

ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.831.016+550.347.64 (571.53.53/55+517.4)

ПЛЮМЫ И ГЕОДИНАМИКА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов

*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Местоположение мантийных плюмов, выявленное по геофизическим данным, сопоставлено с позднекайнозойской и древней (дорифтовой) геологической структурой, а также с современным глубинным строением литосферы. Выполнены количественные оценки горизонтальных напряжений, возникающих в литосфере за счет вязкого трения при растекании вещества плюмов в астеносфере, а также за счет потенциальной энергии, которой обладает астеносферный выступ под Байкальской рифтовой зоной. Сделан вывод, что именно существование и развитие астеносферного выступа обеспечивает возникновение в литосфере напряжений растяжения, достаточных для развития нормальных сбросов с образованием рифтов. Плюмы поставляют горячее глубинное вещество мантии в этот астеносферный выступ, без чего он был бы обречен на деградацию в связи с остыванием и не смог бы развиваться как гравитационная неустойчивость. Образование Байкальской рифтовой зоны обусловлено как существованием плюмов, так и наличием древних структурных неоднородностей литосферы, которые оказались благоприятно ориентированными по отношению к сжатию литосферы, возникшему в результате Индо-Азиатской коллизии.

*Мантийные плюмы, астеносферный выступ, напряжения растяжения, рифты, древние структуры.*

PLUMES AND GEODYNAMICS OF THE BAIKAL RIFT ZONE

Yu.A. Zorin and E.Kh. Turutanov

The position of mantle plumes detected from geophysical data has been correlated to Late Cenozoic and prerift geology and to the present-day structure of the lithosphere. Quantitative estimates of horizontal lithospheric stress were obtained for viscous drag produced by plume material spreading over the asthenosphere and for the potential energy stored in the asthenospheric upwarp beneath the Baikal rift. The development of the upwarp is responsible for tensile stress in the lithosphere sufficient to induce normal faulting and rifting. The plumes apparently supply hot mantle material into the upwarp, otherwise it would inevitably degrade by cooling and would be unable to evolve as a gravity instability. The Baikal rift owes its origin to both the activity of plumes and the existence of prerift lithospheric structures, whose orientation relative to far-field forces associated with the India-Eurasia collision did not conflict with rifting-related extension.

*Mantle plumes, asthenospheric upwarp, tensile stress, rift, prerift structures*

ВВЕДЕНИЕ

По мнению некоторых исследователей [1, 2], геохимические и изотопные особенности позднекайнозойских щелочных базальтов, развитых в Байкальской рифтовой зоне и в сопредельных регионах Восточной Сибири и Центральной Монголии, позволяют связывать эти вулканы с мантийными плюмами. Вместе с тем другие исследователи сомневаются в плюмовой природе указанных проявлений магматизма [3]. В подобной ситуации существенную помощь в диагностике и локации мантийных плюмов может оказать использование геофизических методов. Авторы настоящей статьи, основываясь на том, что пониженная вязкость астеносферы должна сильно ослаблять влияние отрицательных аномальных масс стволочных частей плюмов на топографию земной поверхности, предложили использовать для диагностики и локации этих глубинных объектов длинноволновые (региональные) изостатические аномалии силы тяжести [4, 5]. Были построены несколько вариантов гравитационных моделей стволочных частей плюмов, которые (модели) хорошо согласуются с сейсмическими данными о распределении длиннопериодных групповых скоростей волн Рэлея и об азимутальной сейсмической анизотропии [4, 5]. Оказалось, что стволочные части плюмов расположены преимущественно под областью утоненной литосферы, т. е. под астеносферным выступом, на существование которого в рассматриваемом регионе указывает анализ геофизических данных, выполненный в ряде предыдущих работ [6—8]. Утонение литосферы над плюмами является довольно типичным явлением [9].

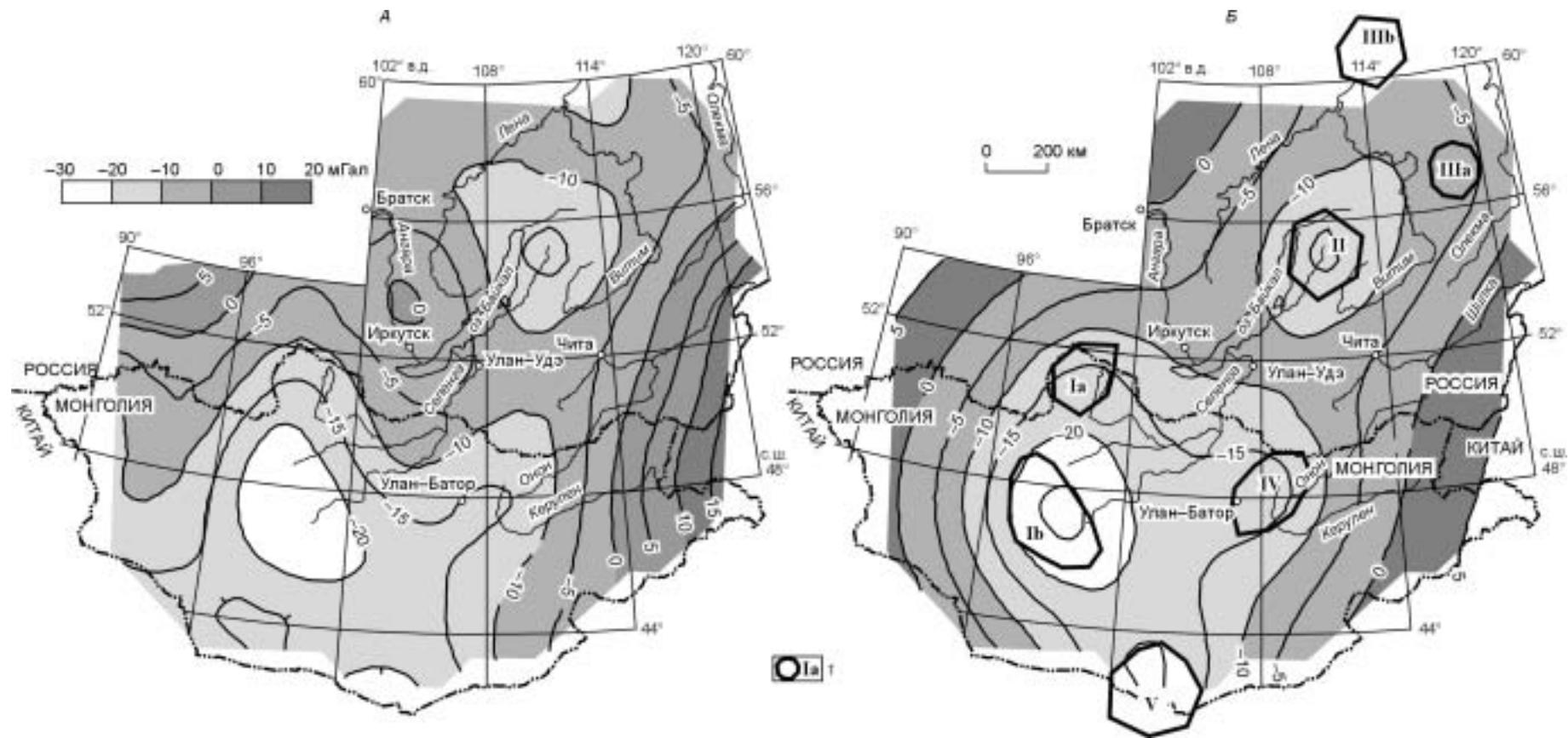
Следует отметить, что о форме поперечного сечения этого астеносферного выступа (и даже о самом его существовании) имелись различные мнения. Авторы настоящей работы со своими коллегами на основании результатов комплексного анализа дисперсионных кривых групповых и фазовых скоростей волн Рэлея и региональных аномалий Буге полагают, что поперечное сечение выступа имеет куполообразную форму и его вершина может достигать раздела Мохо [6—8]. С.В. Крылов и др., используя данные ГСЗ и записи волн землетрясений, пришли к выводу о грибообразной форме верхней части астеносферного диапира под Байкальской рифтовой зоной [10, 11]. М.Н. Бердичевский поддержал этот вывод на основании интерпретации магнитотеллурических зондирований [12]. И.Ю. Кулаков [13], используя так называемую „инверсную“ схему сейсмической томографии, разрешающая способность которой крайне невысока из-за сильного влияния погрешностей в локации гипоцентров местных землетрясений, подтвердил наши данные о существовании области пониженных скоростей под горными сооружениями Центральной Монголии. Вместе с тем он пришел к выводу, что под большей частью Байкальской рифтовой зоны на глубинах 50—200 км (т. е. на глубинах, соответствующих предполагаемому астеносферному выступу) сейсмические скорости повышены, а область пониженных скоростей в мантии смещена под Сибирскую платформу [13]. Однако сверхглубинные сейсмические зондирования с применением ядерных взрывов [14] и детальное томографическое исследование по профилю, секущему Южный Байкал [4, 15], подтвердили существование куполообразной области пониженных скоростей в мантии непосредственно под рифтовой зоной. Именно эту область, которой соответствует интенсивная гравитационная аномалия в редукции Буге, мы и интерпретируем как астеносферный выступ [4—8, 15].

