

## Глава 4

### ФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

#### 4.1. О ГЕТЕРОГЕННОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ\*

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 могут быть ответственны факторы воздействия на литосферу вне области рифтообразования.

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных различным аспектам рифтогенеза, к настоящему времени не определены структурные 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 — уникальный тектонотип кайнозойского внутриконтинентального рифтогенеза. Механизм ее формирования был и остается предметом многочисленных дискуссий. На протяжении нескольких десятилетий исследователями предлагались разные теоретические модели, содержание которых определялось уровнем фактологической базы и доминирующими геотектоническими гипотезами. С начала 1970-х гг. изучение БРЗ вышло на качественно новый уровень, чему способствовало, с одной стороны, бурное развитие идей новой глобальной тектоники, с другой — реализация серии международных и отечественных программ, посвященных рифтовой тематике. Широкомасштабные планомерные исследования, проведенные геологами и геофизиками из разных академических и ведомственных институтов, позволили расширить представления о глубинном строении БРЗ, ее сейсмичности, разломно-блоковой структуре и особенностях напряженного состояния, вулканизме, стратиграфии кайнозойских отложений во впадинах, геоморфологии. С момента открытия аномальной мантии под БРЗ в интерпретации механизма формирования этой зоны стали доминирующими две взаимоисключающие точки зрения. Согласно первой, источником рифтогенного растяжения является активный механизм, обусловленный растеканием аномальной мантии в юго-восточном направлении, тогда как вторая связывала природу этого растяжения с Индостанской кол-

\*В основе раздела лежит статья Н.А. Логачева, С.А. Борнякова и С.И. Шермана [2000].

лизией или планетарными пульсационными процессами и другими энергетическими источниками, находящимися за пределами зоны рифтогенеза. Со временем острота многолетней дискуссии между сторонниками двух подходов к трактовке механизма формирования БРЗ постепенно ослабевала, выходя на путь компромисса по мере совершенствования аппаратуры и методической базы исследований и получения новой геолого-геофизической информации. В настоящее время большинство исследователей, считая, что БРЗ формировалась под влиянием активного и пассивного механизмов, расходятся во взглядах на временную последовательность их действия и ведущую роль. По мнению одних, пассивный механизм являлся только стартовой первопричиной рифтогенного процесса, уступив впоследствии место активному, другие придерживаются противоположной точки зрения [Logachev, Zorin, 1987; Хаин, 1990; Леонов, 2001; Мац, Уфимцев, Мандельбаум, 2001; и др.]. Что касается динамики самого процесса формирования БРЗ, то общепринято его деление на две неравноценные по продолжительности, степени тектонической активности и структурообразующей роли стадии [Logachev, 1984]. Первая — стадия медленного рифтогенеза — продолжалась с раннего миоцена до конца среднего миоцена; при этом рифтовый процесс начался в Среднебайкальской впадине и постепенно распространялся от нее на юго-запад и северо-восток. Вторая — стадия быстрого рифтогенеза — начавшаяся около 8 млн л. н., продолжается в настоящее время. Имеющиеся на сегодняшний день геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что в пределах обеих стадий следует выделять этапы, отличающиеся по степени тектонической активности и типам напряженного состояния. Так, геохронологические оценки проявления кайнозойского вулканизма в разных частях БРЗ показывают пространственно-временную дискретность этого процесса, причем его активизация на юго-западном фланге нередко сопоставима по времени с усилением тектонических процессов в Тибетско-Гималайском сегменте зоны Индостанской коллизии, а на северо-восточном — с активизацией движений Тихоокеанской плиты. Подобная корреляция позволяет говорить о причинно-следственной взаимосвязи этих трех пространственно разобщенных процессов [Рассказов и др., 2000].

