

УДК 551.24.02+551.24

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2000 г. Академик Н. А. Логачев, С. А. Борняков, С. И. Шерман

Поступило 10.01.2000 г.

Все многообразие континентальных рифтовых зон по механизму образования принято подразделять на активные и пассивные. Их принципиальное различие заключается в природе и местоположении энергетического источника, порождающего растяжение литосферы. Считается, что активный механизм реализуется при воздействии астеносферных конвекционных потоков на подошву литосферы непосредственно в месте локализации в ней рифтового процесса, тогда как за реализацию пассивного механизма рифтогенеза могут быть ответственны факторы воздействия на литосферу вне области рифтообразования.

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных различным аспектам рифтогенеза, к настоящему времени не определены критерии типизации рифтовых зон по механизму образования, что приводит к неоднозначной оценке генетической принадлежности даже хорошо изученных их аналогов. Не является исключением и Байкальская рифтовая зона (БРЗ). По представлению одних исследователей БРЗ развивается при ведущей роли конвекции в астеносфере и подкорových потоков [1–3 и др.], по убеждению других она имеет пассивную природу и является следствием коллизии Индостана с Евроазиатской плитой [4, 5 и др.]. На сегодняшний день ни первая, ни вторая точки зрения не имеют необходимой геолого-геофизической базы для однозначного решения этого вопроса. Отчасти такая информация может быть получена посредством физического моделирования процессов рифтообразования. В рамках рифтовой тематики к нему обращались многие исследователи. В приложении непосредственно к БРЗ известен единственный пример моделирования, выполненного И.В. Лучицким и П.М. Бондаренко более 30 лет назад и ориентированного на обоснование доминировавшей в то время концепции генетического единства сводо- и рифтообразования за счет разуплотнения подкоровой астенотинзы [6].

С целью получения дополнительных аргументов для типизации БРЗ по механизму образования авторами проведено моделирование процессов активного и пассивного рифтогенеза. В качестве модельного материала использована водная паста бурой глины, обладающая упруговязкопластичными свойствами. 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, Па · с; ρ – плотность, г/см³; g – ускорение свободного падения, г · см/с²; L – линейные размеры, см; T – время, с [7, 8 и др.].

Процессы пассивного и активного рифтогенеза моделировались в соответствии со схемами, представленными на рис. 1. В первом случае слой, имитирующий литосферу (А), размещался на менее вязком слое, имитирующем астеносферу (В) (рис. 1а). Деформация слоя А осуществлялась посредством перемещения штампа С с заданной скоростью. Во втором случае модель литосферы размещалась на жестком основании, перекрытом тонкой лентой из хлопчатобумажной ткани (рис. 1б, Е). Перемещение этой ленты имитировало односторонний конвекционный поток, контактирующий с подошвой литосферы и порождающий в ней растягивающие напряжения.

На рис. 2 приведены схемы, отражающие характерные структурные ситуации, возникающие

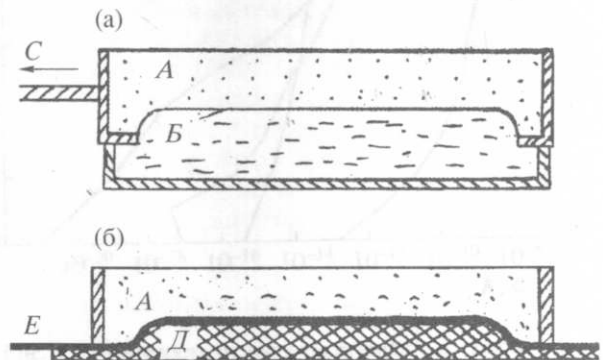


Рис. 1. Схемы моделирования пассивного (а) и активного (б) рифтогенеза.