Наличие мантийных плюмов с той или иной степенью надежности устанавливается под позднекайнозойскими рифтовыми зонами Восточной Африки, Рио-Гранде и долины р. Рейн [16]. Эти и другие геолого-геофизические данные свидетельствуют о связи континентального рифтинга с активностью мантийных плюмов [17].

В нашем случае как плюмы, так и астеносферный выступ, с которым мы связываем растяжение земной коры [6, 7], оказались расположенными не только под Байкальской рифтовой зоной, где такое растяжение действительно имеет место, но и под горными сооружениями Центральной Монголии, где преобладает сжатие коры с развитием сдвигов. Поэтому для определения роли плюмов в формировании Байкальской рифтовой зоны необходим дополнительный геодинамический анализ имеющихся данных о современной структуре земной коры и мантии с количественными оценками напряжений в литосфере, возникающими при растекании вещества плюмов по астеносфере, а также при развитии астеносферного выступа. Нужно также оценить принципиальную возможность развития астеносферного выступа как гравитационной неустойчивости за время, сопоставимое со временем формирования рифтовой зоны. И, наконец, необходимо уточнить некоторые аспекты давно обсуждаемых вопросов [см. например 3, 7, 8, 13, 17] о взаимодействии местных сил, связанных с активностью мантии, с дальнедействующими силами, возникающими на границах крупных литосферных плит, и о взаимоотношении древних и позднекайнозойских структур земной коры. Попытка такого геодинамического анализа и предпринимается в настоящей работе, которая по сути дела является продолжением статьи [5].

## **1. ПЛЮМЫ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ**

На рис. 1 показан один из возможных вариантов трехмерной гравитационной модели стволочных частей плюмов для рассматриваемого региона. Так же как и ранее [4, 5], плюмовые каналы моделировались вертикальными полигональными призмами с верхними границами на глубине 200 км и нижними на глубине 670 км. Однако в отличие от предыдущих моделей [5], в которых для стволочных частей плюмов принимались постоянные значения аномальной плотности ( $-20$  и  $-30$  кг/м<sup>3</sup>), в последней модели принято, что в нижних частях каналов в интервале глубин 350—670 км их аномальная плотность составляет  $-30$  кг/м<sup>3</sup>, а в интервале глубин 200—350 км, где плюмы пересекают астеносферу, их аномальная плотность уменьшается до  $-10$  кг/м<sup>3</sup>. Здесь мы полагаем, что горячее вещество плюмов растекается по астеносфере в горизонтальном направлении и смешивается с ее материалом, что должно приводить к уменьшению аномальной плотности самих плюмовых каналов в пределах астеносферы. Кроме того, при построении последней модели для выделения региональных гравитационных аномалий, по которым выполнялась интерпретация, применено не осреднение поля изостатических аномалий, как в [4, 5], а его фильтрация с использованием двумерного быстрого преобразования Фурье: из поля полностью удалены гармоники с длиной волны менее 650 км и без искажений сохранены гармоники с длиной волны 700 км и более. Указанные параметры фильтрации выбраны на основании спектрального анализа теоретических гравитационных аномалий от стволочных частей плюмов, расположенных в верхней мантии, с использованием предполагаемых [9] геометрических размеров этих каналов. Следует отметить, что при таком подходе к выделению региональных изостатических аномалий силы тяжести их интенсивность и конфигурация практически не изменились. Изменение аномальных плотностей в стволочных частях плюмов



**Рис. 1. Региональные изостатические аномалии силы тяжести (А) и теоретическое гравитационное влияние ствольных частей плюмов (Б).**

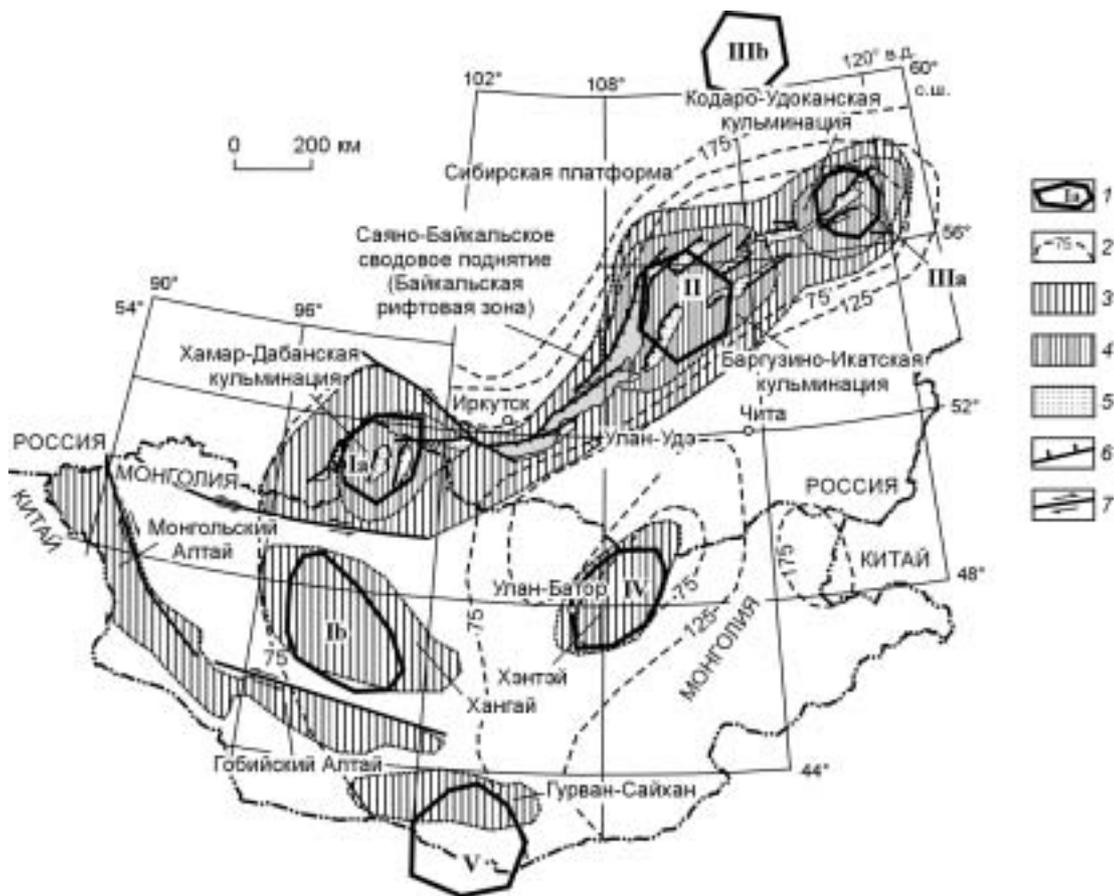
*l* — горизонтальные сечения ствольных частей плюмов. К теоретическому гравитационному полю добавлены 12,3 мГал постоянного регионального фона (см. текст).