Структурно-геологические исследования, базирующиеся на серии тектонофизических методов, указывают на неоднократную смену напряженного состояния в пределах БРЗ начиная с позднего олигоцена. Опубликованные последние результаты стресс-анализа показывают, что оно менялось в разных сегментах БРЗ до семи раз [Delvaux et al., 1997; Парфеев и др., 2002].

Все вышеизложенное отражает общее состояние проблемы и свидетельствует о необходимости дальнейшего исследования механизма формирования БРЗ, который по-прежнему остается предметом дискуссии. На сегодняшний день ни одна из двух упоминавшихся выше основных точек зрения не имеет достаточной геолого-геофизической базы для однозначного обоснования. Отчасти дополнительные аргументы могут быть получены посредством физического моделирования процессов рифтообразования. В рамках рифтовой тематики к нему обращались многие отечественные и зарубежные исследователи. В приложении непосредственно к БРЗ извест-

ны три экспериментальные работы [Лучицкий, Бондаренко, 1967; Логачев, Борняков, Шерман, 2000].

С целью получения дополнительных аргументов для типизации БРЗ по механизму образования нами проведено физическое моделирование процессов активного и пассивного рифтогенеза. Оно выполнено с соблюдением условий подобия. Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия:

$$\eta/\rho gLT = \text{const}, \quad (4.1)$$

где  $\eta$  — вязкость, Па · с;  $\rho$  — плотность, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  — ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;  $L$  — линейные размеры, м;  $T$  — время, с.

Правомерность использования данного критерия-комплекса обоснована в серии работ [Гзовский, 1975; Шерман, 1984]. Уравнение (4.1) позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, средним значениям вязкости  $10^{21-23}$  Па · с, плотности  $2,7 \cdot 10^4$  н/м<sup>3</sup> и толщины слоя  $4 \cdot 10^4$  м земной коры и продолжительности формирования зоны крупного разлома 10—100 млн лет соответствуют средние значения вязкости  $10^{5-7}$  Па · с, плотности  $2,0 \cdot 10^4$  н/м<sup>3</sup>, толщины  $4 \cdot 10^{-2}$  м модели и продолжительности моделируемого процесса 10—100 мин. При использованных значениях параметров, определяющих подобие процессов разломообразования в природных и экспериментальных условиях, масштабные коэффициенты вязкости  $C_\eta$ , плотности  $C_\rho$ , линейных размеров  $C_L$  и времени  $C_T$  составляют  $\sim 10^{16}$ ,  $\sim 1$ ,  $\sim 10^6$ ,  $\sim 10^{11}$  соответственно. При полученных масштабных коэффициентах  $C_L$  и  $C_T$  1 мм в модели соответствует 1 км в ее природном аналоге, а 1 мин эксперимента эквивалентна 1 млн лет природного процесса.

В качестве модельного материала использована водная паста бурой глины, обладающая упруговязкопластичными свойствами. Правомерность ее использования для моделирования процессов разломообразования обоснована специальным комплексным исследованием [Семинский, 1986].

Процессы пассивного и активного рифтогенеза моделировались в соответствии со схемами, представленными на рис. 4.1. В первом случае слой, имитирующий литосферу ( $A$ ), размещался на менее вязком слое, имитирующем астеносферу ( $B$ ) (рис. 4.1,  $a$ ). Деформация слоя  $A$  осуществлялась посредством перемещения штампа  $B$  с заданной скоростью. Во втором случае модель литосферы размещалась на жестком основании ( $D$ ), перекрытом тонкой лентой ( $\Gamma$ ) из хлопчатобумажной ткани (рис. 4.1,  $b$ ). Перемеще-

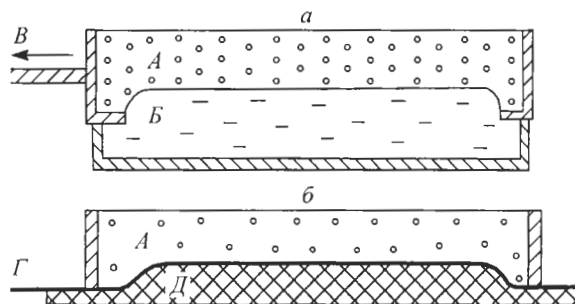


Рис. 4.1. Схемы моделирования пассивного ( $a$ ) и активного ( $b$ ) рифтогенеза. Усл. об. см. в тексте.

