

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834:539.374:551.14(571.53+571.54)

СТРУКТУРА И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ
ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ В МОДЕЛИ
ГРАВИТАЦИОННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ

С.В. Гольдин, В.Д. Суворов, П.В. Макаров*, Ю.П. Стефанов*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

* *Институт физики прочности и материаловедения СО РАН, 634021, Томск, просп. Академический, 2/1, Россия*

В упругохрупкопластическом приближении проведено численное двумерное моделирование напряженно-деформированного состояния предварительно недеформированной, но напряженной под действием силы тяжести литосферы. Используются согласованные сейсмические и плотностные разрезы литосферы до глубины 80 км по профилям ГСЗ вкост Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Уда—п. Хилок) и вдоль ее северо-восточного фланга (п. Усть-Кут—г. Нижнеангарск—п. Чара). Источником гравитационной неустойчивости является область аномальной мантии и глубокая (до 10—12 км) впадина Байкальского рифта с пониженными упругими модулями и плотностью.

Оценены необходимые изменения сдвиговой прочности и угла внутреннего трения с глубиной, при которых характер деформаций в верхней коре близок к распределению сейсмических, плотностных характеристик коры и к ряду наблюдаемых приповерхностных геологических и структурно-тектонических особенностей кайнозойского возраста. Наиболее контрастные аномалии напряженно-деформированного состояния локализуются в зонах наибольших изменений плотности и проявляются в аномалиях горизонтальной компоненты напряжений до 0,15 ГПа. Интенсивность деформаций в коре и вдоль границы Мохо достигает 10—15 %. Предполагается значительный вклад гравитационной неустойчивости в деформирование литосферы и эволюцию рифтовой зоны.

Литосфера, сейсмические скорости, плотность, гравитационная неустойчивость, упругохрупкопластические деформации, Байкальская рифтовая зона.

AN INSTABILITY GRAVITY MODEL FOR THE STRUCTURE
AND STRESS-STRAIN STATE OF LITHOSPHERE IN THE BAIKAL RIFT

S.V. Gol'din, V.D. Suvorov, P.V. Makarov, and Yu.P. Stefanov

The stress-strain state of undeformed but gravity-strained lithosphere is simulated in a 2D numerical model in the elastic-brittle-plastic approximation using combined seismic and density cross sections to depths of 80 km. The cross sections follow DSS profiles across the Baikal rift (Ust'-Uda-Khilok) and along the northeastern flank of the rift system (Ust'-Kut-Nizhneangarsk-Chara). Gravity instability is produced by a zone of anomalous mantle and the 10–12 km deep Baikal basin, which have low elastic moduli and density.

We estimated the depth-dependent variations in shear strength and internal friction angle required for strain in the upper crust to fit the crustal density and velocity distributions and the observed Cenozoic shallow geological and tectonic structures. The greatest stress-strain contrasts are attributed to zones of most prominent density contrasts and show up in the horizontal stress component to 0.15 GPa. Relative strain in the crust and at the Moho reaches 10–15 %. Gravity instability may have contributed significantly to lithospheric deformation and rift evolution.

Lithosphere, seismic velocities, density, gravity instability, elastic-brittle-plastic strain, Baikal rift

ВВЕДЕНИЕ

Геодинамическое состояние и эволюция литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) рассмотрены во множестве работ. Обсуждаются две главные проблемы: является ли этот рифт изолированной структурой (активный рифтинг) [1—3] или это часть мировой системы рифтов и его возникновение и эволюция обусловлены взаимодействием литосферных плит Северной Евразии (пассивный рифтинг) [4—9]. В ряде работ анализируется модель совместного действия плюма и плитовых взаимодействий [2, 3, 10]. Оригинальная модель формирования рифта за счет коромантийного взаимодействия рассмотрена в [11], где приведены данные о том, что Байкальский рифт больше соответствует грабену, чем структуре растяжения.

Рассматривается локальная модель эволюции рифтовой зоны, обусловленной гравитационной неустойчивостью за счет подкорового астеносферного выступа с относительно пониженной плотностью, выделенного по сейсмическим данным [12, 13], и глубокой впадины под оз. Байкал. Анализируется роль выделяемых плотностных аномалий в земной коре и верхах мантии, согласованных с сейсмическими данными и гравитационным полем. По результатам численных экспериментов в упругохрупкопластическом приближении подобраны реологические параметры земной коры (сдвиговая прочность, угол внутреннего трения и коэффициент дилатансии), при которых возможна деформация литосферы. В качестве критериев выбора значений реологических параметров использованы близость структур деформации к наблюдаемым сейсмическим и геологическим характеристикам земной коры и верхов мантии (сводное поднятие земной поверхности, рельеф поверхности Мохо, форма астеносферного выступа, соответствие кайнозойских приповерхностных геологических структур характеру распределения деформаций в верхней коре и соответствие последних локальным аномалиям плотности). Использованы сейсмические данные по двум профилям ГСЗ, один из которых пересекает юго-западную часть рифтовой зоны [12], а второй располагается вдоль ее северо-восточного фланга [13—15]. Использованы сведения об изменении упругих модулей сжатия и сдвига с глубиной из работы [13].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Как известно, БРЗ располагается в краевой части Сибирского кратона и является наложенной структурой на коллаж более древних разновозрастных микроконтинентов и террейнов Забайкальской складчатой области (рис. 1) [16, 17]. Ее границы в подавляющей своей части являются секущими по отношению к докайнозойским структурам. И только северо-западный борт, прилегающий непосредственно к берегу оз. Байкал, соответствует юго-восточному краю Сибирской платформы. Северо-восточный фланг зоны расположен в пределах Баргузинского микроконтинента и протягивается далее на восток в пределы Алдано-Станового кратона вплоть до р. Олекма. Судя по сейсмологическим данным, в этом районе располагается северо-восточное ограничение области с аномально пониженной скоростью на границе Мохо [18]. Юго-восточная граница рифтовой зоны на небольшом участке соответствует зоне сочленения между Еравнинским террейном и Баргузинским микроконтинентом, который она пересекает в направлении на юго-запад. Здесь БРЗ, по геологическим данным [17], значительно сужается (область аномальной мантии здесь много шире [19]), пересекает Хамар-Дабанский и Джидинский террейны и уходит в мало изученную геофизическими методами область Монголии, где теряет отчетливые приповерхностные геологические признаки. Выделяется ряд коллизионных комплексов, приуроченных непосредственно к Байкальскому рифту [16].

СЕЙСМОПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ

Сейсмоплотностная модель земной коры и верхов мантии по профилю п. Усть-Уда—п. Хилок, пересекающему юго-западную часть рифтовой зоны (см. рис. 1), представлена на рис. 2. В сейсмическом разрезе главными элементами являются область пониженной до 7,7—7,8 км/с скорости, выделяемой на фоне 8,1—8,2 км/с [12, 13] и глубокая до 10—12 км впадина под оз. Байкал, заполненная низкоскоростными осадочными отложениями не только кайнозойского, но мезозойского и, возможно, палеозойского возрастов [20, 21]. В земной коре наблюдается ряд локальных аномалий скорости. Общей особенностью является уменьшение скорости в коре Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья, выражающееся в погружении изолиний

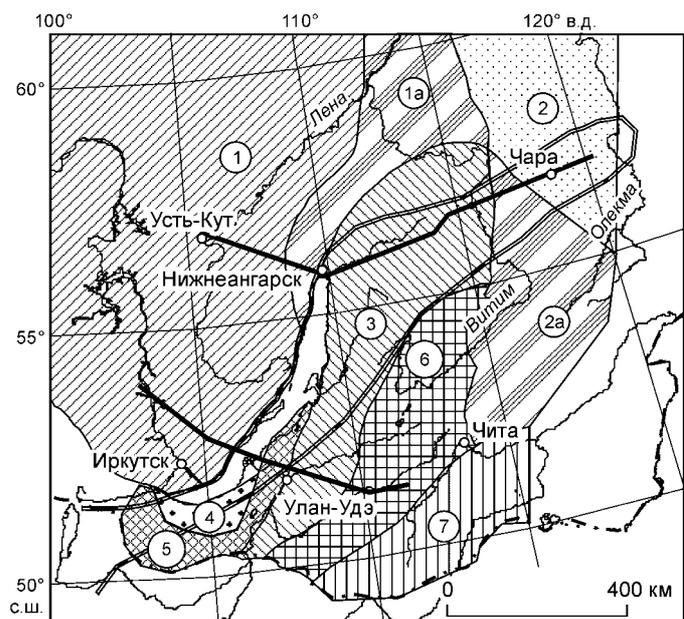


Рис. 1. Схема палеотектонического районирования восточного сегмента Палеоазиатского океана [16].

Сибирский (1) и Алдано-Становой (2) стабильные кратоны и активизированные (1а, 2а) в палеозое; Баргузинский (3) микроконтинент; террейны: позднедевонский Хамар-Дабанский (4), раннепалеозойские Джидинский (5) и Еравнинский (6), среднепалеозойский Ханга-Хэнтэйский (7). Положение профилей показано ломаной линией, контур рифтовой зоны — двойная линия, по [17].

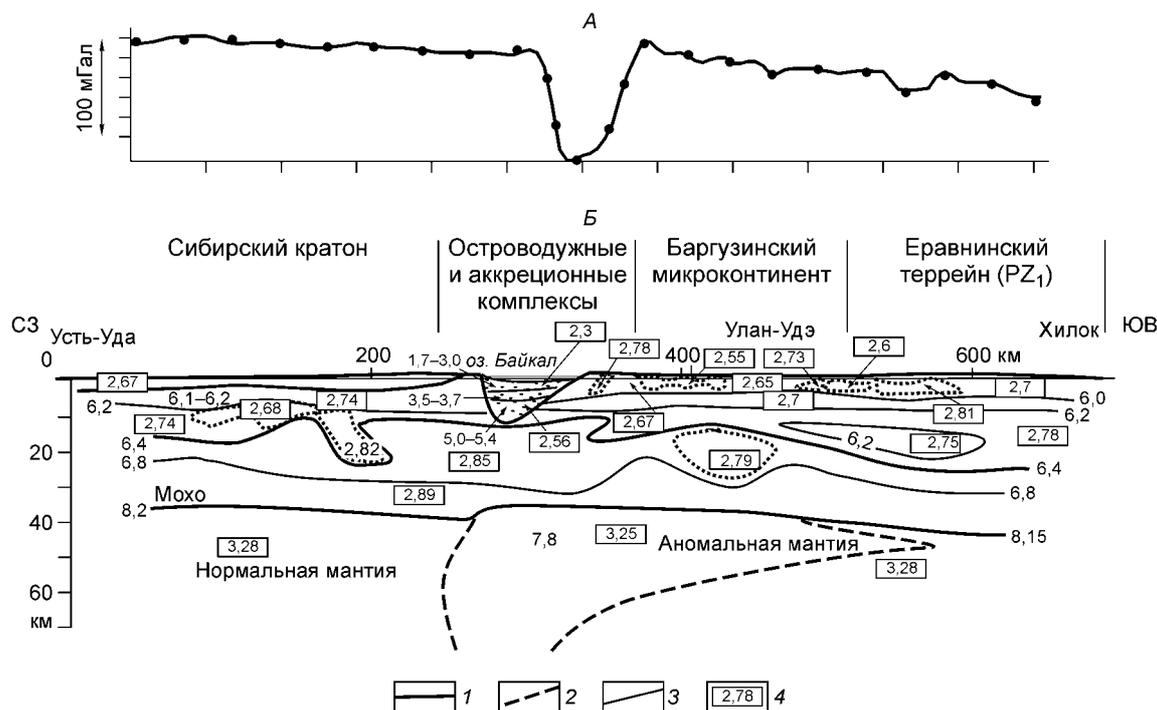


Рис. 2. *А* — графики гравитационного поля (наблюдаемый — линия, рассчитанный — точки); *Б* — сводный сейсмический разрез литосферы вкост юго-западного фланга БФЗ, по данным [13] с дополнениями.

1 — сейсмические границы, 2 — контур астеносферного выступа, 3 — изолинии скорости (км/с), 4 — плотность (г/см³), соответствующая областям, ограниченным изолиниями скорости. Пунктирными контурами показаны локальные аномалии плотности, отсутствующие в изменениях скорости.

скорости по сравнению с Сибирской платформой. Так, например, изолиния скорости 6,4 км/с на платформе проходит в среднем на глубине 12—18 км, а в Забайкалье ее глубина увеличивается до 18—27 км. В то же время изолиния скорости 6,0—6,2 км/с наблюдается примерно на одинаковой глубине в обеих областях.

Для сейсмического разреза с учетом приповерхностных геологических и плотностных данных рассчитано распределение плотности в литосфере при начальном условии, что области с одинаковой скоростью имеют примерно одинаковую плотность и с увеличением скорости плотность также возрастает. Количественные значения плотности подбираются так, чтобы удовлетворить с достаточной точностью наблюдаемому гравитационному полю. Расчеты выполнены А.Н. Василевским по специальной программе [22] и результаты приведены на рис. 2.

В наблюдаемом поле отчетливо выражена отрицательная аномалия существует только над оз. Байкал. На остальных участках поле исключительно спокойное. Общий региональный фон показывает уменьшение поля в юго-восточном направлении на величину до 50 мГал (см. рис. 2, *А*). При столь спокойном гравитационном поле роль сейсмической структуры, использованной в качестве начальной модели, является определяющей совместно с данными о значениях плотности вблизи дневной поверхности по геологическим наблюдениям. Локальные аномалии плотности, не выраженные в соответствующих аномалиях скорости, показаны отдельно. Как правило, они расположены в верхах коры, где детальность сейсмических данных невелика. В целом соответствие распределений скорости и плотности в земной коре вполне удовлетворительное.

Область аномально пониженной скорости в верхах мантии под Байкальской рифтовой зоной характеризуется относительно пониженной плотностью до 0,03 г/см³, что совпадает с оценкой, полученной в работе [23]. Важно заметить, что по корреляционной зависимости между скоростью продольных, поперечных волн и плотностью, полученной в работе [13], плотность аномальной мантии понижена на 0,07 г/см³ при более высоком значении плотности мантии в окружающих областях 3,37 г/см³. Причина этого пока неясна и требует дополнительных исследований.