привело к тому, что постоянный региональный фон, который потребовалось ввести для согласования наблюдаемых и теоретических аномалий с точностью  $\pm 4,5$  мГал, оказался равным не 10,4 мГал, как в [5], а 12,3 мГал. Такое различие (около 2 мГал) не превышает точности определения изостатических аномалий. В новом варианте интерпретации (см. рис. 1) ни местоположение, ни размеры горизонтальных сечений ствольных частей плюмов Ia, Ib, II, IIIb и IV практически не изменились по сравнению с результатами, опубликованными ранее [5, рис. 1] для постоянной аномальной плотности  $-20$  кг/м<sup>3</sup>. Некоторое смещение плюма IIIa к западу и плюма V к северо-западу не превышает половины их диаметров и, как показывают выполненные нами расчеты, находится в пределах точности интерпретации гравитационных аномалий. Таким образом, усложнение подхода к выделению региональных изостатических аномалий и к их интерпретации не привело к существенным изменениям представлений о положении и размерах ствольных частей плюмов.

Следует отметить, что в новом варианте модели, так же как и во всех предыдущих [4, 5], нижние границы ствольных частей плюмов находятся на глубине 670 км, т. е. плюмы располагаются в пределах верхней мантии. Такой результат объясняется тем, что при предполагаемом превышении температуры плюмов относительно температуры вмещающей среды на 200—300 °С [9] аномальная плотность ствольных частей плюмов составляет всего  $-20 \dots -30$  кг/м<sup>3</sup>, и у нас просто не хватает аномальных масс для того, чтобы значительно увеличить глубину нижних границ гравитирующих тел.

Существует мнение, что плюмами нужно считать только те восходящие струи вещества, которые зарождаются в нижней мантии на глубине слоя  $D''$  [18]. Однако при двухслойной конвекции в мантии на глубине около 670 км (т. е. на границе нижней и верхней мантии) должен возникать термальный пограничный слой, на котором также могут зародиться плюмы [19], что согласуется с нашими моделями.

Непосредственно под Байкальской рифтовой зоной выделяются три плюма (рис. 2). Их ствольные части расположены под Хамар-Дабанской (плюм Ia), Баргузино-Икатской (плюм II) и Кодаро-Удоканской (плюм IIIa) топографическими кульминациями Саяно-Байкальского сводового поднятия, площадь которого отождествляется с рифтовой зоной [7]. Само существование этого поднятия обусловлено (в силу



**Рис. 2. Плюмы и позднекайнозойская геологическая структура.**

1 — горизонтальные сечения ствольных частей плюмов, 2 — изолинии толщины литосферы (км) (по [6, 8] с дополнениями по [29]), 3 — горные поднятия, 4 — топографические кульминации Саяно-Байкальского сводового поднятия, 5 — рифтовые впадины, 6 — сбросы, 7 — сдвиги.

принципа изостазии) наличием астеносферного выступа (см. рис. 2), который, как мы полагаем, заполнен слившимися между собой головными частями плюмов [4, 5]. Соответствие топографических кульминаций местоположению стволых частей плюмов связано с магматическим подслаиванием земной коры и, возможно, с несколько пониженной плотностью вещества в выступе астеносферы непосредственно над плюмами. В районах плюмов отмечается некоторое увеличение ширины как Саяно-Байкальского сводового поднятия (см. рис. 2), так и сейсмического пояса, связанного с рифтовой зоной.

В центральной (по простиранию) части рифтовой зоны по наличию нормальных сбросов [7] и по механизмам очагов землетрясений [20] диагностируется растяжение, ориентированное ортогонально осям рифтовых впадин. Во фланговых частях зоны преобладает косое растяжение со сбрососдвигами. Такое изменение характера деформаций определяется вариациями простирания рифтовых полуграбенов при приближенном сохранении СЗ—ЮВ направления вектора генерального растяжения. Ориентировка этого вектора определяется, по-видимому, общей конфигурацией астеносферного выступа под рифтовой зоной (см. разделы 3—5 настоящей статьи).

Три плюма выделяются в Центральной Монголии вне пределов Байкальской рифтовой зоны. Они расположены под Хангайским (плюм Ib), Хэнтэйским (плюм IV) и Гурван-Сайханским (плюм V) сводовыми поднятиями (см. рис. 2). Под Центральной Монголией литосфера утонена по сравнению с литосферой под Сибирской платформой и Восточной Монголией, что в значительной степени и обеспечивает наблюдаемый контраст топографических высот [8]. Под перечисленными сводовыми поднятиями, очевидно, имеет место и магматическое подслаивание земной коры [4].

В пределах поднятий Центральной Монголии над стволыми частями плюмов картируются малоамплитудные новейшие сбросы, что указывает на растяжение [3], которое было невелико и не привело к образованию крупных грабенов рифтового типа. Площади указанных поднятий практически асейсмичны [21]. В обрамлениях Хангайского и Гурван-Сайханского сводов выделяются узкие сейсмические зоны, приуроченные к крупным сдвигам (см. рис. 2), которые, судя по механизмам очагов землетрясений, развиваются в условиях косого сжатия (транспрессии). Вектор этого сжатия ориентирован в направлении ЮЗ—СВ [21]. Примечательно, что указанные крупные сдвиги затухают в зоне утоненной литосферы и не распространяются к востоку от нее (см. рис. 2).

Таким образом, всем рассмотренным выше плюмам соответствуют топографические кульминации в системах горных поднятий. В связи с демпфирующим эффектом астеносферы, такое соответствие не может быть обусловлено непосредственным динамическим влиянием восходящих течений в плюмовых каналах на литосферу [4, 5]. Топографические кульминации над плюмами возникают в результате утонения литосферы вследствие ее замещения головными частями плюмов и утолщения земной коры вследствие ее магматического подслаивания [4, 5, 9]. Для определения роли плюмов в формировании Байкальской рифтовой зоны необходимы количественные оценки горизонтальных напряжений растяжения, возникающих при растекании вещества плюмов по астеносфере и при формировании астеносферного выступа над плюмами, чему посвящены следующие разделы настоящей работы.

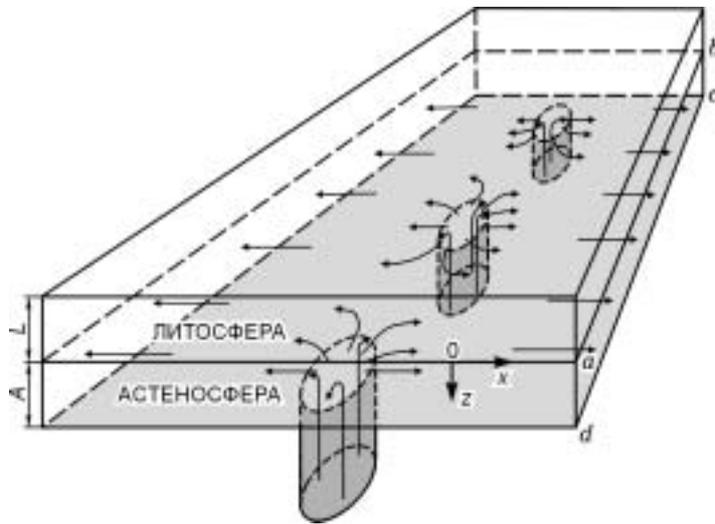
Необходимо отметить, что плюму IIIb, расположенному в краевой части Сибирской платформы, не соответствует топографическая кульминация (см. рис. 2). Само существование этого плюма вызывает сомнения [5]. Вместе с тем не исключена возможность, что в связи с общим смещением Евразийской плиты к юго-востоку он сравнительно недавно попал под толстую, прочную и тугоплавкую литосферу древней платформы, и его существование еще не успело отразиться в поверхностной геологической структуре.

