

УДК 551.24.02+551.24

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2004 г. С. А. Борняков

Представлено академиком Е.Е. Милановским 21.02.2004 г.

Поступило 27.02.2004 г.

Юго-Западный (ЮЗ) фланг Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) протягивается в субширотном направлении от южной оконечности оз. Байкал на востоке до северной оконечности оз. Хубсугул на западе. Геоморфологически он выражен центральной депрессией, состоящей из серии впадин и межвпадинных перемычек и обрамляющими ее с севера и юга горными хребтами. Пространственно ЮЗ-фланг БРЗ контролируется древним структурным планом и приурочен к области сочленения двух структурно-тектонических комплексов – Тувино-Монгольского и Джидино-Хамардабанского террейнов (рис. 1, врезка) [1 и др.].

Существуют две принципиально отличных точки зрения на механизм образования ЮЗ-фланга БРЗ. Согласно первой из них, имеющей многочисленных сторонников, он заложен и развивается под действием косога растяжения литосферы [2 и др.]. Вторая же точка зрения, представленная отдельными исследователями, отдает приоритет сдвиговым деформациям, рассматривая его как трансформный разлом или сдвиговую зону [3, 4]. В качестве энергетического источника деформации и разрушения литосферы в рамках первой точки зрения рассматривался либо активный механизм рифтогенеза, обусловленный местным подлитосферным источником [3 и др.], либо пассивный механизм, трактуемый как следствие коллизии Индостана с Евразийской плитой [6, 7 и др.] или общепланетарных явлений [5 и др.]. Сторонники трансформной природы ЮЗ-фланга [3] при выборе энергетического источника отдают предпочтение активному механизму.

По мере получения комплекса новых данных по разломной тектонике, сейсмичности, сейсмической томографии, вулканизму, напряженному состоянию и современным движениям литосферы категоричность в предпочтительном выборе

активного механизма формирования для БРЗ и ее флангов, характерная для 70–80-х годов, все чаще оспаривалась сторонниками пассивного механизма. В последнее время многолетняя дискуссия между сторонниками моделей активного и пассивного рифтогенеза в приложении к БРЗ постепенно приходит к компромиссу, допуская их совместное действие [2, 8, 9 и др.].

Автором использовано физическое моделирование с целью экспериментальной проверки разных геодинамических моделей формирования ЮЗ-фланга, а также получения дополнительных аргументов для типизации по механизму формирования БРЗ в целом.

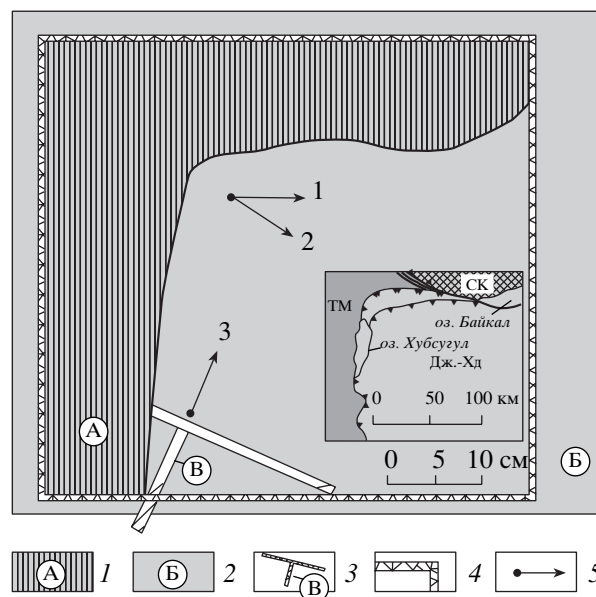


Рис. 1. Схема экспериментальной установки. На врезке показана схема размещения террейнов по [1] с упрощениями. СК – Сибирский кратон; ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинент; Дж.-Хд – Джидино-Хамардабанский террейн. 1–3 – штампы: неподвижный (1) и подвижные (2, 3); 4 – ограничивающая модель рама; 5 – направления перемещения штампов.

Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск

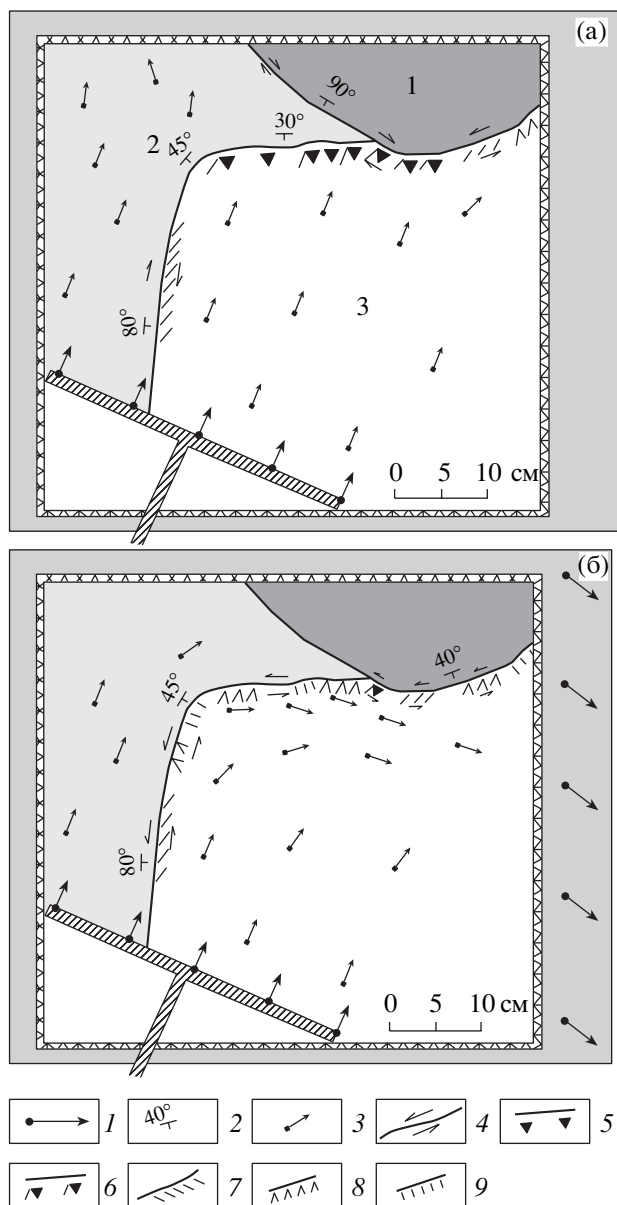


Рис. 2. Структурно-кинематические ситуации в модели при деформационном действии на нее: а – одного, удаленного пассивного энергетического источника, и б – двух, удаленного пассивного и местного активного энергетических источников. 1, 2, 3 – блоки модели, имитирующие Сибирский кратон, Монголо-Тувинский и Джидино-Хамардабанский террейны соответственно. 1 – направления перемещения штампов; 2 – угол падения плоскости шовной зоны; 3 – направление перемещения модельного материала; 4 – направление горизонтального смещения крыльев шовной зоны и новообразованных разрывов; 5–9 – кинематическая типизация шовных зон и новообразованных разрывов: 5 – надвиги и взбросы, 6 – взбросо-сдвиги, 7 – сдвиги, 8 – сбросо-сдвиги, 9 – сбросы.

Граничные условия экспериментов, определяющие подобие процесса в модели и в природном аналоге, выбирались в соответствии с уравнением подобия $\eta/\rho g L T = \text{const}$, где η – вязкость, ρ – плот-

ность, g – ускорение свободного падения, L – линейные размеры, T – время [10, 11]. При выбранных коэффициентах подобия линейных размеров и времени 1 мм на модели соответствовал 1 км в природном аналоге, а 1 мин опыта 1 млн. лет природного процесса.

На рис. 1 представлена схема использованной при моделировании экспериментальной установки. Модель размещалась на двух плоских штампах, один из которых был неподвижен (штамп А), другой (штамп Б) перемещался по горизонтали в направлении вектора 1 или 2 со скоростью 10^{-4} м/с и воспроизводил активный механизм рифтогенеза (рис. 1). Морфология границы между штампами А и Б повторяет морфологию осевой линии, проведенной по южной оконечности оз. Байкал, системе Тункинских впадин и оз. Хубсугул. С боковых сторон модель была ограничена квадратной рамой с горизонтальными размерами 0.7×0.7 м и высотой стенок 0.05 м. Для воспроизведения пассивного механизма рифтогенеза экспериментальная установка была снабжена дополнительным штампом (штамп В), перемещение которого в направлении вектора 3 с регулируемой скоростью имитировало в модели сжатие от Индостанской плиты.

В экспериментах в качестве модельного материала использованы водные пасты двух типов глин, обладающих упруговязкопластичными свойствами и проявляющих реологическое поведение, сходное с реологическим поведением литосферы при длительно развивающихся в ней тектонических процессах [11]. Структурно и реологически неоднородная модель включала в себя три блока, имитирующих Сибирскую платформу (блок 1), Монголо-Тувинский (блок 2) и Джидино-Хамардабанский (блок 3) террейны (рис. 2а). Первый блок готовился из пасты бурой глины, проявляющей при использованных в экспериментах скоростях деформирования вязкость 10^6 Па · с. Вторым блоком готовился из того же материала, но с уменьшенным примерно на один десятичный порядок значением вязкости. Материалом для третьего блока служила черная бентонитовая глина с вязкостью $\eta \sim 0.5 \cdot 10^5$ Па · с. С учетом представленных в работе [1] данных о характере сочленения Сибирской платформы и Монголо-Тувинского террейна с Джидино-Хамардабанским террейном в моделях границы между блоками задавались в виде полого падающих плоскостей, имитирующих древние сутуры (рис. 2а). В ходе экспериментов при перемещении штампов, имитирующих разные энергетические источники, в пределах этих границ возникали малые деформации, почти не изменяющие их конфигурации, но создающие характерные поля напряжений.