На рис. 3 представлены сейсмический и плотностный разрезы литосферы вдоль маршрута, пересекающего северо-восточный фланг БФЗ. Его западная часть (отрезок 0—400 км) совпадает с профилем ГСЗ

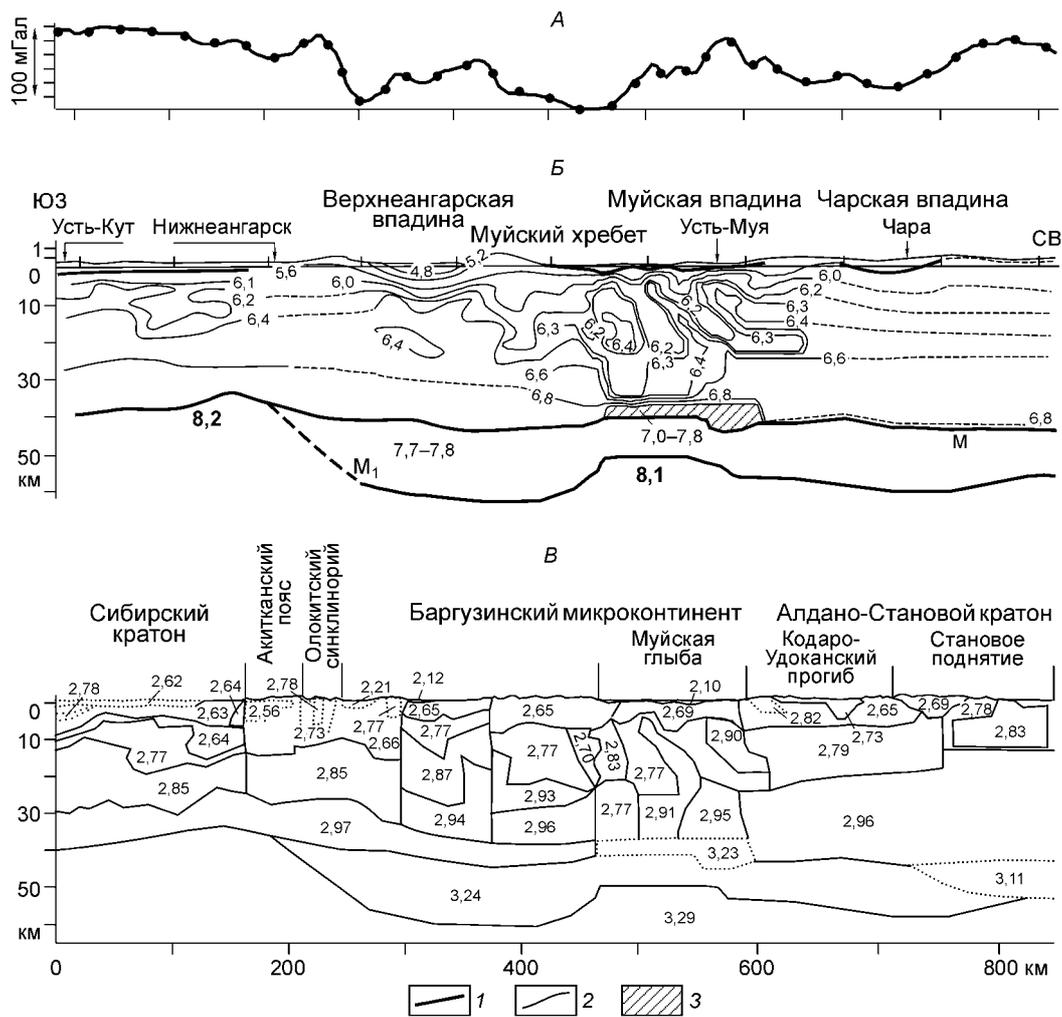


Рис. 3. А — графики гравитационного поля (наблюденный — линия, рассчитанный — точки); Б — сейсмический и В — плотностный разрезы литосферы вдоль сводного профиля п. Усть-Кут— г. Нижнеангарск—п. Чара.

1 — сейсмические границы, 2 — изолинии скорости (км/с), 3 — переходный слой кора—мантия [14]. Значения плотности на разрезе (В) даны в г/см³; пунктирными контурами показаны области, плотности в которых не отражены в соответствующих изменениях скорости.

п. Усть-Кут—г. Нижнеангарск [13, 19], а восточная — с профилем, протягивающимся до п. Чара [13, 14, 19]. В пределах Алдано-Станового кратона сведения дополнены сейсмологическими данными [18, 24]. К сожалению, эти разрезы характеризуются различной детальностью. Наиболее плотные наблюдения выполнены на профиле, пересекающем Муйскую впадину [13, 14], и менее надежные получены по сейсмологическим данным [18, 24].

Главными особенностями сейсмического разреза литосферы на северо-восточном фланге БРЗ является повышенная в среднем до 43 км мощность земной коры зоны по сравнению с платформенной областью, где она уменьшена до 36—39 км (рис. 3). В верхах мантии под рифтовой зоной присутствует слой с аномально пониженной скоростью 7,7—7,8 км/с и мощностью до 20 км. Под Муйской впадиной обнаружен переходный слой мощностью 6—8 км между корой и мантией, в котором скорость возрастает с глубиной от 7 до 7,7 км/с [14]. Земная кора характеризуется сложным распределением скорости с глубиной и по латерали. Наиболее характерным здесь является локальное распространение относительно пониженной скорости 6,2—6,3 км/с до глубины 25—30 км под Муйской впадиной. Такие аномалии свойственны узким наклонным зонам, которые можно рассматривать как элементы литрических разломов, однако отсутствие сведений о пространственном их расположении затрудняет более определенную структурно-тектоническую интерпретацию.

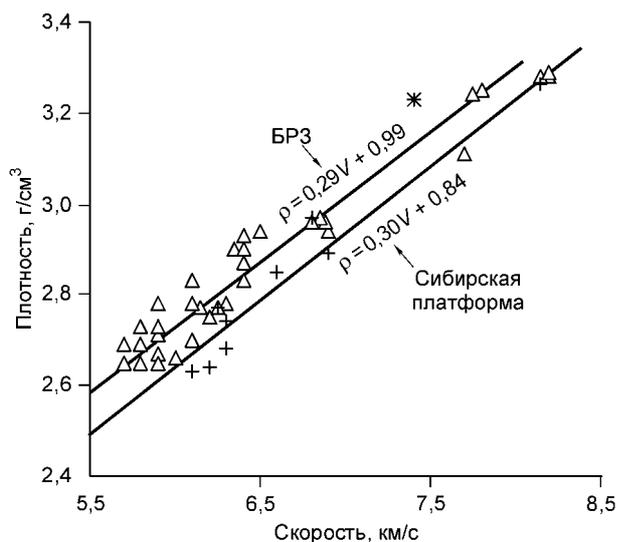


Рис. 4. Соотношение между скоростью и плотностью для юго-запада Сибирской платформы (треугольники) и северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (крестики).