## 2. НАПРЯЖЕНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ РАСТЕКании ВЕЩЕСТВА ПЛЮМОВ ПО АСТЕНОСФЕРЕ

Рассмотрим случай, когда горизонтально ориентированные напряжения в литосфере возникают только за счет вязкого трения на ее подошве при растекании вещества плюмов по астеносфере без образования астеносферного выступа. Судя по результатам численных экспериментов, скорость подъема вещества по плюмовому каналу ( $V_{pl}$ ) составляет 0,44 м/год [22]. При радиусе канала  $R = 100$  км ( $10^5$  м) объемный расход вещества составит  $Q = V_{pl}\pi R^2 = 1,38 \cdot 10^{10}$  м<sup>3</sup>/год.

Под рифтовой зоной находятся три плюма (см. рис. 2, плюмы Ia, II и IIIa). Для простоты положим, что на каком-то расстоянии суммарный объемный расход вещества от трех плюмов организуется в одномерный поток в пределах астеносферы, направленный вдоль оси  $x$ , которая ориентирована поперек рифтовой зоны (рис. 3). Поток является одномерным в том смысле, что профиль его скорости зависит только от глубины  $z$ . Длина рифтовой зоны ( $D$ ) составляет 1500 км. Толщину астеносферы ( $A$ ) примем равной 200 км. Среднюю скорость потока в астеносфере (скорость течения вещества через площадь  $abcd$  на рис. 3) в таком случае можно оценить как

$$\bar{V}_{as} = 3Q/2A \cdot D = 0,07 \text{ м/год или } 2,2 \cdot 10^{-9} \text{ м/с.}$$



**Рис. 3. Схема растекания вещества плюмов по астеносфере.**

Пояснения даны в тексте.

Аналитические выражения для средней скорости  $\bar{V}_{as}$  и профиля скорости  $V_{as}(z)$  для одномерного потока вещества в астеносфере выглядят следующим образом [20]:

$$\bar{V}_{as} = \frac{A^2}{12\mu_{as}} \left(-\frac{dP}{dx}\right) \quad (1)$$

и

$$V_{as}(z) = \frac{z^2 - Az}{2\mu_{as}} \left(-\frac{dP}{dx}\right), \quad (2)$$

где  $\mu_{as}$  — динамическая вязкость плюмового вещества, растекающегося по астеносфере,

$\frac{dP}{dx}$  — горизонтальный градиент давления (знак „минус“ указывает на противоположные направления градиента давления и скорости потока). Смысл остальных обозначений приведен ранее. Начало координат совпадает с верхней границей астеносферы (см. рис. 3). Подставляя выражение  $\frac{dP}{dx}$  из (1) в (2), получим:

$$V_{as}(z) = \frac{6\bar{V}_{as}(z^2 - Az)}{A^2}. \quad (3)$$

Касательное напряжение в вязком потоке определяется выражением [23]:

$$\tau = \mu \frac{dV(z)}{dz}.$$

Дифференцируя (3) по  $z$  и полагая  $z = 0$ , получим выражение для касательного напряжения, возникающего на подошве литосферы при одномерном потоке в астеносфере:

$$\tau_0 = \mu_{as} \frac{6\bar{V}_{as}}{A}. \quad (4)$$

Полагая, что  $\mu_{as} = 10^{19}$  Па·с [20],  $A = 200$  км =  $2 \cdot 10^5$  м,  $\bar{V}_{as} = 2,2 \cdot 10^{-9}$  м/с (см. выше), получим  $\tau_0 = 0,66 \cdot 10^6$  Па = 0,66 МПа.

Допустим, что вещество плюмов может растекаться по астеносфере, замещая ее, вплоть до восточного края Азиатского континента, т. е. на расстояние  $D = 2500$  км. В этом случае сила, создаваемая вязким трением на подошве литосферы, составит:

$$F_v = \tau_0 D = 0,66 \cdot 10^6 \text{ Па} \cdot 2,5 \cdot 10^6 \text{ м} = 1,65 \cdot 10^{12} \text{ Н/м}.$$

Здесь имеется в виду сила, приходящаяся на единицу длины двумерной модели. Обычно горизонтальные силы, действующие на литосферу, относят к слою, в котором могут накапливаться упругие напряжения. Толщина этого слоя составляет примерно половину толщины термической литосферы [24], т. е. нормальные напряжения растяжения в литосфере над рассматриваемой группой плюмов можно оценить по формуле

$$\sigma = 2F_v / L, \quad (5)$$

где  $L$  — толщина термической литосферы. Для начального этапа развития рифтовой зоны, когда толщина литосферы достигала 150—200 км [6], напряжения растяжения оцениваются в 16—22 МПа, что недостаточно для образования рифтовых полуграбенов, так как минимальные напряжения, при которых может начинаться развитие глубоко проникающих сбросов, составляют, согласно теории Андерсона, примерно 50—65 МПа [23]. Здесь мы сознательно выбрали минимально возможную оценку прочности земной коры при растяжении на том основании, что земная кора под рифтовой зоной уже была сильно нарушена разломами еще до рифтинга, и листрические сбросы, ограничивающие рифтовые полуграбены, развились, по-видимому, по сместителям древних надвигов [4, 6, 7]. Помимо того, что нормальные растяжения, возникающие при растекании вещества плюмов по астеносфере, оказались значительно меньшими минимально возможной прочности земной коры при изначально толстой литосфере, необходимо принять

во внимание, что на начальном этапе плюмовые каналы были несколько смещены относительно оси рифтовой зоны к юго-востоку [5], что не способствовало концентрации напряжений в ее пределах. Только на поздней стадии развития рифтовой зоны (на стадии „быстрого“ рифтинга [7]), когда толщина литосферы уменьшилась до 35—40 км (см. следующий раздел) и три плюма переместились под осевую часть рифтовой зоны, растекание их вещества по астеносфере могло создавать нормальные напряжения около 80—90 МПа, что уже могло вносить существенный вклад в развитие рифтовых впадин. Таким образом, силы вязкого трения, возникающие при растекании вещества плюмов по астеносфере (без образования астеносферного выступа), сами по себе не могли вызвать образования Байкальской рифтовой зоны, а только могли ускорить ее развитие на поздней стадии.

### 3. НАПРЯЖЕНИЯ, СОЗДАВАЕМЫЕ АСТЕНОСФЕРНЫМ ВЫСТУПОМ И НЕОДНОРОДНОЙ СТРУКТУРОЙ КОРЫ

Е.В. Артюшков [25] показал, что в неоднородных по толщине коре и литосфере при соблюдении изостазии возникают значительные девиаторные горизонтальные напряжения. В мощном гравитационном поле Земли раздел Мохо стремится к устойчивому положению, совпадающему с эквипотенциальной поверхностью, что генерирует растяжение в областях с толстой корой и сжатие в областях с тонкой корой. Иная ситуация возникает при неоднородной по толщине литосфере, так как астеносфера (по крайней мере под рифтовыми зонами) обладает меньшей плотностью, чем мантийная часть литосферы, т. е. нарушается нормальная стратификация слоев Земли по плотности. Над областями с утоненной литосферой возникает растяжение. В последнем случае мы имеем дело с неустойчивостью Рэлея—Тэйлора, которая при наличии начального возмущения может привести к значительному преобразованию структуры литосферы. В принципе, устойчивое состояние достижимо при полной замене астеносферой мантийной части литосферы при условиях, что механическое сопротивление не превышает массовой силы, а астеносферный выступ постоянно подпитывается теплом, которое необходимо для поддержания пониженной плотности астеносферы в ее новом, менее глубинном положении.

