

УДК 550.341.2+551.241+539.3

## МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ДЕСТРУКЦИИ НА СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

С. И. Шерман, А. Н. Адамович, С. В. Иванова  
Институт земной коры СО РАН, Иркутск

*For a research of the stress-strained state and its modifications during evolution on dates on a depth structure, velocities of seismic waves and distribution of elastic parameters of a lithosphere the model of a vertical slit perpendicular of an extension of the Baikal rift zone is developed. Within the framework of a flat task thermoelastic stress-strained state a lithosphere with its structural – material by heterogeneity originating in an outcome of effect of temperature anomaly is appreciated. It is established that they result in magnification of vertical displacements of the horizontal boundaries and to further growth the same.*

**Введение.** Байкальская рифтовая зона (БРЗ) относится к областям внутриконтинентального рифтогенеза, выделяясь среди них исключительно высокой сейсмичностью. Для внутриконтинентальных рифтовых зон характерны такие черты, как уменьшение мощности земной коры; наличие основных и ультраосновных интрузий в земной коре под впадинами (для БРЗ их объем невелик); наличие аномальной по своим физическим свойствам мантии, являющейся источником базальтового расплава, избыточного количества тепла и механической энергии, необходимой для рифтообразования. Но, как отмечали Е. Е. Милановский, Н. А. Логачев и др. [1; 2], реальные рифтовые зоны наряду с общими чертами характеризуются весьма большим разнообразием структур, кинематики движений, вулканизма, истории развития, и поэтому глубинный механизм их формирования не мог быть одинаковым. Развитие континентальных рифтовых зон контролируется повышенным тепловым потоком (для БРЗ средний тепловой поток является умеренным и составляет  $75 \text{ мВт/м}^2$ ), подъемом глубинного вещества (по мнению Артюшкова Е. В. [3], на Байкале аномальная мантия не достигает подошвы коры, оставаясь на глубине 70 км) и горизонтальным растяжением. Однако для БРЗ до сих пор остаются дискуссионными вопросы об источнике и о типе механизма рифтообразования (активный, пассивный или смешанный) [4].

В некоторой степени приблизиться к решению этих вопросов позволяют результаты математического моделирования. В связи с этим ставилась задача оценить возможности первоначального теплового воздействия на литосферу для возбуждения ее инициального растяжения и последующего развития рифтовых структур. С этой целью создан ряд моделей для исследования напряженного состояния центральной части БРЗ. Численное моделирование выполнялось в рамках термоупругой задачи, отвечающей плоской деформации.

Ранее в работе [5] нами решалась задача для двухслойной среды, где верхний горизонтальный слой соответствовал земной коре с начальной мощностью 40 км, а нижний – слою литосферной мантии с мощностью 30 км. Такой выбор обусловлен тем, что процессы, происходящие в глубоких недрах Земли, находят свое отражение прежде всего в состоянии верхней мантии и, кроме того, данные сейсмических зондирований говорят о том, что именно 70-километровый слой литосферы является гравитационно нестабильным и, следовательно, обладает относительно высокой, по сравнению с другими слоями, тектонической активностью. В то же время, без наличия аномальных глубинных источников энергии или притока энергии извне, на подошве этого слоя отсутствуют вертикальные смещения. Подробное описание модели и ее параметры, а также анализ полученных результатов представлены в работе [5].

Отметим, что результаты моделирования инициальной стадии развития изучаемого региона показали, что температурная аномалия является следствием подъема разогретой мантии, может быть одним из определяющих факторов, инициирующих растяжение коры, и создает при этом условия для формирования новых геоструктур. Основными результатами явились следующие:

1) неоднородный процесс нагрева нижней границы приводит к образованию сложной, горизонтально слоистой по напряженному состоянию структуры верхней части литосферы и к поперечному ее изгибу; при этом высота образовавшегося сводового поднятия составляет около 450 м, а его ширина – более 200 км;

2) наблюдается уменьшение мощности земной коры;

3) в инициальную стадию развития на глубинах от 40 до 70 км возможно образование субвертикальной структурной неоднородности, которую мы интерпретируем как зарождающийся глубинный разлом, по которому возможно проникновение глубинного вещества в земную кору;

4) в вертикальном разрезе верхней части коры до глубины 15 км фиксируются знакопеременные главные напряжения  $\sigma_1$ , при этом величина растягивающих напряжений достаточна для начала процессов разрушения земной коры, которые могут проявиться в виде образования трещин, разрывов, брекчирования пород и т. п.