Значения для переходного слоя между корой и мантией показаны звездочкой; приведены уравнения регрессии.

Вдоль рассматриваемого профиля наблюдается сложный характер гравитационного поля, соответствующий контрастным геологическим структурам земной коры (см. рис. 3, А, Б). Это определяет необходимость присутствия в разрезе коры блоков с различной плотностью. Докайнозойские геодинамические структуры, выделяемые в верхах земной коры, в целом соответствуют особенностям гравитационного поля (см. рис. 3, Б). При расчете плотностного разреза условие согласования распре-

деления плотности с сейсмическим разрезом и наблюдаемым гравитационным полем выполняется не повсеместно. Как правило, это соотношение нарушается в верхней части разреза до глубины 5—7 км, где сейсмические данные малодетальны (несогласующиеся аномалии плотности выделены на разрезе отдельно). Следует отнести к недостаточно обоснованным и понижение плотности до 3,11 г/см³ в низах коры под Становым поднятием, где сейсмические данные также малонадежны.

Полная картина соответствия между сейсмическими и гравитационными наблюдениями иллюстрируется корреляционными соотношениями между скоростью и плотностью, где вся совокупность данных разделена на две группы, одна из которых соответствует юго-восточной части Сибирской платформы, другая — рифтовой зоне (рис. 4). При расчете регрессионных уравнений локальные аномалии плотности (выделены пунктирными контурами на рис. 3, В), не проявляющиеся в соответствующих изменениях скорости, не учитывались. В связи с тем, что значения плотности определены для достаточно крупных блоков коры, выделяемых также и по сейсмическим данным, можно предполагать, что имеющиеся данные удовлетворительно описываются линейными регрессиями, различающимися для Сибирской платформы и рифтовой зоны. Хотя существуют отдельные блоки из этих областей с близкими значениями плотности и скорости. В целом пониженная скорость в земной коре рифтовой зоны характеризуется повышенной плотностью. Таким образом, относительно „тяжелая“ (с увеличенной мощностью) кора рифтовой зоны характеризуется пониженным уровнем гравитационного поля по сравнению с Сибирской платформой (и, возможно, Становым поднятием, см. рис. 3).

Примечательно, что область аномальной мантии со скоростью 7,8 км/с и плотностью около 3,25 г/см³ соответствует линейной регрессии, свойственной рифтовой зоне, в то время как нормальная мантия со значениями скорости 8,1—8,2 км/с и плотностью около 3,28 г/см³ соответствуют данным, свойственным платформе. Переходный слой между корой и мантией под Муйской впадиной охарактеризован аномально повышенной плотностью 3,23 г/см³ при средней скорости около 7,4 км/с. Отдельно следует отметить отсутствие утонения земной коры по данным профилям, а также в других районах БРЗ и под центральной и восточной частями оз. Байкал [13, 15, 19, 25].

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Расчет напряженно-деформированного состояния с целью изучения возможного проявления гравитационной неустойчивости в литосфере БРЗ осуществлялся по плотностным моделям (см. рис. 2, 3), которые были незначительно упрощены. Моделирование процесса деформации осуществлялось путем численного решения системы уравнений механики сплошной среды при заданных начальных и граничных условиях. Замыкают систему уравнений модельные соотношения упругохрупкопластического тела [26]. В качестве начальных условий было принято недеформированное, но предварительно напряженное состояние, вызванное действием силы тяжести. Граничные условия соответствовали свободному скольжению вдоль боковых и нижней границ. Верхняя граница — свободна от напряжений. Необходимые для расчетов соотношения и описание метода численного моделирования подробно изложены в работах [26, 27].

Поведение среды описывалось в упругохрупкопластическом приближении, за основу которого было принято обобщение модели Друккера—Прагера с неассоциированным законом течения в виде модели Николаевского [28].

Уравнение, определяющее предельную поверхность (текущность), записывается в виде $\frac{\alpha}{3} J_1 + J_2^{1/2} = Y$, где $J_1 = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$, $J_2 = \frac{1}{2} (s_{ij} s_{ij})$, α — коэффициент внутреннего трения, Y — сдвиговая прочность материала, или сцепление, s_{ij} — компоненты девиатора тензора напряжений. Известно, что с увеличением глубины и давления не происходит монотонного увеличения эффективной прочности среды, величина J_2 ограничена и изменяется с глубиной. В связи с этим параметры, определяющие свойства среды, необходимо скорректировать так, чтобы учесть изменение эффективных прочностных свойств литосферы с глубиной.

Перепишем уравнение предельной поверхности в виде $J_2^{1/2} = Y(h) - \frac{\alpha}{3} J_1 = f(h)$. Считая сдвиговую прочность среды $Y(h)$ известной величиной, угол внутреннего трения можно определить в виде $\alpha = 3 \frac{f(h) - Y(h)}{-J_1}$. Изменения коэффициента дилатансии Λ с глубиной, посредством которого устанавливается зависимость между объемной и сдвиговой частями пластической деформации $I_1^{pl} = \Lambda(I_2^{pl})^{1/2}$, прием аналогично коэффициенту внутреннего трения: $\Lambda = \Lambda_0 \frac{\alpha}{\alpha_0}$, где α_0 и Λ_0 — нескорректированные коэффициенты.

Решение задачи включало два этапа. На первом рассчитывалось напряженное состояние, вызванное действием силы тяжести для заданной, соответствующей начальному состоянию, геометрии среды. На втором полученное напряженное состояние использовалось в качестве начального для расчета дальнейшего развития деформации. Задача решалась в двумерной постановке для условий плоской деформации. Решение системы уравнений осуществлялось на основе конечно-разностной схемы из [29]. Расчеты выполнены на сетках 1182×197 для профиля вкрест и 1641×103 вдоль северо-восточного фланга БРЗ. Значения реологических параметров, выбранные в результате многочисленных расчетов и подборов значений, приведены в таблице и на рис. 5.

На рис. 5 приведены графики нормальных (за пределами Байкальского рифта) и аномальных изменений параметров с глубиной для земной коры и верхов мантии под Байкальским рифтом. Такие же значения использованы и для характеристики аналогичных слоев литосферы на северо-восточном фланге БРЗ. Заметим также, что эти параметры качественно соответствуют типичным изменениям прочности с глубиной, моделируемой в обстановках растяжения [30], но количественно существенно меньше. Значения плотности в таблице использованы для расчета средних значений упругих модулей характеризующих верхнюю и нижнюю кору, мантию и аномальные значения для осадков рифтовых впадин и области аномальной мантии [13].

Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния среды по профилю вкрест БРЗ представлены на рис. 6. Предварительно заметим, что контраст плотности между нормальной и аномальной областями мантии увеличен до $0,1 \text{ г/см}^3$ (перепад плотности по сейсмогравитационным данным составляет около $0,03 \text{ г/см}^3$, см. рис. 2, Б). Это обусловлено тем, что при малом контрасте плотности

Механические и реологические параметры модели земной коры и верхов мантии

Слой	Плотность, г/см^3	Модуль		Сдвиговая прочность, Y (МПа)	Коэффициент	
		сжатия, ГПа	сдвига, ГПа		внутреннего трения, α	дилатансии, Λ
Вода	1,0	2,5	0	0	0	0
Осадки рифтовых впадин	2,0	21	16	5	0,173	0,035
Верхняя кора (0—20 км)	2,7	60	43	10—50* (0—16 км)	0,340	0,087
Нижняя кора (20 км—Мохо)	2,9	85	45	35—10** (16—36 км)	0,087— 0,00001*** (16—36 км)	0,0026—0
Аномальная мантия	3,2	135	60	22—2** (35—80 км)	0	0
Нормальная мантия	3,3	160	72	200 (36—50 км) 200—50** (50—80 км)	0,14 (36—50 км) 0,14—0,0*** (50—80 км)	0

* Линейное возрастание с глубиной в верхней коре.

** Линейное убывание с глубиной в нижней коре и мантии.

*** Квадратичное убывание с глубиной в нижней коре и мантии в заданных интервалах.

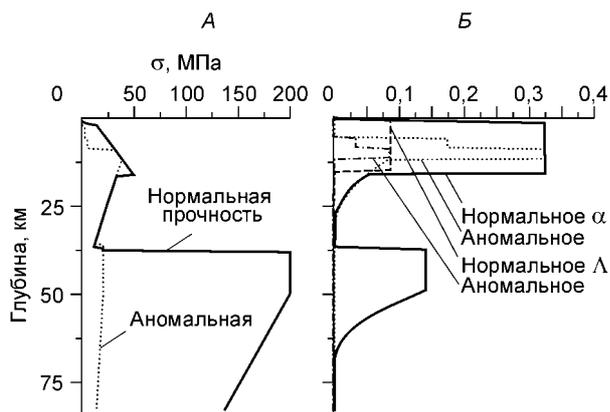


Рис. 5. Графики изменения сдвиговой прочности (А) и коэффициентов внутреннего трения α и дилатансии Λ (Б) с глубиной.

значительно увеличивается время расчета до достижения заметной величины деформации. В качественном отношении при развитии неупругой деформации структура локализации напряжений и деформаций слабо зависит от величины перепада плотности. Выбор значений коэффициента дилатансии осуществлялся исходя из физических соображений, он снижался по мере увеличения давления и уплотнения среды: в верхней коре и осадках $\sim 1/4$ от вели-

чины коэффициента внутреннего трения, в нижней коре $\sim 1/20$ и 0 — в мантии. Поле напряжений (по вертикальной и горизонтальной компонентам) представлено в виде изменения с глубиной среднего значения (усреднение проведено по ячейкам сетки в горизонтальном направлении вдоль профиля) и двумерного распределения локальных аномалий (разность между фактическими значениями и усредненными).

По профилю, пересекающему БРЗ, изменения среднего напряжения с глубиной для вертикальной компоненты являются практически линейными и близки к литостатическим (см. рис. 6). Пониженное напряжение по этой компоненте величиной до 0,05—0,1 ГПа соответствует областям Байкальского рифта, заполненного осадочными породами, и аномальной мантии. Более контрастно изменяется усредненная величина горизонтальной компоненты напряжений (см. рис. 6), уменьшение ее значений от вертикального напряжения достигает 5 % в интервале глубин 10—25 и 45—70 км. Оба эти интервала отличаются значительными вариациями плотности по горизонтали (см. рис. 2, Б).

Распределение локальных напряжений по горизонтальной компоненте определяется особенностями распределения плотности (см. рис. 2, 7, Б). В целом литосферу по этой характеристике можно разделить по вертикали на три структурных этажа, определяемых изменениями плотности, сдвиговой прочности (предела текучести) и угла внутреннего трения. Верхний этаж до глубины 20—30 км характеризуется значительной контрастностью аномальных напряжений, изменяющихся в диапазоне от $-0,1$ до $0,1$ ГПа (см. рис. 7, Б). При этом под оз. Байкал до глубины около 10 км аномалии напряжения сжимающие, а глубже (до ~ 20 км) — растягивающие. Зона сжимающих напряжений погружается от Удинской впадины на юго-восток практически от поверхности до глубины около 30 км. В среднем этаже, соответствующем более пластичной нижней коре, такие аномалии незначительны и близки к нулю. Под оз. Байкал кровля этого этажа располагается на глубине 15—20 км, тогда как в Забайкалье и в приграничной области Сибирской платформы на локальном участке она опускается почти до 30 км. Далее на северо-запад кровля пластичного слоя опять поднимается до уровня 15 км. Изменение уровня кровли слоя нижней коры со слабым проявлением горизонтальных напряжений определяется в основном положением подошвы контрастных изменений плотности в верхней коре (см. рис. 2) и не связано полностью с характером изменения реологических характеристик с глубиной.

Третий этаж относится к более прочным верхам мантии, где контрастность аномалий напряжения близка к верхней коре и обусловлены они резкими изменениями плотности и рельефом перехода кора—мантия (см. рис. 3, 7, Б). Под Сибирской платформой в области перехода кора—мантия аномалии горизонтальных напряжений сжимающие, а в Забайкалье, за пределами рифтовой зоны, растягивающие. Непосредственно в области аномальной мантии сдвиговая

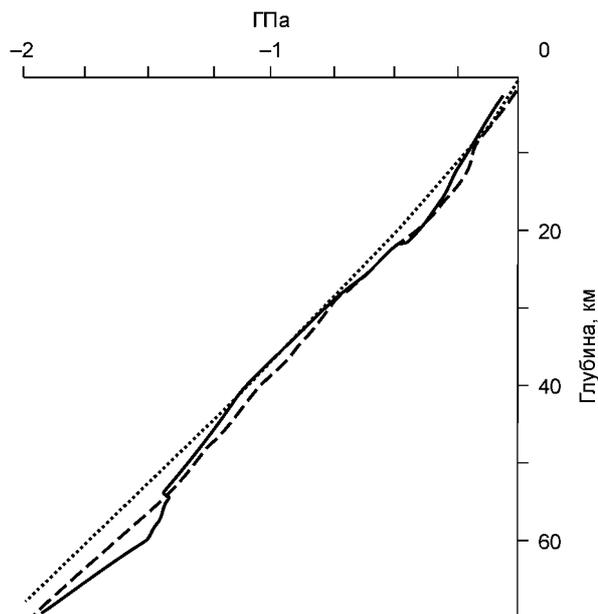


Рис. 6. Графики усредненных изменений напряжения по вертикальной (пунктирная линия) и горизонтальной (штриховая по профилю вкост БРЗ, сплошная — вдоль ее северо-восточного фланга) компонентам.