Наряду с утонением литосферы под Байкальской рифтовой зоной в целом, отмечается утонение земной коры под крупными рифтовыми впадинами. В частности, под центральной частью Байкальской рифтовой впадины толщина коры уменьшается до 34—35 км, в то время как под сопредельными горными хребтами она варьирует от 40 до 50 км, а под Сибирской платформой оценивается в 40 км [6, 26]. На основании принципа изостазии с учетом геологических данных об истории развития рельефа предполагается, что утонение литосферы под рифтовой зоной (под Саяно-Байкальским сводом), так же как и утонение земной коры под Байкалом, происходило преимущественно в последние 30 млн лет [7].

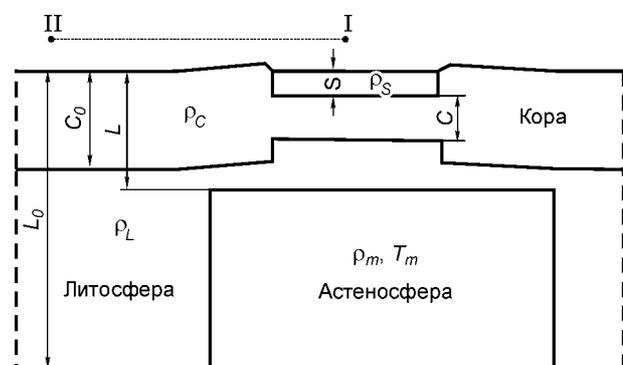
Д. Тёркотом и С. Эмерманом [24] получено выражение для силы ( $F$ ), возникающей из-за различий в толщине литосферы и земной коры под рифтовыми зонами и сопредельными стабильными регионами (рис. 4, разрезы под точками I и II соответственно). Это выражение характеризует силу, приходящуюся на единицу поперечной длины двумерной модели континентальных рифтовых зон (см. рис. 4).

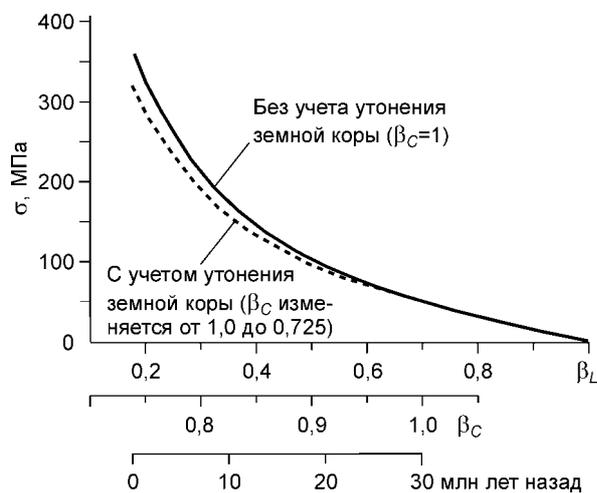
$$F = \frac{1}{2} \rho_m g \alpha (T_m - T_0) L_0^2 \left[ \frac{1}{3} (1 - \beta_L^2) - \left( \frac{\rho_m - \rho_C}{\rho_m - \rho_S} \right) \frac{C_0}{L_0} (1 - \beta_L) \right] - \frac{1}{2} g \frac{(\rho_m - \rho_C)(\rho_C - \rho_S)}{(\rho_m - \rho_S)} C_0^2 (1 - \beta_C) + g \frac{\rho_m^2 \alpha^2 (T_m - T_0)^2 L_0^2}{8(\rho_m - \rho_S)} (1 - \beta_L)^2, \quad (6)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $\beta_C = \frac{C}{C_0}$  — утонение земной коры,  $C$  — толщина коры под рифтовой впадиной,  $C_0$  — толщина коры под смежными регионами,  $\beta_L = \frac{L}{L_0}$  — утонение литосферы,  $L$  — толщина литосферы под рифтовой зоной,  $L_0$  — толщина литосферы под смежными стабильными регионами,  $\rho_S$  — плотность осадков,  $\rho_C$  — плотность коры,  $\rho_m$  — плотность верхней части мантии,  $T_0$  — температура земной поверхности,  $T_m$  — температура астеносферы,  $\alpha$  — коэффициент температурного расширения.

**Рис. 4. Схема строения коры и мантии под рифтовой зоной и сопредельными регионами.**

Пояснения даны в тексте.





**Рис. 5.** Напряжения растяжения в литосфере рифтовой зоны ( $\sigma$ ) в зависимости от утонения литосферы ( $\beta_L$ ) и утонения земной коры ( $\beta_C$ ).

Первый и третий члены в уравнении (6) определяют силу, возникающую в результате утонения литосферы.  $L_0$  можно рассматривать как предельно возможную толщину литосферы перед началом рифтогенеза. Второй член в уравнении (6) определяет силу, возникающую в результате утонения коры. Знак „минус“ соответствует сжатию коры.  $C_0$  можно рассматривать как толщину земной коры перед началом рифтогенеза.

При выводе уравнения (6) принято, что температура в литосфере линейно нарастает с глубиной, а температура в астеносфере остается постоянной

[24]. Отказ от учета теплогенерации в земной коре, нестационарности термического режима литосферы и близкого к адиабатическому градиента температуры в астеносфере мало влияет на оценки напряжений, о чем можно судить на основании сопоставления получаемых оценок с результатами численного эксперимента [27], в котором все перечисленные факторы учитывались.

Отнесем  $F$  к упругому слою, толщина которого составляет половину толщины термической литосферы [24]. В этом случае нормальные напряжения определяются как

$$\sigma = 2F/L_0\beta_L. \quad (7)$$

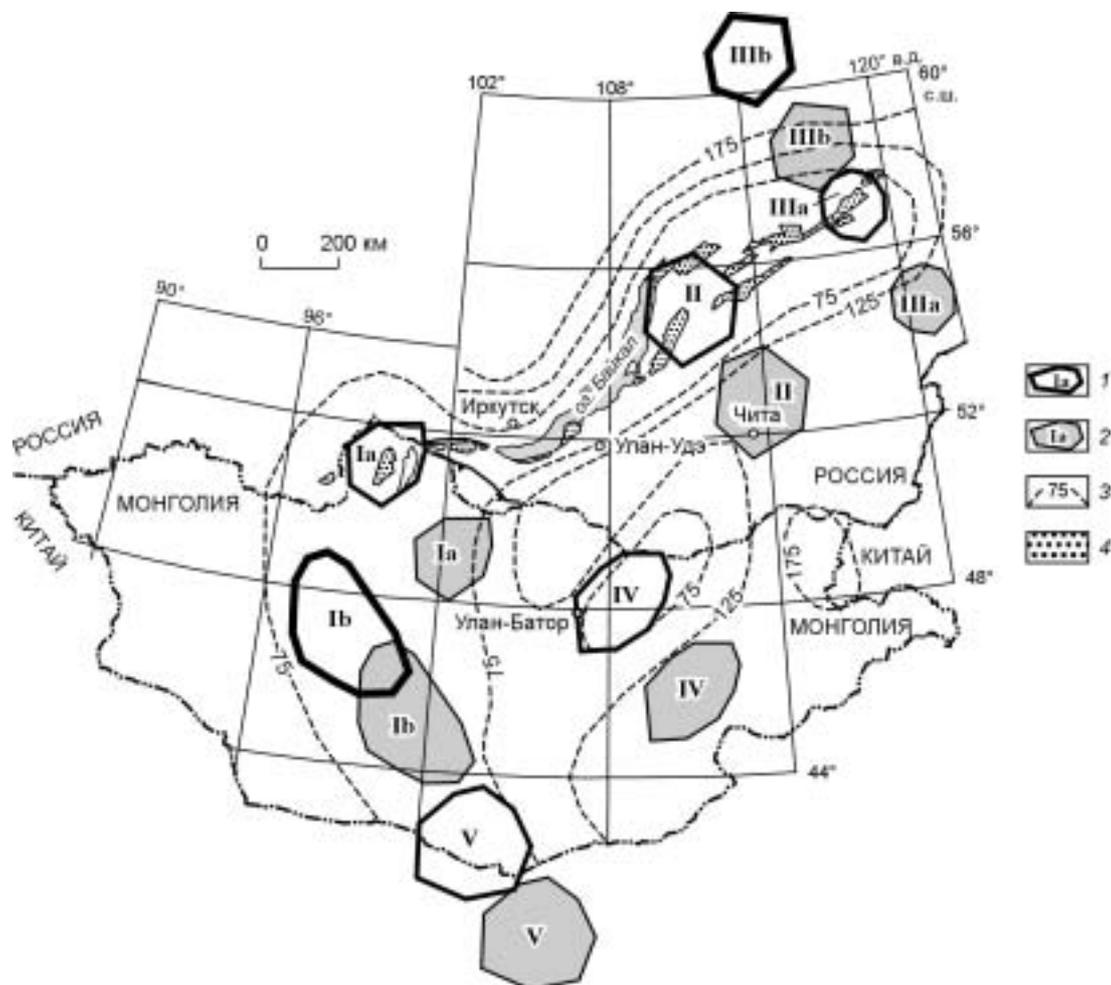
Для оценки напряжений в Байкальской рифтовой зоне и их изменения в процессе роста астеносферного диапира примем:  $g = 10 \text{ м/с}^2$ ,  $C_0 = 40 \text{ км} = 0,4 \cdot 10^5 \text{ м}$ ,  $L_0 = 200 \text{ км} = 2 \cdot 10^5 \text{ м}$ ,  $\rho_s = 2400 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_C = 2900 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_m = 3300 \text{ кг/м}^3$ ,  $T_0 = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $T_m = 1200 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ . Полагая, что  $\beta_C = 1$  (т. е. толщина коры не изменяется в процессе роста астеносферного диапира), и варьируя  $L$  от 200 до 35 км [6], по формулам (6) и (7) можно рассчитать зависимость напряжений ( $\sigma$ ) от  $\beta_L = \frac{L}{L_0}$  (рис. 5). Как видно из графика (сплошная линия на рис. 5), напряжения достигают значения, выше которого возможно развитие сбросов и рифтовых полуграбенов ( $\sigma \geq 50 \text{ МПа}$  [20]) при  $\beta_L = 0,7$  ( $L = 140 \text{ км}$ ).