Таким образом, результаты проведенного ранее моделирования показали, что на инициальной стадии деформирования региона на поверхности нашли отражение процессы, связанные с подъемом высокотемпературной аномальной мантии. Деформации литосферы на этой стадии выразились преимущественно в виде вертикальных движений и формировании сводового поднятия, связанных с поперечным изгибом. В это же время в верхней части земной коры проявились и горизонтальные растягивающие напряжения, вызывающие деструкцию земной коры. Кроме того, создаются условия для возникновения в мантийной части литосферы деструктивной геологической структуры, являющейся зоной для проникновения глубинного вещества и тепла. Следовательно, начальная стадия формирования БРЗ связана с активным механизмом рифтогенеза.

**Модель и граничные условия.** Предлагаемая модель продолжает исследование условий развития основных рифтовых структур. Региональный профиль, выбранный для моделирования и обобщенный вертикальный разрез данного профиля представлены на рис. 1, а, б.

Несомненно, что в ходе эволюции под воздействием различных факторов происходит изменение свойств горных пород, слагающих литосферу. Поэтому при моделировании были приняты параметры земной коры и мантийной части литосферы, исходя из современных данных о скоростях распространения сейсмических волн [6; 7]. Эти изменения, как показали проведенные расчеты, принципиально не меняют картину напряженно-деформированного состояния инициальной стадии рифтогенеза.

Области структурно-вещественных неоднородностей в литосферной мантии и верхней части земной коры, возникающие на инициальной стадии, были отражены в модели как тела, имеющие другие физико-механические свойства. Расчетная область и сетка конечных элементов, где выделены области структурно-вещественных неоднородностей, и распределение температуры по вертикальному разрезу, полученное для инициальной стадии развития и согласуемое с данными на границе Мохо [8], показаны на рис. 1, в, г. физические параметры для модели представлены в таблице.

Для анализа деструкции в условиях высоких давлений применялся критерий Кулона-Мора, имеющий вид

$$\tau \leq c \cdot \cos \varphi + \frac{|\sigma_1 + \sigma_3|}{2} \cdot \sin \varphi,$$

где  $\tau$  – максимальные касательные напряжения;  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  – соответственно максимальные и минимальные главные напряжения;  $c$  – прочность сцепления горных пород,  $\varphi$  – угол внутреннего трения.