ние этой ленты имитировало односторонний конвекционный поток, контактирующий с подошвой литосферы и порождающий в ней растягивающие напряжения.

На рис. 4.2 приведены схемы, отражающие характерные структурные ситуации, возникающие в моделях при их деформации. Деструктивный процесс в виде последовательного формирования нескольких систем разрывов развивается в двух пространственно обособленных структурных зонах (рис. 4.2, I, II). В пределах первой, локализованной в модели в месте уменьшения ее толщины, образуется рифтовая структура в ее классическом виде, представленная тремя основными структурными элементами: центральным опущенным блоком и обрамляющими его деструктивными зонами. В строении последних принимают участие несколько систем разрывов, однако основная структурообразующая роль при пассивном механизме растяжения принадлежит протяженным листрическим сбросам, а при активном наряду с ними важную роль играют пологие срывы, возникающие в модели за счет трения движущейся ленты  $\Gamma$  (см. рис. 4.1, б) 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 двух-

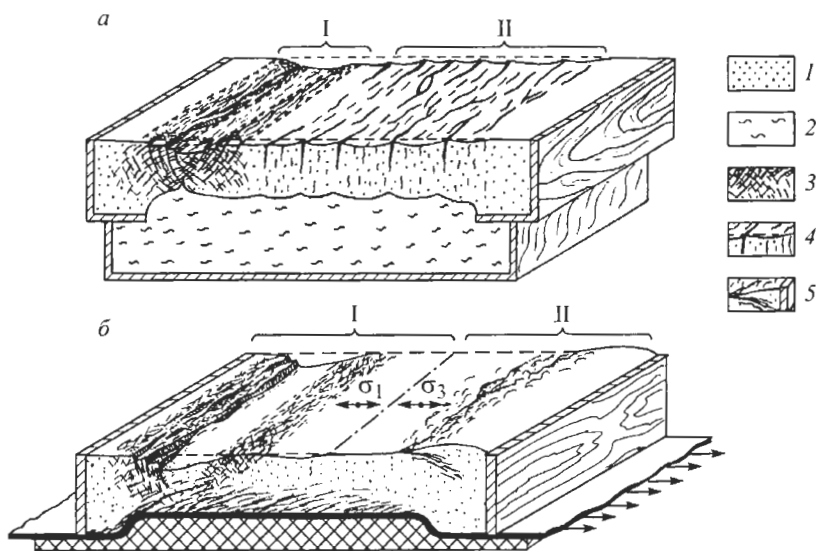


Рис. 4.2. Структурные ситуации в моделях при пассивном (а) и активном (б) механизмах рифтогенеза.

I, II — структурные зоны. 1 — слой, имитирующий литосферу; 2 — слой, имитирующий астеносферу; 3 — система листрических сбросов; 4 — зияющие отрывы и 5 — надвиги в структурных зонах II.  $\sigma_1$  — ось растяжения,  $\sigma_2$  — ось сжатия.

стороннюю более или менее симметричную рифтовую впадину, ограниченную с обоих бортов системами листрических сбросов, то при активном такая впадина имеет отчетливо выраженную асимметрию, поскольку ограничена протяженными сбросами только с одной стороны (см. рис. 4.2).