Примерно с этого момента, по-видимому, началось и утонение земной коры под рифтовыми впадинами. Полагая, что при  $\beta_L \leq 0,7$  толщина кристаллической земной коры равномерно уменьшается от 40 до 29 км ( $\beta_C$  уменьшается от 1 до 0,725), мы заново рассчитали напряжения в литосфере (штриховая линия на рис. 5). Оценка современной толщины кристаллической коры (29 км) получена в результате учета сейсмических данных о воздымании раздела Мохо под Байкалом на 5 км относительно его положения под Сибирской платформой [26] и о том, что толщина кайнозойских осадков в этой рифтовой впадине составляет 6 км [28]. Как видно из последнего графика (см. рис. 5), учет утонения земной коры несколько уменьшает напряжения растяжения в земной коре, но они остаются достаточно высокими для того, чтобы разрушать кору с дальнейшим развитием рифтов.

Как уже упоминалось выше, с начала развития рифтовых впадин ( $\beta_L = 0,7$ ) прошло около 30 млн лет [7]. Эти данные позволяют реконструировать приближенную временную шкалу для развития астеносферного диапира (см. рис. 5) и оценить среднюю скорость поднятия его кровли в  $3,15 \cdot 10^{-3} \text{ м/год}$  или  $10^{-10} \text{ м/с}$ . За время развития рифтовой зоны напряжения растяжения увеличились с 50 до 325 МПа. Резкое их возрастание в последние 10 млн лет в целом согласуется с увеличением скорости развития рифтовых впадин и роста горных хребтов со временем. Однако, судя по геологическим данным, стадия „быстрого“ рифтогенеза началась только 3—4 млн лет тому назад [7]. По-видимому, скорость роста высоты астеносферного выступа не была постоянной, а увеличивалась со временем, что могло быть связано как с самим развитием гравитационной неустойчивости, так и с „подключением“ силы вязкого трения на поздней стадии развития рифтовой зоны (см. раздел 2).

#### 4. ПЛЮМЫ И РАЗВИТИЕ АСТЕНОСФЕРНЫХ ВЫСТУПОВ

Представление о геометрии астеносферных выступов в исследуемом регионе (см. рис. 2) получено на основании картирования толщины литосферы путем комплексной интерпретации гравиметрических и сейсмических материалов [6, 8]. В силу многих неопределенностей полученная модель строения лито-

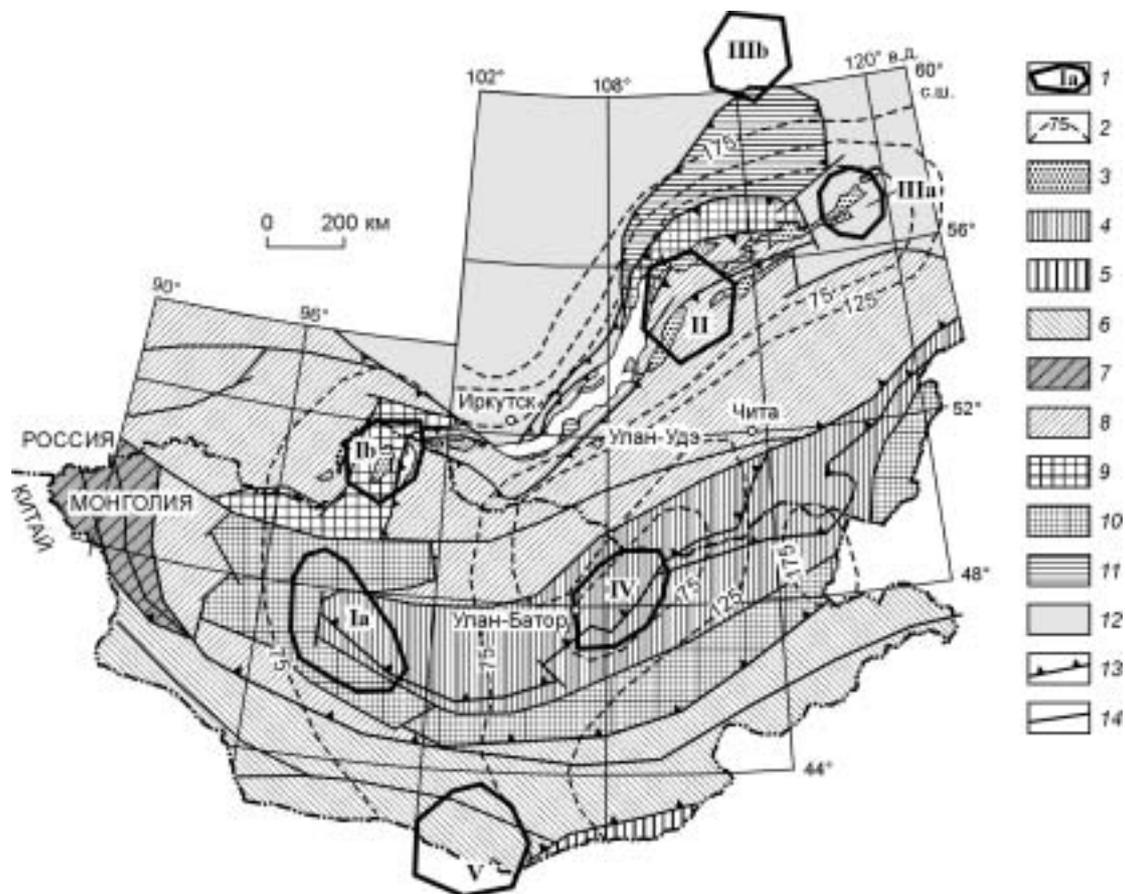


**Рис. 6. Предполагаемое положение плюмов относительно современной структуры литосферы в начале позднего кайнозоя.**

1 — современное положение плюмов, 2 — предполагаемое положение плюмов 30 млн лет назад, 3 — изолинии современной толщины литосферы, 4 — рифтовые впадины.