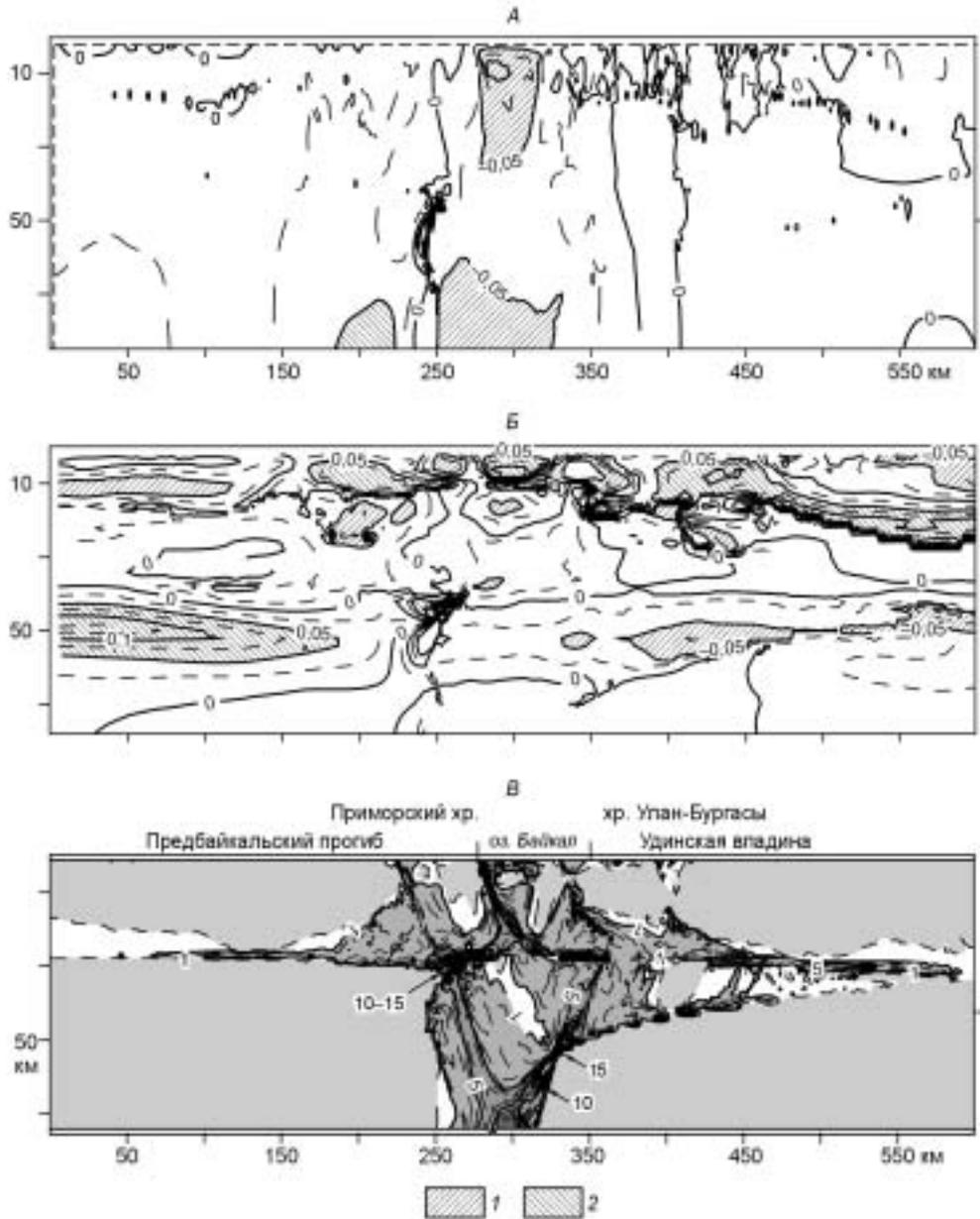


Рис. 7. Напряженно-деформированное состояние литосферы по профилю вкост Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Уда—п. Хилок).

A, B — аномалии напряжений (ГПа) для вертикальной и горизонтальной компонент; *B* — интенсивность деформации (%). *1* — растягивающие (отрицательные) аномалии, *2* — сжимающие (положительные).

прочность понижена (см. таблицу, рис. 5) и соответственно горизонтальные напряжения проявляются слабо.

Наибольший интерес вызывает распределение интенсивности деформаций, представленное на рис. 7, *B*. Как видно, наиболее высокие деформации (до 10—15 %) локализируются в областях контрастных изменений плотности. К таковым относятся пограничные зоны области утолщения астеносферного выступа и северо-западный борт Байкальского рифта. Неожиданным являются повышенные до 5 % деформации вдоль поверхности Мохо не только в области аномальной мантии, но и за ее пределами, в том числе, и под платформой (до 1—2 %). При этом наибольшие деформации фиксируются в области локального изгиба Мохо, присутствующего на сейсмическом разрезе и маркирующего сочленение нормальной и аномальной частей мантии. Заметим также, что прерывистость зон пластических деформаций обусловлена криволинейностью границ аномалий плотности, аппроксимируемых расчетной прямоугольной сеткой.

К области относительно повышенных деформаций (до 5 %) можно отнести и нижнюю кору, характеризуемую повышенной пластичностью при пониженном пределе текучести и угле внутреннего трения (см. таблицу, рис. 5). В верхней коре с повышенными сдвиговой прочностью и углом внутреннего трения деформации локализуются в узких зонах, протягивающихся из нижней коры. В целом зоны повышенных деформаций во всей коре представляются наклонными и выполаживаются с глубиной. В приповерхностной части коры наклон этих зон оценивается углом 36—40° к вертикали. Проявляется несимметричность рифта, при которой наибольшие деформации в коре (до 1—5 %) проявляются в зоне, сопряженной с северо-западным бортом Байкальского рифта. В юго-восточной его части деформации не превышают 1—2 % и распределены нерегулярно по всему рифту как по горизонтали, так и по вертикали. Характерно, что области верхней коры с практическим отсутствием или незначительными деформациями соответствуют горным хребтам Приморскому и Улан-Бургасы, окружающим рифт в данном сечении профиля, а зоны повышенных (до 1 %) деформаций можно сопоставить с впадинами, где присутствуют кайнозойские осадки (Предбайкальский прогиб и Удинская впадина, см. рис. 7, В). Поверхность земной коры оказывается приподнятой относительно оз. Байкал на величину до 1 км, что соответствует сводовому поднятию Байкальской рифтовой зоны (на рис. 7 она не видна из-за мелкого масштаба).