В процессе моделирования производились замеры ширины рифтовых структур, образующихся на моделях, деформированных при разных граничных условиях. Рассчитанные уравнения множественной корреляции по оценке этих параметров для активного ( $M_{\text{акт}}$ ) и пассивного ( $M_{\text{пас}}$ ) рифтогенеза описываются уравнениями

$$M_{\text{акт}} = 2,70H + 0,0031\lg \eta + 0,0281\lg V + 0,15 \quad \text{при } r = 0,9, \quad (4.2)$$

$$M_{\text{пас}} = 2,33H + 0,0021\lg \eta + 0,0681\lg V + 0,41 \quad \text{при } r = 0,5, \quad (4.3)$$

где  $H$  — толщина модели, м;  $\eta$  — вязкость, Па · с;  $V$  — скорость, м/с.

Из уравнений (4.2) и (4.3) 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.

Структурная зона II при пассивном механизме растяжения модели на всем протяжении деформационного процесса развивается как зона рассеянного спрединга с устойчивым положением ее границ, а при активном она представляет собой область сжатия с мобильной внутренней границей, смещающейся в сторону структурной зоны I, причем на заключительных стадиях деформационного процесса нередко возникают ситуации, когда эта граница оказывается в пределах структурной зоны I и происходит трансформация ранее существовавшего там растяжения в сжатие.

Известные геоморфологические [Флоренсов, 1960; и др.] и геологические [Logachev, Zorin, 1987; и др.] данные по БРЗ в сопоставлении с итогами 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. Вероятнее всего, рифтогенез здесь стартовал при пассивном механизме растяжения, который обусловил первичное незначительное утонение литосферы на обширной территории и последующую активизацию процессов в астеносфере, доминировавших, по крайней мере, в позднем кайнозое. Триггерная роль Индостанской коллизии по отношению к тектонической активности в БРЗ косвенно подтверждается геологическими данными. Так, установлено, что первоначальная активизация процессов в БРЗ происходила в обстановке сжатия в северо-северо-восточном направлении, обусловившего раннекайнозойские надвиги в Тункинских гольцах на юго-западном фланге и Посольский надвиг на юго-восточном борту Среднебайкальской впадины [Ружич, Шерман, Тарасевич, 1972].

В зоне Индостанской коллизии установлена неоднократная смена напряженного состояния в течение кайнозоя. Большинство исследователей считают, что до позднего миоцена в ее Тибетско-Гималайском сегменте ведущая роль принадлежала субмеридиональному сжатию. В позднем мио-

цене 15—10 млн л. н. произошла его смена на субширотное растяжение, просуществовавшее до 5—2,5 млн л. н. и вновь сменившееся на субмеридиональное сжатие. Примерно в это же время отсутствовало субширотное сжатие со стороны Тихоокеанской плиты. Вероятно, ослабление в указанном временном интервале влияния этих двух удаленных пассивных источников деформаций создало благоприятные условия для рифтогенных процессов в БРЗ за счет подлитосферного активного источника. Возобновление субмеридионального сжатия от Индостанской плиты и субширотного от Тихоокеанской позволяет констатировать, что в последние несколько миллионов лет БРЗ развивается как гетерогенная структура под результирующим влиянием конкурирующих между собой местного активного и удаленных пассивных механизмов.

Именно гетерогенная природа БРЗ обусловила наличие в ее строении широкого спектра структурных элементов, свойственных как пассивным, так и активным рифтам, что, в конечном счете, не позволяет однозначно типизировать ее по механизму образования. Тем не менее результаты проведенного экспериментального исследования дают основание говорить о ведущей роли активного механизма на современном этапе развития БРЗ. Это предположение подтверждается двумя обстоятельствами. Во-первых, строение БРЗ характеризуется отчетливо выраженной асимметрией [Флоренсов, 1960], что чаще соответствует активному рифтогенезу в экспериментальных моделях. Во-вторых, согласно последним данным спутниковой геодезии, область растяжения сменяется в пределах Забайкалья, в районе между пос. Удунга и г. Кяхта, зоной сжатия, и это также соотносится с результатами экспериментов. Аналогичная трансформация растяжения в сжатие установлена детальными сейсмологическими исследованиями в районе северо-восточной части Икатского хребта [Гайский, Данцинг, 1977]. Хотя данные спутниковой геодезии и информация о механизмах очагов землетрясений относятся, строго говоря, к текущему моменту геодинамической активности Прибайкалья и Забайкалья, их допустимо экстраполировать и на отдаленное прошлое.

