уровнем оз. Байкал более чем на 1000 м. Все эти особенности структуры юго-западной части Байкальской рифтовой зоны, равно как и черты ее современной сейсмичности и распространения явлений кайнозойского вулканизма, находятся в парагенетической связи и пространственной совмещенности с цокольным поднятием «горячей линии» 100° в.д. [Уфимцев, 1999а,б], на котором также располагаются Окинское плоскогорье — высоко поднятое малое междугорье в Восточном Саяне, которое еще С.В. Обручев [Обручев, 1953] называл Тибетом в миниатюре. Геофизические данные [Бугаевский, 1978] позволяют говорить о том, что это субмеридиональное цокольное поднятие испытывает изостатические воздымания над колонной (вертикальный канал) аномальной мантии, соединяющей подлитосферный Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией [Уфимцев, Немчинов, 2001].

Возникает вопрос о времени заложения или активных воздыманий этого цокольного поднятия горячей линии 100° в.д., обеспечивающего и сильные перекосы днищ рифтовых долин на его склонах, и высокое их гипсометрическое положение в его центральной (или осевой) части. Изначально оно в отношении рифтовой зоны или является наложенной тектонической формой? Наличие в неогеновых отложениях Тункинского рифта многочисленных представителей эндемической байкальской фауны [Мартинсон, 1948] говорит о тесных связях или общем озерном периоде в развитии днищ Тункинского и Байкальского рифтов в это время, что можно рассматривать как свидетельство их одновысотной позиции и связанности в отношении гидрологического режима. Если принять это предположение, то следует полагать, что цокольное поднятие горячей линии 100° в.д. является сравнительно молодым образованием (послемиоценовым?), тогда и общий перекося днищ Тункинского рифта, и высокое гипсометрическое положение рифтов Хубсугульского и Дархатского являются крупнейшей как в площадном, так и в структурном отношении тектонической инверсией в Байкальской рифтовой зоне, охватывающей не менее 15—18 % общей ее площади. К тому же указанное цокольное поднятие простирается на юг до Хангайского свода. Судя по возрастным характеристикам связанных с ним кайнозойских вулканических образований, время заложения цокольного поднятия примерно сопряжено с таковым рифтовой зоны, но активные его воздымания происходили уже в послемиоценовое время и во многом повлияли на структурные и морфологические особенности юго-западной части Байкальской рифтовой зоны.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИНВЕРСИИ

Тектонические инверсии в новейшей геодинамике рифтовой зоны «вычитываются», в первую очередь, из особенностей ее рельефа или морфологической структуры вообще, если учесть к тому же, что более половины ее площади занято горными поднятиями, лишенными покрова неоген-четвертичных отложений. И вообще, что такое геоморфологическая инверсия? Может быть, рассмотрение истории речно-го стока из оз. Байкал окажется полезным для составления более ясной формулировки такого понятия.

Современный сток из оз. Байкал по Ангаре в систему р. Енисей молод при любых его оценках [Уфимцев, 2006]. До этого сток из оз. Байкал осуществлялся в Верхнюю Лену по так называемой Праманзурской палеодолине, начинающейся у оз. Байкал, у истока р. Бол. Голоустная. Палеодолина заполнена толщей манзурского аллювия с характерным для него литологическим обликом [Трофимов и др.,

1995]. Мощность аллювия достигает 190 м, а фрагменты днища палеодолины часто располагаются на высотах 100 м и более над уровнем оз. Байкал, что является основанием для вывода о том, что палеодолина Праманзурки была разрушена благодаря интенсивным молодым воздыманиям Приморского хребта [Логачев и др., 1964], составляющего плечо-противоподнятия Байкальского рифта. При этом совершенно не учитывается то обстоятельство, что Приморский хребет в нескольких местах прорезается долинами сравнительно непротяженных рек, несущих водный сток в оз. Байкал со стороны Сибирской платформы и прорезающих Приморский хребет, в том числе по палеодолине Праманзурки. Странное явление: воздымание хребта нарушило речной поток, эквивалентный р. Ангара, и «способствовало» выводу встречного водного стока в Байкал благодаря сравнительно непротяженным рекам!