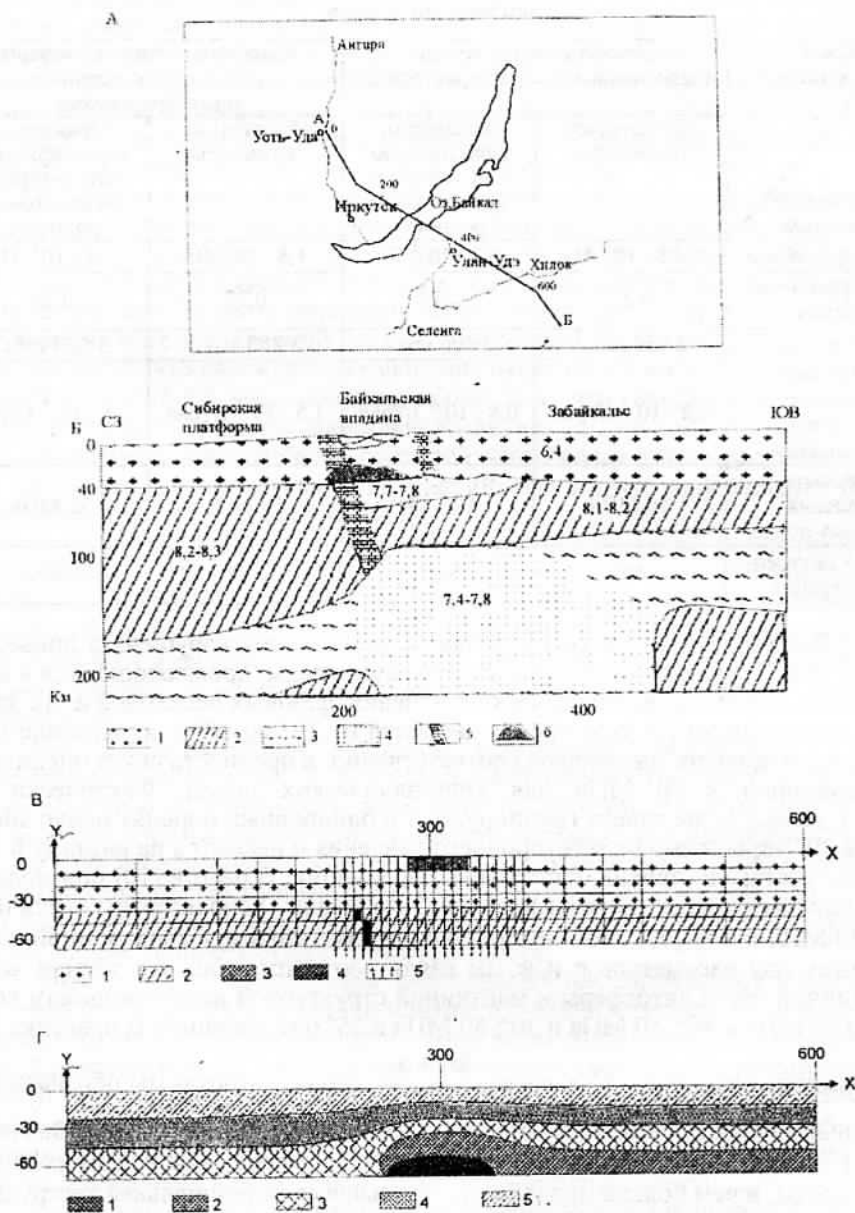


Рис. 1. Расположение разреза через Байкальскую рифтовую зону, ее структура и распределение температур в модели: а – схема расположения профиля А–Б; б – схема строения литосферы и астеносферы по профилю А–Б по данным глубинного сейсмического зондирования и телесеизмическим данным [по [6]]: 1 – кора; 2 – мантийная литосфера и подастеносферный слой; 3 – нормальная астеносфера; 4 – область пониженных скоростей продольных волн; 5 – крупные разломы; 6 – нижняя кора под Байкалом, возможно претерпевшая фазовое превращение в плотные гранатовые гранулиты; цифрами обозначены скорости преломленных продольных сейсмических волн; в – модель структуры литосферы и сетка конечных элементов: 1 – земная кора; 2 – слой литосферной мантии; 3 – структурная неоднородность в верхней части земной коры; 4 – структурная неоднородность в мантийной части литосферы; 5 – силы, определяющие воздействие нижних слоев мантии; г – распределение температур по вертикальному разрезу в модели: 1–5 – области градиент температур: 1 – 1300...1056; 2 – 1055...731; 3 – 730...488; 4 – 487...244; 5 – 243...0 °С