сферы имеет скорее полуколичественный, чем количественный характер. Вместе с тем, как уже отмечалось во „Введении“, более поздние детальные телесеismicкие исследования на *P*-волнах по профилю, секущему Южный Байкал, подтвердили существование астеносферного выступа под рифтовой зоной и его амплитуду [4, 15]. Исследования методом поверхностно-волновой сейсмической томографии на волнах Рэлея [29] в целом подтвердили правомочность рассматриваемой модели. Некоторые корректировки были внесены только для Западной Монголии, где оценка средней толщины литосферы увеличена до 120—125 км.

Весьма важным является вопрос о возможном положении плюмов относительно современной структуры литосферы в самом начале неоген-четвертичного этапа геологического развития, когда начала формироваться Байкальская рифтовая зона, при условии, что стволовые части плюмов были фиксированными в подлитосферной мантии, а Евразийская плита смещалась к юго-востоку. Средняя скорость движения этой плиты в кайнозое оценивается в 1—2 см/год [30]. На рис. 6 показано возможное положение плюмов 30 млн лет назад при скорости смещения литосферной плиты 1 см/год (для удобства сопоставления с современной структурой литосферы географическая система координат фиктивно закреплена на движущейся плите, а плюмы смещены к юго-востоку). Как следует из такого сопоставления, плюмы Ia, II, IIIa и даже IIIb находились под краевыми частями современного астеносферного выступа под Байкальской рифтовой зоной, IV также находился недалеко от соответствующего ему локального выступа астеносферы, Ib и V уже располагались на осевой части области современного утонения литосферы под Центральной Монголией (см. рис. 6). Так как вариации толщины литосферы по площади играют существенную роль в изостазии [6, 8], нужно полагать, что структура литосферы под южной частью Восточной



**Рис. 7. Плюмы и древняя (дорифтовая) геологическая структура (по [31] с дополнениями по [33]).**

1 — современное положение плюмов; 2 — изолинии современной толщины литосферы; 3 — позднекайнозойские рифтовые впадины; 4—10 — складчатые пояса: 4 — Монголо-Охотский позднепалеозойско-раннемезозойский, 5 — Солонкерский позднепалеозойско-раннемезозойский, 6 — Южно-Монгольский позднепалеозойский, 7 — Алтайский раннепалеозойский (силурийский), 8 — Енисейско-Саяно-Байкальский раннепалеозойский (ордовик—силур), 9 — Циркумсибирский позднерифейский, 10 — Тувино-Монгольский и Аргунский позднерифейские; 11 — Байкало-Патомская зона (краевая часть Сибирского кратона, преобразованная в рифее и раннем палеозое в складчато-надвиговый пояс); 12 — Сибирский кратон; 13 — надвиги; 14 — прочие разломы.

Сибири и под Центральной Монголией перед неоген-четвертичным этапом, когда горный рельеф либо отсутствовал, либо был весьма слабо выражен [7], существенно отличалась от современной структуры (по крайней мере в количественном отношении). Рассмотрим возможные механизмы развития современной структуры литосферы под действием плюмов.

Байкальская рифтовая зона расположена в пределах раннепалеозойской (каледонской) складчатой области (рис. 7), развитие которой закончилось около 430—450 млн лет тому назад [31]. Перед рифтогенезом (30 млн лет тому назад) возраст континентальной литосферы каледонид составлял 400—420 млн лет. Толщина литосферы в подвижных поясах такого возраста оценивается в 150 км [32]. Под смежной докембрийской Сибирской платформой толщина литосферы, видимо, составляла, как и в настоящее время, около 200 км [6]. На рубеже нижней и средней юры произошла коллизия Сибирского континента с Монгольским субконтинентом, который к тому времени уже представлял собой часть Монголо-Северо-Китайского континента [33]. К докембрийскому ядру Монгольского субконтинента относится территория Восточной Монголии, где толщина литосферы, достигающая 180 км (см. рис. 2), по-видимому, мало изменилась за последние 180 млн лет.

Таким образом, можно полагать, что под складчатой областью, расположенной между Сибирским кратоном и докембрийским блоком Монголии, перед началом рифтогенеза уже существовал сравнительно невысокий линейный выступ астеносферы. Выступ этот, по-видимому, был изначально асимметричным: его апикальная часть была приурочена к широкой шовной зоне между каледонидами и платформой [4]. Без поступления дополнительной тепловой энергии такой выступ должен был со временем деградировать в связи с охлаждением земных недр и утолщением литосферы [32]. Плюмы, которые либо возникли заново около 30—35 млн лет тому назад, либо возобновили свою деятельность в указанное время [4], рас-

полагались в непосредственной близости от него (см. рис. 6). Горячее вещество плюмов смешивалось с веществом астеносферы, и это смешанное вещество („аномальная астеносфера“ [34]) сохраняло относительно повышенную температуру и пониженную плотность. Мигрируя по астеносфере, оно накапливалось в наиболее приподнятых местах ее кровли. Такую „ловушку“ [34] и представлял собой невысокий выступ астеносферы под складчатой областью. При непрерывном действии плюмов происходило постоянное обновление аномального вещества в пределах всего астеносферного выступа, и его термическая деградация прекратилась. Более того, выступ получил возможность развиваться как гравитационная неустойчивость. Утонение литосферы под рифтовой зоной относительно платформы ( $\beta_L$ ) в самом начале развития гравитационной неустойчивости уже составляло 0,75, т. е. разрушение литосферы с образованием рифтов началось почти сразу же после попадания вещества плюма в начальный выступ астеносферы (при  $\beta_L = 0,7$ , см. предыдущий раздел). Сама линейность рифтовой зоны определяется, очевидно, не столько взаимным расположением плюмов, сколько линейностью этой дорифтовой „ловушки“.

Для оценки правдоподобия возможности подъема вещества аномальной астеносферы, слагающего линейно-вытянутое тело, до подошвы земной коры путем замещения этим веществом мантийной части литосферы со скоростью, которая оценена в предыдущем разделе, рассмотрим процесс всплывания двумерного горизонтального кругового цилиндра, обладающего пониженной плотностью.

При движении такого цилиндра в вязкой среде на каждую единицу его длины действует сила сопротивления, определяемая формулой Ламба [35]:

$$F_{cy} = \frac{8\pi\mu V}{1 - 2 \ln(0,5\gamma^{\nu} r^{\nu} \rho^{2\mu})}, \quad (8)$$

где  $\mu$  — динамическая вязкость среды,  $V$  — скорость движения цилиндра,  $r$  — радиус цилиндра,  $\rho$  — плотность вязкой среды,  $\gamma = 1,7811$  — постоянная Маскерони [35]. Если динамическая вязкость литосферы имеет порядок  $10^{22}$  Па·с и более [34, 36],  $r = 100$  км и  $V = 10^{-10}$  м/с (см. предыдущий раздел), то выражение  $r^{\nu} \rho^{2\mu}$  близко к нулю, а  $\gamma^{\nu} r^{\nu} \rho^{2\mu} \cong 1$ . С учетом этого формулу (8) можно преобразовать к виду:  $F_{cy} = 3,35\pi\mu V$ . Приравняв эту силу к силе Архимеда для единицы длины цилиндра ( $F_A = g\Delta\rho\pi r^2$ ), получим формулу, описывающую всплывание цилиндра с постоянной скоростью:

$$g\Delta\rho r^2 = 3,35\pi\mu V. \quad (9)$$

Примем  $g = 10$  м/с<sup>2</sup>,  $r = 100$  км =  $10^5$  м,  $V = 10^{-10}$  м/с. По гравиметрическим и сейсмическим данным,  $\Delta\rho$  (усредненная разница плотностей астеносферного выступа и литосферы в интервале глубин от 35—40 до 200 км) оценивается в  $20$  кг/м<sup>3</sup> [6, 8]. Из формулы (9) следует, что

$$\mu = g\Delta\rho r^2 / 3,35 V \cong 0,6 \cdot 10^{22} \text{ Па·с.}$$

Полученная оценка имеет смысл эффективной вязкости мантийной части литосферы. Она имеет тот же порядок, что и значение эффективной вязкости литосферы, которое определено по независимым данным для Центральной Азии [36]. Учитывая весьма упрощенное описание развития астеносферного диапира, в котором (в описании) не учитывалось ни термическое воздействие диапира на литосферу, ни возможная роль выплавляющейся магмы, и явное занижение поперечных размеров диапира ( $r = 100$  км), такое совпадение по порядку следует, по-видимому, считать удовлетворительным и признать этот процесс физически правдоподобным.