Выводы о соотношении пассивного и активного механизмов в формировании БРЗ корреспондируют с представлением академика Ю.Г. Леонова о существенной роли пассивных энергетических источников в инициации рифтогенных процессов и развитии рифтовых зон [2001], а также с мнением академика В.Е. Хаина о необходимости синтеза альтернативных моделей «мантийного диапира» и «коллизии Индостанской и Евразийской 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...» [Хаин, 1990, с. 8].

С ростом общей изученности структуры и геодинамики Центральной Азии на пространстве от южного обрамления Сибирской платформы до Гималайского коллизионного фронта дискуссия о доминировании в формировании Байкальского рифта внешних или местных тектонических сил, начавшаяся более 20 лет назад [Logachev et al., 1978; Molnar, Tapponier, 1975], вылилась в признание взаимодействия внешнего и местного энерге-

тических источников в кайнозойском рифтогенезе Восточной Сибири. П. Молнар выразил свое отношение к этой проблеме следующими словами: «...мы согласны с Логачевым и Зориным [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» [Baljinniyam et al., 1993, p. 57]. Примерно такая же точка зрения высказана Н.А. Логачевым [Logachev, 1993]. Таким образом, два конкурировавших взгляда на механизм кайнозойского внутриконтинентального рифтогенеза сошлись на признании взаимодействия местных и удаленных силовых источников. Эту точку зрения подтверждают и развивают результаты выполненного нами физического моделирования.

#### **4.2. РОЛЬ ТЕМПЕРАТУРНОГО ФАКТОРА В ЭВОЛЮЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ)**

##### **4.2.1. Современные взгляды на источники и механизмы формирования Байкальской рифтовой зоны**

Как уже было сказано в предыдущем разделе особым предметом дискуссий о происхождении Байкальской рифтовой зоны (рис. 4.3) на протяжении многих лет являются вопросы об источнике и типе механизма рифтообразования (активный или пассивный) [Крылов, Мандельбаум, Мишенькин, 1981; Molnar, Tapponnier, 1975; Логачев, Борняков, Шерман, 2000; и др.]. В активной модели за первопричину принимается подъем астенолита и, как следствие, утонение коры, возникновение локальных растягивающих усилий и раскол коры с образованием рифтовых впадин, в пассивной — реализация растягивающих напряжений в коре, источник которых лежит далеко от места формирования рифтовых структур.

Сторонники активного рифтинга связывают происхождение БРЗ с подъемом разогретой мантии [Logachev, Florensov, 1978; Zorin, Rogozhina, 1978 и др.]. В пользу этой модели говорят результаты ГСЗ [Крылов и др., 1971] и интерпретации гравитационного поля [Зорин, 1977], согласно которым под корой БРЗ находится линза низкоскоростной аномальной мантии, имеющая пониженную плотность. Считается, что, достигнув определенной границы в литосфере, мантийный диапир «растекается» в горизонтальном направлении. Вязкое трение между растекающимся мантийным веществом и упругой литосферой вызывает движение ее блоков. Над восходящим потоком в литосфере создаются условия растяжения, которые и приводят к растяжению и утонению литосферы и синхронно протекающему комплексу геолого-геофизических процессов.

Согласно концепции пассивного рифтинга, БРЗ возникла вследствие столкновения Индии с Евразией [Molnar, Tapponnier, 1975; Zonenshain, Savostin, 1980]. В пользу этой концепции говорят отсутствие аномально высокого уровня регионального теплового потока и слабые проявления вулканизма в БРЗ [Lysak, 1992; Kiselev, Popov, 1992]. Однако ряд исследовате-