Физические параметры земной коры и верхней мантии, принятые для моделирования

Слой литосферы	Земная кора и участки с измененными характеристиками		Мантийная часть литосферы и участки с измененными характеристиками	
	обобщенные параметры	параметры, характеризующие внутреннюю неоднородность	обобщенные параметры	параметры, характеризующие внутреннюю неоднородность
Модуль Юнга	$0,85 \cdot 10^{11}$ Па	$0,8 \cdot 10^{11}$ Па	$1,8 \cdot 10^{11}$ Па	$1,4 \cdot 10^{11}$ Па
Коэффициент Пуассона	0,25	0,24	0,27	0,28
Плотность	2 750 кг/м <sup>3</sup>	2 600 кг/м <sup>3</sup>	3 250 кг/м <sup>3</sup>	3 000 кг/м <sup>3</sup>
Линейный коэффициент теплового расширения	$0,8 \cdot 10^{-5}$ 1/град	$0,8 \cdot 10^{-5}$ 1/град	$1,5 \cdot 10^{-5}$ 1/град	$1,5 \cdot 10^{-5}$ 1/град
Прочность сцепления горных пород	40 МПа	40 МПа	50 МПа	50 МПа
Угол внутреннего трения	40°	40°	30°	25°

Для геологической среды условия, отвечающие нарушению приведенного неравенства, соответствуют разрушению среды, проявляющемуся в виде разрывов сплошности, пластического течения, фазовых переходов и пр. Заметим, что согласно [9] угол трения меняется от 10° до 60° для умеренно пластичных и хрупких материалов соответственно, а прочность связи оценивается примерно в 50 МПа для кристаллических пород. Фактически же наблюдаемые углы сдвига группируются в однородных породах около значений в 30° независимо от всестороннего давления и несмотря на разницу в текстурах, составе и степени постоянной деформации. В работе [10] при моделировании механизма образования грабена были использованы величины  $c = 40$  МПа и  $\varphi = 40,4^\circ$ , соответствующие «базальтовому» слою земной коры. Поэтому для параметров  $c$  и  $\varphi$  мы взяли соответственно для земной коры, мантийной части литосферы и мантийной структурной неоднородности величины 40 МПа и 40°; 50 МПа и 30°; 50 МПа и 25° (см. таблицу). В практике [10]

используется величина  $\tau / (c \cdot \cos \varphi + \frac{|\sigma_1 + \sigma_3|}{2} \cdot \sin \varphi)$ , которую мы обозначили  $\chi$

и условно назвали степенью относительной деструкции литосферы. Значение  $\chi = 1$  соответствует условию предельного равновесия (или началу разрушения) среды, и чем больше значение  $\chi$ , тем выше ее потенциальная деструкция. Однако при анализе степени деструкции не следует сравнивать значения, полученные для удаленных друг от друга глубинных уровней, так как параметры, определяющие эту величину, не учитывают специфику вариаций значений  $c$  и  $\varphi$  с глубиной и носят обобщенный характер. Кроме того, при анализе деструкции верхнего слоя коры должны привлекаться другие критерии хрупкого разрушения среды, более подходящие для описания разрывообразования в условиях растягивающих напряжений. Поэтому расчеты проводились для глубин, расположенных ниже 10 км.

Предварительные расчеты показали, что появление неоднородностей приводит к неустойчивости положения нижней границы расчетной области. В связи с этим на части нижней границы были заданы силы, определяющие воздействие нижних слоев мантии до введения структурных неоднородностей (рис. 1, в). На северо-западной и юго-восточной границах задавалось отсутствие горизонтальных смещений. Тем самым на данном этапе не учитывались удаленные внешние воздействия на регион, характерные для пассивного рифтогенеза.

**Результаты моделирования.** Разработанная для стадии зарождения основных рифтовых структур численная модель показала, что введенные элементы вносят изменения в напряженно-деформированное состояние литосферы. Схема деформированной модели, включающей структурные неоднородности, представлена на рис. 2, а. Для удобства восприятия деформационная картина представлена таким образом, что величина максимальных смещений составляет 4 % от длины расчетной области.

Анализ результатов моделирования проводился путем сравнения моделей со структурными неоднородностями и без них. Структурные неоднородности приводят к тому, что в центральной части увеличивается величина вертикальных смещений границы Мохо и земной поверхности, что привело к увеличению высоты ранее образовавшегося свода (рис. 2, б). Мощность земной коры на рассматриваемой стадии практически не изменилась (рис. 2, в). Заметим также, что наблюдается смещение вверх подошвы литосферы, прилегающей к мантийной неоднородности (рис. 2, а), что говорит о возможности поступления сюда вещества аномальной мантии.