Результаты расчетов напряженно-деформированного состояния литосферы и верхов мантии по профилю вдоль северо-восточного фланга БРЗ представлены на рис. 8. Подчеркнем, что эта модель рассчитана при тех же параметрах, что и для профиля вкrest простирания рифтовой зоны (см. таблицу, рис. 5). Усредненное изменение напряжений по вертикальной компоненте также близко к линейному и совпадает с данными по профилю вкrest БРЗ (см. рис. 6). Положительные аномалии напряжений до 0,025 ГПа по этой компоненте наблюдаются в земной коре под Муйской впадиной и на Сибирской

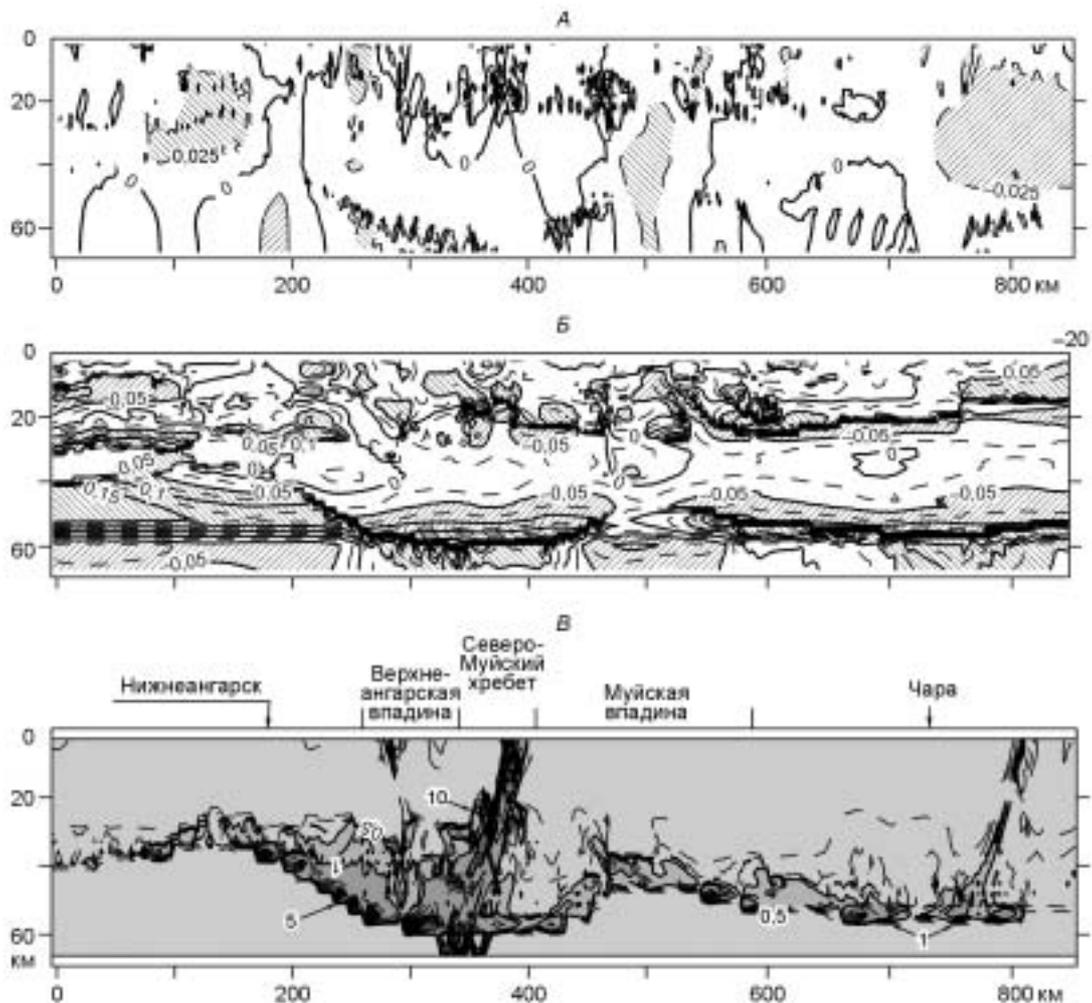


Рис. 8. Напряженно-деформированное состояние литосферы по профилю вдоль северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Кут—г. Нижнеангарск—п. Чара).

Усл. обозн. см. на рис. 7.

платформе, а отрицательная аномалия такой же амплитуды — под Становым поднятием (см. рис. 3, 8, А). Усредненные напряжения по горизонтальной компоненте на глубине 55—65 км на 15—17 % уменьшены по сравнению с вертикальной компонентой, что обусловлено значительными изменениями рельефа подошвы коры (М) и границы M_1 (см. рис. 3, Б).

В распределении аномалий по горизонтальной компоненте напряжений (см. рис. 7, Б), отчетливо проявлена трехэтажная реологическая расслоенность коры и верхов мантии (см. рис. 8, Б). Средний, наиболее пластичный этаж нижней коры утоняется под Сибирской платформой до 10—15 км, тогда как в БРЗ его мощность достигает 25—30 км. В начальной части профиля аномалии относительно повышенных сжимающих напряжений преобладают в нижней коре при растягивающих в верхней. Под БРЗ ситуация изменяется на обратную: в центральной части профиля в низах коры вблизи перехода кора—мантия аномалии напряжений растягивающие, а в верхах коры — сжимающие. Под Муйской впадиной и далее на восток в верхней и нижней частях коры преобладают аномалии растягивающих горизонтальных напряжений до $-0,05$ МПа.

В верхах мантии наблюдается чередование аномалий растягивающих и сжимающих горизонтальных напряжений. Под Сибирской платформой и Муйской впадиной напряжения растягивающие, под Верхнеангарской впадиной, Северо-Муйским хребтом и Алдано-Становым поднятием — сжимающие до $\pm 0,1—0,15$ ГПа. Примечательно также, что на уровне поверхности Мохо знак аномалий вдоль всего профиля изменяется на обратный.

Распределение интенсивности деформаций в литосфере вдоль этого профиля (см. рис. 8, В) заметно отличается от рассмотренного выше. Прежде всего, можно заметить общий пониженный уровень деформаций, не превышающий 10 %, тогда как на первом профиле максимальные деформации достигали 15 %. Повышенный уровень пластических деформаций (до 5—10 %) формируется вдоль подошвы слоя аномальной мантии (граница M_1 , см. рис. 3, Б). В земной коре зона повышенных деформаций локализуется в области с наибольшей глубиной залегания границы M_1 и протягивается вверх с наклоном на восток под углом 40° к вертикали. В верхах коры эта зона приурочена к области сочленения Северо-Муйского хребта и Муйской впадины. Слабые локальные деформации имеют место и под Верхнеангарской впадиной. В целом область повышенных деформаций располагается в низах земной коры и верхах мантии в области сочленения БРЗ с Сибирской платформой, где граница области со скоростью 8,1—8,2 км/с погружается на глубину от 35—37 до 60 км и появляется слой аномальной мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенного моделирования получен ряд интересных следствий, дополняющих представления о структуре и реологии литосферы коры БРЗ за счет гравитационной неустойчивости. При региональной реологической расслоенности литосферы по вертикали (локальные вариации связаны только с рифтовыми впадинами, заполненными осадочными породами и областями аномальной мантии) особенности распределения сдвиговых деформаций по профилю вкост БРЗ соответствуют приповерхностным геологическим структурам. Эти деформации зарождаются в области максимальной мощности аномальной мантии и связаны с рельефом ее поверхности и плотностными аномалиями. Примечательным являются повышенные сдвиговые деформации вдоль границы Мохо, возникающие над мантийной плотностной неоднородностью или в областях изменения глубины ее залегания. Вдоль рифтовой зоны структура деформаций иная. Возможно, что мощность аномального 20-километрового слоя мантии на северо-восточном фланге БРЗ оказывается недостаточной (или нужно допустить другую прочность коры), чтобы обеспечить формирование областей повышенной деформации в коре, соответствующих многочисленным приповерхностным тектоническим структурам рифтовой зоны. При этом влияние коровых неоднородностей на проявление деформаций также пока неясно, так как они могут обладать не учтенными в данной работе индивидуальными прочностными и реологическими характеристиками.