Проведено четыре серии экспериментов. В них последовательно воспроизводились процессы формирования ЮЗ-фланга БРЗ: 1) под действием толь-

ко активного механизма, при перемещении штампа В в направлении векторов 1 или 2 (модели “трансформного разлома” и “косого рифтинга”); 2) под действием только пассивного механизма при перемещении штампа В в направлении вектора 3 (модель “коллизии” Индостанской и Евроазиатской плит); 3) при совместном действии пассивного и активного механизмов (модель совместного действия моделей “коллизии” и “косого рифтинга”) (рис. 1, 2).

Проведенное моделирование показало, что структурно-кинематические ситуации, проявляющиеся в моделях первых двух серий экспериментов, далеки от таковых в природном аналоге. В экспериментах третьей серии только на ранних этапах деформирования структурно-кинематическая ситуация в модели имеет хорошее сходство с раннекайнозойской структурно-кинематической ситуацией ЮЗ-фланга БРЗ, когда активизировались надвиги широтного и близких к нему простираний (рис. 2а). Это обстоятельство было учтено при проведении четвертой серии экспериментов. В них после непродолжительного латерального сжатия модели штампом В в деформационный процесс включался штамп Б. Именно в этой серии экспериментов структурно-кинематические ситуации в модели и ЮЗ-фланге БРЗ обнаруживают наиболее полную степень подобия (рис. 2б). В результате кооперативного действия двух энергетических источников блок 3 испытывает вращательное движение по часовой стрелке, что обеспечивает развитие ЮЗ-фланга БРЗ в модельном варианте в виде сдвиговой зоны. При этом ее развитие может идти по типу транспрессии, если преобладают деформации, обусловленные пассивным энергетическим источником (сжатие по вектору 3), или по типу транстенсии, если доминирующая роль в деформационном процессе принадлежит активному энергетическому источнику (растяжение по вектору 2) (рис. 1). В экспериментах, выполненных при незначительной доминанте активного источника, ЮЗ-фланг в модели развивается в условиях транстенсии, а фиксируемая кинематическая схема движений крыльев шовных зон и блока 3 хорошо согласуется с сейсмологическими, структурно-геологическими и инструментальными данными [12].

Результаты проведенных экспериментов в совокупности с ранее опубликованными экспериментальными данными [14] позволяют сделать следующие выводы:

1. ЮЗ-фланг БРЗ имеет гетерогенную природу, обусловленную действием удаленного пассивного (Индостанской коллизии) и местного активного (подлитосферной мантийной конвекции) энергетических источников.

2. Активизация тектонических процессов в пределах ЮЗ-фланга связана с Индостанской коллизией, а его дальнейшее развитие представляет собой результат совместного действия Индостанской

коллизии и подлитосферной мантийной конвекции, при ведущей роли последней в генерации собственно рифтогенного процесса.

Полученные выводы корреспондируют с представлением акад. Ю.Г. Леонова о существенной роли пассивных энергетических источников в инициации и развитии рифтовых зон [7], а также с мнением акад. В.Е. Хаина о необходимости синтеза альтернативных моделей “мантийного диапира” и “коллизии Индостанской и Евроазиатской плит” при рассмотрении механизма формирования как всего Центрально-Азиатского пояса, так и отдельных его отрезков. По его мнению “... сочетание тангенциального сжатия и, как его следствие, разогрева нижней литосферы и соответственно подъема кровли астеносферы позволяет объяснить и явления рифтогенеза... в частности Байкальской рифтовой системы...” [15, стр. 8].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 03–05–65276, 04–05–64348).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Бараиш И.Г., Гелетий Н.К.* В кн.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 31–35.
2. *Logachev N.A., Zorin Yu.A.* // *Tectonophysics*. 1987. V. 143. P. 225–234.
3. *Шерман С.И., Леви К.Г.* // *ДАН*. 1977. Т. 233. № 2. С. 461–466.
4. *Chemenda A., Deverchere J., Calais E.* // *Tectonophysics*. 2002. V. 356. P. 253–273.
5. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
6. *Molnar P., Tapponier R.* // *Science*. 1975. V. 189. № 4201. P. 419–426.
7. *Леонов Ю.Г.* В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Науч. мир, 2002. С. 155–173.
8. *Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A.* // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1993. V. 181. 62 p.
9. *Логачев Н.А.* // *Физ. мезомеханика*. 1999. Т. 2. № 1/2. С. 163–170.
10. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
11. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 261 с.
12. *Саньков В.А., Леви К.Г., Лухнев А.В. и др.* В сб.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. М., 2002. Т. 2. С. 170–174.
13. *Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В.* // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21. № 1. С. 14–28.
14. *Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И.* // *ДАН*. 2000. Т. 373. № 3. С. 388–390.
15. *Хайн В.Е.* В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–8.