В центральной, наиболее поднятой части свода увеличиваются значения максимальных растягивающих напряжений  $\sigma_1$ , что способствует более интенсивной деструкции этой области.

В целом сохраняется картина горизонтально слоистой по напряженному состоянию литосферы. Однако структурные неоднородности приводят к изменению напряженного состояния на локальном уровне. Так, например, слева на глубинах от 20 до 30 км наблюдается переориентация осей главных напряжений  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  (рис. 2, г, д), т. е. происходит смена типа поля напряжений, что должно отразиться на формировании соответствующих структур в данной области.

Результаты расчетов с использованием критерия разрушения Кулона-Мора представлены на рис. 3, а, б. Здесь необходимо отметить прежде всего горизонтальную слоистость литосферы по степени ее деструкции и возможность образования ослабленных (деструктивных) зон в центральной части разреза. Для периферийных областей на глубинах от 20 до 30 км фиксируются слои, наименее подверженные деструкции. Это согласуется с тем, что Сибирская платформа практически асейсмична, а в Забайкалье, за пределами рифтовой зоны, сейсмичность существенно снижается.

Возникновение структурных неоднородностей, являющееся следствием разогрева при подъеме аномальной мантии, изменило характер деструкции центральной части. Так, в верхней части земной коры область разрушения увеличилась. Для нижней части коры (слева) фиксируется увеличение степени относительной деструкции, а значит, создаются условия для миграции расплавленного вещества или флюидов через субвертикальную область. Для мантийной части увеличилась область повышенных значений относительной деструкции, что говорит о тенденции к разрастанию мантийной неоднородности.

Применение критерия разрушения Кулона-Мора для правой части центральной области показало, что на глубинах 40...60 км также возможно возникновение мантийной структурной неоднородности, имеющей тенденцию к разрастанию в горизонтальном направлении (рис. 3, а, б). Кроме того, в центральной части разреза создаются условия для максимальной деструкции литосферы.

**Выводы.** Результаты проведенного моделирования показали, что на стадии развития основных рифтовых структур происходит рост вертикальных смещений горизонтальных границ в центральной части разреза и дальнейший рост сводового поднятия (до 500 м) с относительно крутым и четко выраженным северо-западным бортом и менее определенным юго-восточным, при этом изменений мощности земной коры фактически не происходит. Наличие структурных неоднородностей в литосфере усложняет картину распределения напряжений. Результатом изменения напряженного состояния является образование субвертикальной области в нижней части коры и увеличение мантийной неоднородности, что способствует миграции расплавленного вещества или флюидов.