Конечно, причину разрыва ленского направления стока из оз. Байкал следует искать в другом, и в первую очередь в морфотектонических особенностях истока Ангары. Эта река вытекает из Байкала из своеобразного раструба Лиственничного залива, представляющего собой небольшой краевой погруженный блок — промежуточную ступень в зоне Обручевского сброса, отколовшуюся от плеча рифта и погружившуюся под уровень Байкала более чем на 500 м. Это, как известно, и обеспечило разрыв горного обрамления оз. Байкал и оформление истока Ангары. К тому же, краевой погруженный блок Лиственничного залива, видимо, еще имеет возможности для расширения, — об этом говорят наклонные горные массивы левобережья Ангарского истока, обособившиеся от поднятия Олхинского плоскогорья.

В этой ситуации любопытно одно обстоятельство: инверсионное погружение в общем-то небольшого блока (площадью около 30 км²) обусловило заметное преобразование географической среды обширного региона.

Другие случаи геоморфологических инверсий в рельефе юга Восточной Сибири также имеют комплексное содержание: они одновременно говорят и о неотектонических преобразованиях. Это и лестница террас Ушканьих островов, и приподнятые поверхности «песчаной аккумуляции» в краевых частях рифтов, и чередования эрозионных врезов и их последующих заполнений аллювиальными или флювиогляциальными отложениями. Особенности случаи преобразования рельефа обусловлены ледниковыми и наледными процессами. В первом случае наглядными примерами являются верховья р. Иркут на окраине Окинского плоскогорья, где у озера-истока Ильчир под основной мореной древнего ледоёма погребена небольшая впадина с неогеновыми отложениями и ландшафт здесь полностью преобразован горнопокровным ледником. Другой пример относится к долине р. Сюльбан в Становом нагорье, где в морене обнаружен отторженец миоценовых диатомитов [Ендрихинский и др., 1983] — явное свидетельство существования здесь в прошлом в районе альпийского современного рельефа понижения с бассейновой аккумуляцией.

Интересную геоморфологическую ситуацию можно наблюдать в днище малой Мондинской впадины, занимающей крайний запад Тункинского рифта, где р. Иркут вступает в пределы последнего. Значительная часть днища впадины сложена валунно-галечной толщей так называемой «мондинской морены» с характерным бугристо-западинным ландшафтом с небольшими озерами. Вершины бугров здесь находятся на одной высоте и явно обозначают некоторый террасовый или террасоподобный уровень, над которым на высоту до 20—25 м возвышается на правобережье Иркуты продольная гряда. Сомнения в ледниковом происхождении этих образований складываются из двух обстоятельств: 1) долина р. Иркут западнее (и вверх по течению) не несет никаких признаков ледникового трога и 2) отсутствует характерный ландшафт конечно-моренного комплекса. Продольная же гряда правобережья р. Иркут к образованиям типа срединной морены отнесена быть не может, ибо в горной части долины мы не видим соединения трогов, а, напротив, наблюдаем их полное отсутствие. Открывающиеся во впадину ледниковые кары южного склона Тункинских Гольцов в лучшем случае сопровождаются небольшими моренами в подошве склона этого хребта.

Какое же можно предложить объяснение наблюдаемой геоморфологической ситуации? Один из возможных вариантов — это наличие в днище Мондинской впадины в плейстоцене специфического ледоёма, составленного наледями типа якутских тарынов, тем более что и сейчас наледные процессы широко здесь проявлены. Русло р. Иркут пересекало ледоём, заполняя свой эрозионный врез валунно-галечным материалом, который при вытаивании гигантского тарына преобразовался в продольную гряду. А бугристо-западинный ландшафт «мондинской морены» — это следы наплесков валунно-глыбового аллювия на ледовое тело.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе неотектонических и геоморфологических инверсий в Байкальской рифтовой зоне важно учитывать два обстоятельства. Первое касается оценки характера этих инверсий — циклическом или направленном их проявлении. Об этом в какой-то мере сказано выше. Второе обстоятельство относится к ситуации «инверсии и геологическая опасность». Если при оценке последней мы привычно говорим о высокой сейсмической активности региона, то следует учитывать и то, что именно в условиях