Полученные результаты дополняют представления о выполаживании разломов в средней части коры [31] тем, что зоны повышенных деформаций могут пронизывать и всю ее толщу. Это оказывается возможным, если в мантии существуют достаточно контрастные плотностные аномалии или изменения ее рельефа при относительно пониженных прочностных характеристиках нижней коры. Такие зоны деформаций (разломы) могут иметь листрическую (см. рис. 7, В) или близкую к прямолинейной (см. рис. 8, В) форму.

В целом полученные данные свидетельствуют о заметной роли гравитационной неустойчивости в эволюции Байкальского рифта вопреки мнению о незначительном механическом влиянии на состояние коры астеносферного выступа под Байкальским рифтом [5, 32]. Можно предполагать, что весьма глубокая впадина Байкальского рифта (с присутствием мезозойских и, вероятно, палеозойских пород [20, 21]) первоначально образовалась в результате неполного закрытия Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов с длительной историей эволюции [10, 16, 32] и сохранившихся в виде выступа остатков астеносферы. Важно отметить, что отсутствие утонения земной коры под БРЗ [12, 13, 15, 19, 25] (характерное

для идеализированной модели чистого сдвига) можно объяснить и проскальзыванием вдоль Мохо блоков коры относительно мантии. Свидетельства в пользу того, что Байкальскую впадину следует относить к структуре типа грабена, а не рифта, приведены также в работе [11]. Дальнейшая уже рифтовая эволюция происходила за счет гравитационной неустойчивости. При этом возможные дополнительные тектонические силы, действующие на краях плит, могли оказывать влияние на скорость протекания геодинамических процессов в литосфере БРЗ.

Привлекательность рассмотренной модели заключается в отсутствии необходимости вводить дополнительные тектонические силы значительной величины. Она описывает текущее напряженно-деформированное состояние Байкальского рифта, удовлетворительно вписывающееся в кайнозойскую структурно-тектоническую обстановку. Удивительно, но в результате действия таких сил возможно возникновение зон деформаций, соответствующих впадинам с кайнозойскими осадками. Возникающие структуры в сопредельных к Байкальскому рифту областях всей зоны могут иметь сопутствующий характер в случае, если слой аномальной мантии имеет мощность, недостаточную для обеспечения значительных деформаций земной коры. К сожалению, глубинное строение этих впадин изучено недостаточно, поэтому трудно говорить более определенно об их истории развития.

В работе не рассматривалась связь сейсмичности и особенностей распределения пластических деформаций, для этого может потребоваться введение в модель локальных аномалий предела текучести и угла внутреннего трения. Можно только отметить существование растягивающих напряжений до 0,1 ГПа во впадине под оз. Байкал, протягивающихся до глубины 10—12 км. Глубже, где находятся очаги землетрясений, аномалии напряжений сжимающие. Возможно, что это происходит вследствие неучета трехмерности среды. Также остается не совсем понятной природа малой величины предела сдвиговой текучести (прочности), необходимой для реализации пластических деформаций. Можно предполагать известную общую тенденцию понижения прочности горных пород при уменьшении скорости деформаций и (или) влиянии флюидов. В упругохрупкопластическом приближении фактор времени в явном виде не присутствует, но деформации в коре при значительной величине сдвиговой прочности могут не возникнуть вообще или потребуются очень длительное время для их проявления при соответствующих малых скоростях деформаций, что приведет к необходимости многократного увеличения времени численного моделирования. Таким образом, использованные в данных расчетах значения являются оценками, реальность которых следует проверять другими методами.

Работа выполнена по интеграционному проекту РАН № 6.5.2 и гранту РФФИ № 05-05-64659-а.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Адамович А.Н., Шерман С.И., Иванова С.В.** Математическое моделирование напряженного состояния разогревающейся литосферы Байкальской рифтовой зоны на начальной стадии ее развития // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 286—296.
2. **Logatchev N.A., Zorin Yu.A.** Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 273—286.
3. **Zorin Yu.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V. et al.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.
4. **Дядьков П.Г., Назаров Л.А., Назарова Л.А.** Моделирование напряженного состояния земной коры в окрестности сейсмогенного разлома в центральной части Байкальского рифта // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (9), с. 77—86.
5. **Lesne O., Calais E., Deverchere J. et al.** Dynamics of intracontinental extension in the north Baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, № 21, p. 727—744.
6. **Petit C., Burov E., Deverchere J.** On the structure and mechanical behavior of the extending lithosphere in the Baikal Rift from gravity modelling // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 149, № 1—4, p. 29—42.
7. **Polyansky O.P.** Dynamic causes for the opening of the Baikal rift zone: a numerical modeling approach // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, № 1—2, p. 89—115.
8. **San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G. et al.** Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 1997, v. 21, № 2, p. 435—455.
9. **Zonenshain L.P., Savostin L.A.** Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics // *Tectonophysics*, 1981, v. 76, p. 1—45.
10. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.** Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
11. **Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. М., Наука, 1993, 456 с.

12. Сонг Юнгшен, Крылов С.В., Яанг Баоджин и др. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал—Северный Китай // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 3—15.
13. Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.
14. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П. Изучение зоны перехода от земной коры к мантии на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отраженных волн // Физика Земли, 2004, № 5, с. 47—57.
15. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Структура и изостатическое состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 304—316.
16. Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.
17. Солоненко В.П. Сеймотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 57—71.
18. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика, 1985 (2), с. 86—93.
19. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
20. Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М. и др. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // Докл. РАН, 1995, т. 345, № 5, с. 674—677.
21. Суворов В.Д., Мишенькина З.Р. Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1159—1167.
22. Василевский А.Н. Применение метода подбора при моделировании региональных геологических структур // Геология и геофизика, 1980 (3), с. 83—92.
23. Gao S., Davis P.M., Liu H. et al. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, № B8, p. 15319—15330.
24. Суворов В.Д., Корнилова З.А., Худаева И.Я. Скоростная структура земной коры в области Южно-Якутского землетрясения 1990 г. по данным эпицентральных наблюдений афтершоков // Вулканология и сейсмология, 1993, № 4, с. 98—104.
25. Ten Brink U.S. and Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: insights into intracontinental rifting // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B7, p. ETG 2-1—15.
26. Стефанов Ю.П. Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика, 2002, № 5, с. 107—118.
27. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упругохрупкопластичных материалов // Физическая мезомеханика, 2005, № 3, с. 129—142.
28. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. Механика твердого деформ. тела, 1983, т. 15, с. 149—230.
29. Уилкинс М.Л. Расчет упругопластических течений // Вычислительные методы в гидродинамике. М., Мир, 1967, с. 212—263.
30. Buck W.R. Modes of continental lithosphere extension // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, № B12, p. 20161—20178.
31. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М., Недра, 1996, 448 с.
32. Delvaux D., Moeys R., Stapel G. et al. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics, 1995, v. 252, № 1—4, p. 61—101.

Рекомендована к печати 28 декабря 2005 г.
О.П. Полянским

Поступила в редакцию
16 ноября 2005 г.