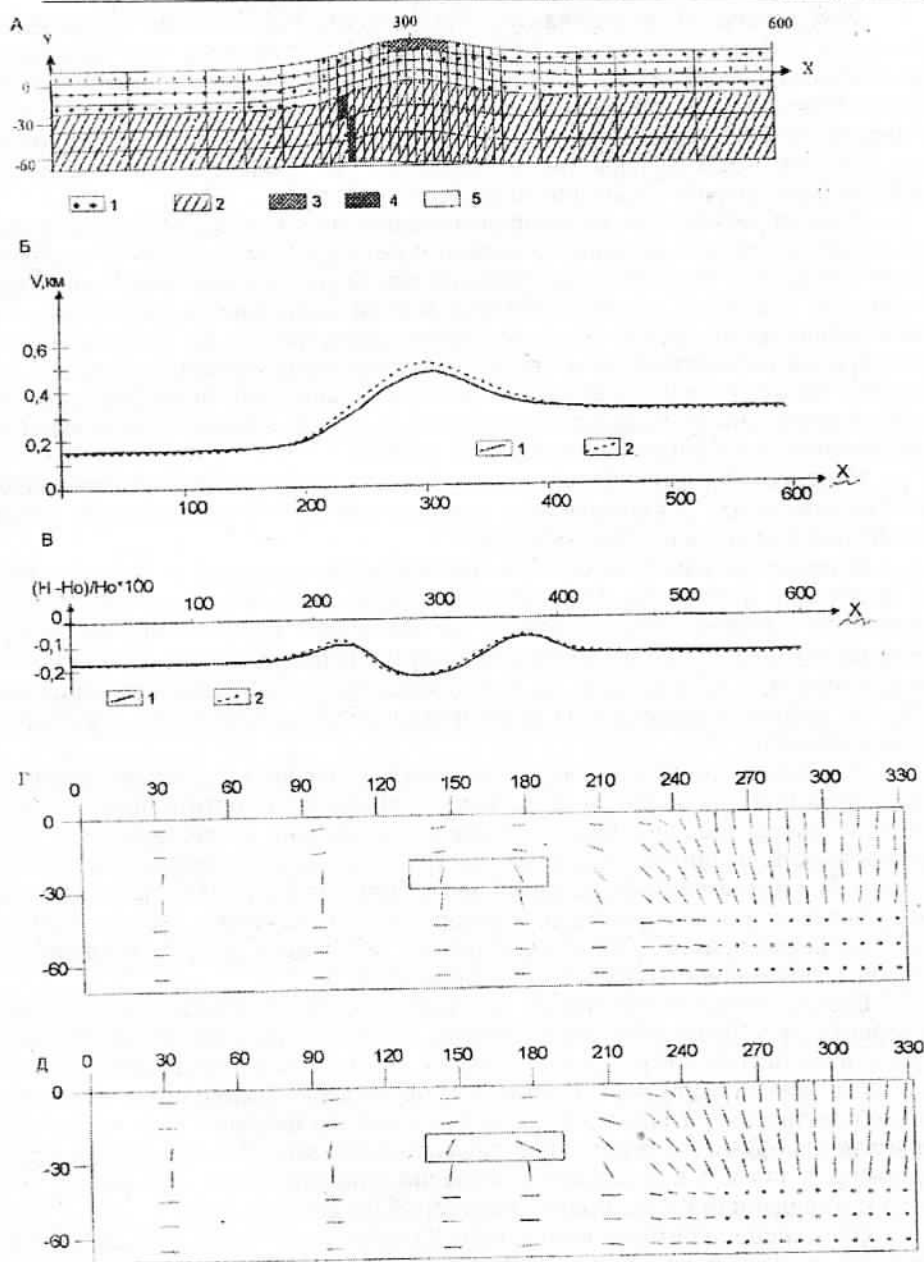


Рис. 2. Характеристики моделей БРЗ: а – деформированная сетка конечных элементов для модели, содержащей структурные неоднородности: 1 – земная кора; 2 – слой литосферной мантии; 3 – структурная неоднородность в верхней части земной коры; 4 – структурная неоднородность в мантийной части литосферы; 5 – область возможного проникновения аномальной мантии; б – вертикальные смещения поверхности земной коры: кривая 1 – для модели без структурных неоднородностей; 2 – для модели, содержащей структурные неоднородности; в – относительное изменение мощности земной коры в моделях; в – мощность коры при воздействии тепловой аномалии; 1 – для модели без структурных неоднородностей; 2 – для модели, содержащей структурные неоднородности. Ориентация минимальных главных напряжений ( $\sigma_3$ ) (прямоугольниками выделены участки, где наблюдается переориентация осей главных напряжений); г – для модели без структурных неоднородностей; д – для модели, содержащей структурные неоднородности