Институт земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск

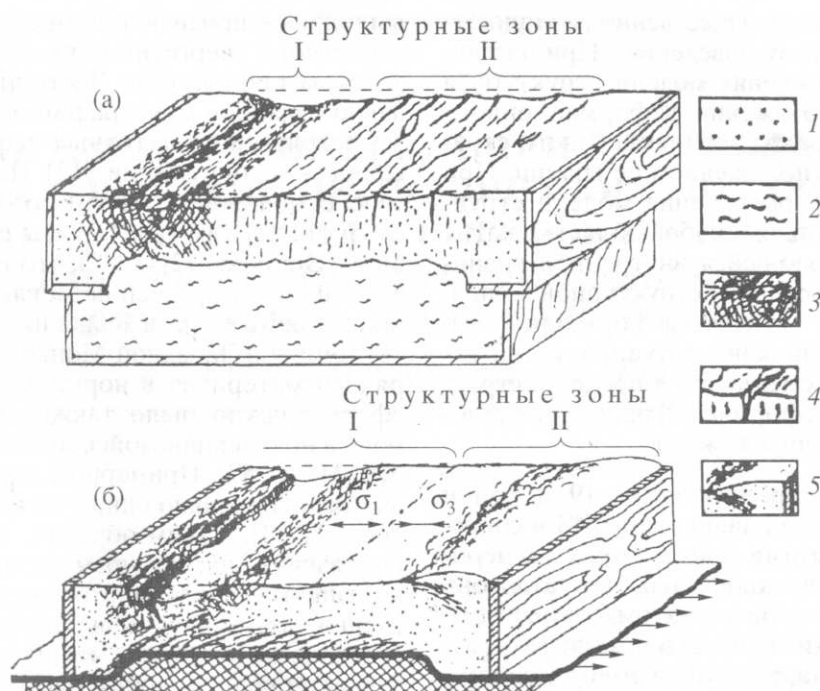


Рис. 2. Структурные ситуации в моделях при пассивном (а) и активном (б) механизмах рифтогенеза. 1 – слой, имитирующий литосферу; 2 – слой, имитирующий астеносферу; 3 – система листрических сбросов; 4 – трещины отрыва; 5 – надвиги и ориентировка векторов растяжения (σ_1) и сжатия (σ_3) в структурной зоне II.

в моделях при их деформации. Как видно из них, деструктивный процесс в виде последовательно формирования нескольких систем разрывов развивается в двух пространственно обособленных структурных зонах. В пределах первой из них, локализованной в модели в месте уменьшения ее толщины в процессе деформирования (зона I, рис. 2), формируется рифтовая структура в ее классическом виде, представленная тремя основными структурными элементами: центральным опущенным блоком и обрамляющими его деструктивными зонами. В строении деструктивных зон принимают участие несколько систем разрывов, однако основная структурообразующая роль при пассивном механизме растяжения принадлежит протяженным листрическим сбросам, а при его активном аналоге наряду с листрическими сбросами важную роль играют пологие срывы, возникающие за счет трения протяжной ленты E (рис. 1б) о подошву деформируемого слоя.

Принципиальное отличие деформационного поведения моделей в пределах структурной зоны I при выбранных двух способах силового воздействия заключается в том, что при активном механизме протяженные магистральные сбросы, как правило, формируются только в пределах одной деструктивной зоны, расположенной со стороны более толстой части модели. Таким образом, если пассивный механизм растяжения порождает

двухстороннюю более или менее симметричную рифтовую впадину, ограниченную с обоих бортов системами листрических сбросов, то при активном механизме растяжения такая впадина имеет отчетливо выраженную асимметрию, поскольку ограничена протяженными сбросами только с одной стороны (рис. 2б).

В процессе моделирования с моделями, деформированных при разных граничных условиях, снимались замеры ширины рифтовых структур M . Рассчитанные уравнения множественной корреляции по оценке параметров M для активного ($M_{\text{акт}}$) и пассивного ($M_{\text{пас}}$) рифтогенеза описываются уравнениями:

$$M_{\text{акт}} = 2.70H + 0.003 \lg \eta + 0.028 \lg v + 0.1537 \quad (1)$$

при $r = 0.9$,

$$M_{\text{пас}} = 2.33H + 0.002 \lg \eta + 0.068 \lg v + 0.41 \quad (2)$$

при $r = 0.5$, где H – толщина модели, м; η – вязкость, Па · с; v – скорость, м/с.

Из уравнений (1) и (2) виден вклад каждого из учтенных факторов: толщины модели, ее вязкости и скорости деформирования – в параметр M . Из них следует, что при одинаковых граничных условиях и времени деформирования активный рифтогенез способствует формированию на поверхности Земли относительно более широких рифтовых зон и их локальных структур.