структурных инверсий тектонические перемещения сложно расчлененного рельефа провоцируют массовые смещения на земной поверхности больших объемов тектонически или экзогенно дезинтегрированного вещества верхних частей литосферы. Если живые разломы — это линейные воздействия на земную поверхность, то сопровождающие их сейсмогравитационные явления «работают на площадь» и в этом своем качестве составляют главный элемент геологической опасности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00967, 08-05-98098, 08-05-00105) и Совета по грантам Президента РФ (МК-2761.2007.5).

ЛИТЕРАТУРА

Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев., Наук. думка, 1978, 184 с.

Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск, Наука, 1983, 220 с.

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., Мазукабзов А.М. Роль промежуточных тектонических ступеней в структуре Байкальской рифтовой зоны // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 94—98.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кальнинг О.Г. Структура Ципинской (Баунтовской) и Ципиканской рифтовых впадин по гравиметрическим данным // Геология и геофизика, 1975 (8), с. 103—110.

Калинин В.В., Ванякин Л.А., Стор М.А., Девдариани Н.А. Строение осадочных отложений озера Байкал по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования // Природные условия зоны освоения БАМ. М., Изд-во Моск. ун-та, 1981, с. 44—51.

Кульчицкий А.А. Скорость накопления верхнеплейстоценовых отложений впадин Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1991, т. 320 (4), с. 941—945.

Ламакин В.В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала. М., Географгиз, 1952, 199 с.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 195 с.

Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Докл. АН СССР, т. LXI (5), 1948, с. 887—890.

Обручев С.В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Известия ВГО, 1953, т. 85 (5), с. 533—546.

Трофимов А.Г., Малаева Е.М., Куликов О.А., Попова С.М., Кулагина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии). Иркутск, ИЗК СО РАН, 1995, 50 с.

Уфимцев Г.Ф. Неотектонические формы региона Байкало-Амурской магистрали // Геология и геофизика, 1984 (5), с. 3—11.

Уфимцев Г.Ф. О неотектонике Приольхонья (Байкальская рифтовая зона) // Геология и геофизика, 1985 (6), с. 37—45.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1992, 215 с.

Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника восточного побережья Байкала // Геология и геофизика, 1999а, т. 40 (1), с. 19—27.

Уфимцев Г.Ф. Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма, том II. Материалы совещания. М., ГЕОС, 1999б, с. 218—220.

Уфимцев Г.Ф. Загадка залива Провал // Наука в России, 2004, № 1, с. 74—79.

Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Морфоструктура озерных котловин Нижнего Приамурья // Геоморфология, 1984, № 1, с. 91—97.

Уфимцев Г.Ф., Немчинов В.Г. Окинское плоскогорье в новейшей структуре юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (6), с. 979—987.

Уфимцев Г.Ф., Скочитина Т.М. Новейшая структура восточного побережья Среднего Байкала // Отечественная геология, 2001, № 2, с. 26—29.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Текли реки из Байкала // Природа, 2006, № 6, с. 49—54.

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

Уфимцев Г.Ф., Перевалов А.В., Резанова В.П., Кулагина Н.В., Машук И.М., Щетников А.А., Резанов И.Н., Шибанова И.В. Радиотермоллюминесцентное датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (3), с. 226—232.

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

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

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

Щетников А.А. Структура и морфодинамика бортов Тункинской системы впадин // География и природные ресурсы, 1999, № 4, с. 75—82.

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

*Рекомендована к печати 26 декабря 2008 г.
Н.А. Берзиньм*

*Поступила в редакцию 6 ноября 2007 г.,
после доработки — 18 ноября 2008 г.*