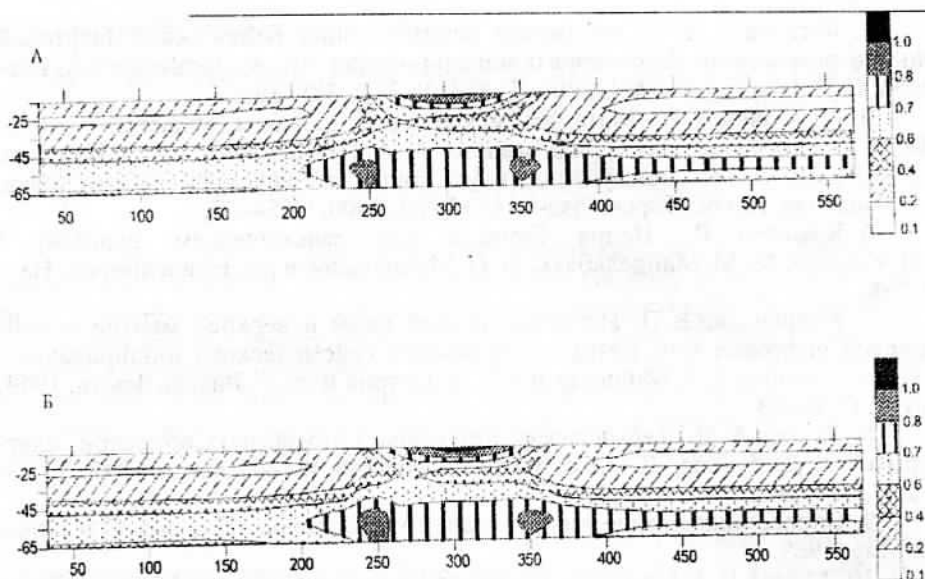


Рис. 3. Степень относительной деструкции литосферы (области одинаковых значений  $\chi$ , согласно приведенной справа шкале): а – для модели без структурных неоднородностей; б – для модели, содержащей структурные неоднородности

Введение величины  $\chi$  позволило выявить не только горизонтальную расслоенность литосферы по степени ее деструкции, но и особенности эволюции напряженно-деформированного состояния литосферы, связанные с формированием структурных неоднородностей. Они впоследствии приведут к развитию субвертикальной деструктивной зоны литосферы в центральной части.

Таким образом, результаты моделирования показали, что первые стадии рифтогенеза в БРЗ непосредственно могут быть связаны с температурной аномалией. Именно она привела к возникновению горизонтальных растягивающих напряжений в верхней части земной коры и процессов деструкции в литосфере. Это начало активной стадии рифтогенеза. Однако для дальнейшего развития рифтовых структур наблюдаемых изменений явно недостаточно. По-видимому, последующая эволюция БРЗ может быть связана с уплотнением основных пород в коре в результате миграции флюида вдоль разломной зоны; дополнительным разогревом канала теплопереноса; давлением, оказываемым снизу аномальной областью на вышележащие слои и, наконец, с наличием дополнительного источника растяжения непосредственно в литосфере (пассивный механизм). Последнее, скорее всего, отражает современную стадию развития.

Продолжение работ аналогичного типа позволит определить, что же именно могло привести к дальнейшему развитию главных рифтогенных структур БРЗ – разломов и впадин и их сейсмичности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 00-15-98574, 01-05-97226 и интеграционных проектов ИГСО-77 и ИГ СО РАН- 27.

#### Библиографический список

1. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
2. Логачев Н. А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1–2. С. 163–170.
3. Артюшков Е. В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993.

4. Логачев Н. А. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования / Н. А. Логачев, С. А. Борняков, С. И. Шерман // ДАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 388–390.
5. Адамович А. Н. Математическое моделирование областей концентрации напряжений при рифтогенезе / А. Н. Адамович, С. В. Иванова, С. И. Шерман // Тез. международ. науч. конф., посвященной памяти проф. О. В. Павлова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. С. 54–55.
6. Крылов С. В. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / С. В. Крылов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенькин и др. Новосибирск: Наука, 1981.
7. Мишенькин Б. П. Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования / Б. П. Мишенькин, З. Р. Мишенькина, Г. В. Петрик и др. // Физика Земли. 1999, № 7–8. С. 74–93.
8. Дучков А. Д. Термическая структура литосферы Сибирской платформы / А. Д. Дучков, Л. С. Соколова // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.
9. Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969.
10. Melosh H. J. Mechanics of Graben Formation in Crustal Rocks: A Finite Element Analysis / H. J. Melosh, C. A. Williams // J. Geophys. Res., 1989. Vol. 94. P. 13; 961–13; 973.