Структурные зоны II существенно различаются по деформационному поведению. При пассивном механизме растяжения модели структурная зона II на всем протяжении деформационного процесса развивается как зона рассеянного спрединга с устойчивым положением ее границ. При активном механизме растяжения модели структурная зона II представляет собой область сжатия с мобильной, изменяющейся внутренней границей, мигрирующей в сторону структурной зоны I. В заключительные стадии деформационного процесса нередко возникают ситуации, когда эта внутренняя граница смещается в пределы структурной зоны I с трансформацией ранее существовавшего там растяжения в сжатие.

Известные геоморфологические [9 и др.] и геологические [1, 2, др.] данные по БРЗ в сопоставлении с результатами проведенных экспериментов позволяют предполагать, что эта зона рифтогенеза является результатом совместного действия пассивного и активного механизмов растяжения литосферы при ведущей роли то одного, то другого механизма. Не исключено, что рифтогенез в БРЗ стартовал при пассивном механизме растяжения, который обусловил первичное незначительное утонение литосферы на обширной территории и явился, в свою очередь, инициальным для последующей активизации процессов в астеносфере, которым, по крайней мере, с олигоцене принадлежит доминирующая роль. Последнее предположение подтверждается двумя обстоятельствами. Во-первых, строение БРЗ характеризуется отчетливо выраженной асимметрией [9], что присуще активному рифтогенезу в экспериментальных моделях. Во-вторых, область растяжения сменяется в пределах Забайкалья, в районе между п. Удунга и г. Кяхта, областью сжатия, чем наглядно демонстрируют последние результаты спутниковой геодезии [10]. Детальные сейсмологические исследования в Баргузинской впадине [11] показывают, что уже в районе северо-восточной части Икатского хребта субгоризонтальное ЮВ растяжение меняется на сжатие того же направления. Хотя данные спутниковой геодезии и механизмов очагов землетрясений относятся, строго говоря, к текущему моменту геодинамической активности Прибайкалья и Забайкалья, их допустимо экстраполировать и на отдаленное прошлое.

С ростом общей изученности структуры и геодинамики Центральной Азии на пространстве от БРЗ до Гималайского коллизионного фронта дискуссия о доминировании в формировании Байкальского рифта внешних или местных тектонических сил, начавшаяся более 20 лет назад [4, 1],

вылилась в признание взаимодействия внешнего и местного энергетических источников в кайнозойском рифтогенезе Восточной Сибири. В недавно изданной монографии о разрывах сильных землетрясений и активных деформациях в Монголии и ее окружении [12] П. Молнар выразил свое отношение к этой проблеме следующими словами: "Таким образом, мы согласны с Логачевым и Зориным [2] (1987), что только одна коллизия Индии с Евразией не могла быть ответственной за рифтогенез в Байкальском регионе или за тектонику в Западной Монголии. Вторжение горячего материала в нормально холодную литосферу должно было также сыграть ключевую роль в позднекайнозойской тектонике этой области" [12, с. 57]. Примерно такая же точка зрения высказана недавно одним из авторов данной статьи [13, 14]. Таким образом, два конкурировавших взгляда на механизм кайнозойского внутриконтинентального рифтогенеза сошлись на признании взаимодействия местных и удаленных силовых источников, что и подтверждают результаты выполненного нами физического моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Logachev N.A., Rogozhina V.A., Solonenko V.P., Zorin Yu.A. // Tecton. and Geophys. Continent. Rifts. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1978. V. 37. P. 49–62.
2. Logachev N.A., Zorin Yu.A. // Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 225–234.
3. Illies I.H. // Ibid. 1981. V. 73. P. 249–266.
4. Molnar P.; Tapponier R. // Science. 1975. V. 189. № 4201. P. 419–426.
5. Mohr P.A. Continental and Oceanic Rifts. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1982. P. 293–309.
6. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. // Геотектоника. 1967. № 2. С. 3–20.
7. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
8. Шерман С.И. // Геология и геофизика. 1984. № 3. С. 8–18.
9. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
10. San'kov V.A., Lévi K.G., Calais E. et al. // J. Earth. Predict. Res. 1998. V. 7. № 4. P. 443–458.
11. Гайский В.Н., Данцинг Л.Г. В кн.: Континентальный рифтогенез. М., 1977. С. 65–75.
12. Baljinyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A. // Geol. Soc. Amer. Mem. 1993. V. 181. 62 p.
13. Logachev N.A. // Elf Aquitaine Bull. 1993. V. 17. № 2. P. 353–370.
14. Логачев Н.А. // Физ. мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1/2. С. 163–170.