Область утоненной литосферы под Центральной Монголией занимает секущее положение по отношению к древним геологическим структурам (рис. 7), что не позволяет предполагать существования здесь какой-либо структурной „ловушки“ перед началом неоген-четвертичного этапа. По-видимому, плюмы Ib и V, расположенные на линии, ориентировка которой совпадает с направлением движения Евразийской плиты (см. рис. 6), сами могли создать такую „ловушку“ в результате термического воздействия на литосферу. Тепловой поток в основании литосферы над центром плюма достигает  $150$  мВт/м<sup>2</sup>, а на удалении в  $300$  км (половина расстояния между плюмами Ib и V) он уменьшается до  $50$  мВт/м<sup>2</sup> [22]. Следовательно, в результате суперпозиции тепловых полей в полосе, в пределах которой „перемещались“ эти плюмы, в основании литосферы мог поддерживаться тепловой поток от  $100$  до  $150$  мВт/м<sup>2</sup>. При таком тепловом потоке для термического утонения литосферы на  $30$  км необходимо время около  $15$  млн лет [37]. Затем, во второй половине неоген-четвертичного этапа утонение литосферы в Центральной Монголии могло происходить по механизму развития гравитационной неустойчивости. Такое разделение неотектонического этапа на два равных временных отрезка с различными механизмами развития астеносферного выступа, естественно, является условным и может быть использовано только для весьма грубых оценок. Начальная толщина литосферы в Центральной Монголии, значительную часть которой занимают средне- и позднепалеозойские складчатые области, была, по-видимому, на  $25—30$  км меньшей, чем под Байкальской рифтовой зоной, которая развивалась на каледонском складчатом основании [32]. Суммируя по-

следние цифры с приведенной выше величиной предполагаемого термического утонения литосферы, мы приходим к выводу, что амплитуда поднятия кровли астеносферы по механизму развития гравитационной неустойчивости под первым регионом могла быть примерно вдвое меньше, чем амплитуда под вторым регионом. Судя по предполагаемому времени протекания этого процесса в Центральной Монголии (15 млн лет), скорость поднятия кровли астеносферного выступа здесь была примерно такой же, как и в Байкальской рифтовой зоне.

Само существование сложной по форме области утоненной литосферы под горными сооружениями Центральной Монголии должно приводить к возникновению напряжений растяжения, ориентированных перпендикулярно изолиниям толщины литосферы и направленных в стороны ее утолщения. Однако в этом регионе рифтовые впадины не развивались. Возможные причины отсутствия здесь признаков значительного растяжения коры рассматриваются в следующем разделе.

## 5. ОРИЕНТИРОВКА АСТЕНОСФЕРНЫХ ВЫСТУПОВ И ДАЛЬНОДЕЙСТВУЮЩИЕ СИЛЫ

Различия в структурном развитии между Байкальской рифтовой зоной (Саяно-Байкальским сводовым поднятием) и горными сооружениями Центральной Монголии, по нашему мнению, обусловлены прежде всего взаимодействием местных растягивающих сил с дальнедействующим сжатием, ориентированным в направлении ЮЗ—СВ. Это сжатие проявляется на значительной площади Центральной Азии в образовании сдвигов, взбросов и надвигов.

Первоначально оно связывалось с внедрением Индостанского индентера в квазипластичную Азиатскую плиту после Индо-Азиатской коллизии [38]. В более позднем варианте данной концепции предполагалось, что Азиатская плита, оставаясь жесткой, под влиянием индентера разделилась по древним структурным швам на ряд микроплит, взаимное перемещение которых и являлось причиной развития всего разнообразия кайнозойских структур Азии [39]. В обоих вариантах этой концепции не уделялось должного внимания ни глубинному строению литосферы, ни вертикальным тектоническим движениям. Несколько позже на основании учета последних факторов П. Молнар [36, 40], один из зачинателей рассматриваемой концепции, пришел к выводу, что постколлизийные процессы в Азии могли быть значительно более сложными. Коллизия Индостана с Азией привела как к утолщению земной коры под Тибетом в связи с ее „укорочением“ с развитием надвигов, так и к утонению литосферы в связи с деляминацией ее мантийной части, что, в свою очередь, в силу изостазии привело к образованию высокого Тибетского плато, обладающего большими запасами потенциальной энергии [40]. Эта энергия должна реализоваться в расползании Тибета в стороны с генерацией растяжения в его центральной части и сжатия в его окрестностях. Следовательно, СВ сжатие, господствующее в настоящее время в Западной и, частично, в Центральной Монголии, обусловлено, видимо, не столько непосредственным давлением Индостанского индентера, сколько влиянием расползания Тибета [36, 40]. Так или иначе, это сжатие по отношению к рассматриваемым структурам Байкальской рифтовой зоны, Хангая, Хэнтэя и Гурван-Сайхана является внешней дальнедействующей силой.

Мы полагаем, что растяжение в Байкальской рифтовой зоне, ориентированное в направлении СЗ—ЮВ, генерируется растеканием в стороны линейного астеносферного выступа, имеющего общее СВ простирание. Дальнедействующее сжатие, являющееся последствием Индо-Азиатской коллизии, направлено вдоль этого простирания и не может блокировать ортогонально ориентированное местное растяжение. Последнее в зависимости от простирания древних локальных приповерхностных структур проявляется либо как нормальное, либо как косое растяжение. Изменения простирания рифтовых впадин вдоль рифтовой зоны повторяют изменения простирания каледонских надвигов (см. рис. 7), которые подновлялись в палеозое и раннем мезозое. Более того, основные кайнозойские сбросы ограничивают рифтовые впадины с севера и северо-запада, т. е. со стороны, в направлении которой в основном происходило дорифтовое надвигание пластин земной коры. Это позволяет полагать, что листрические сбросы, движения по которым и привели к образованию рифтовых полуграбенов, развивались по сместителям древних надвигов [4, 7].

Необходимо отметить, что тихоокеанская зона субдукции, над сегментами которой в условиях растяжения развиваются окраинные моря, очевидно, не создает сжатия в континентальной литосфере Азии, которое (сжатие) могло бы блокировать местное растяжение с востока и юго-востока.

Астеносферный выступ под Центральной Монголией имеет С-СЗ простирание, почти перпендикулярное вектору дальнедействующего сжатия (см. рис. 2). Поэтому местное растяжение, генерируемое растеканием астеносферного выступа, здесь полностью блокируется сжатием со стороны Тибета, так как высота последнего значительно превышает высоту горных поднятий Монголии. Небольшие сбросы, картируемые в центральных частях Хангая [3], связаны, по-видимому, с локальным растяжением самой верхней части земной коры при ее сводовом изгибе. Ориентировка древних структур по отношению к вектору дальнедействующего сжатия (см. рис. 7) обеспечивает развитие сдвигов в промежутках между

горными поднятиями. Как отмечалось выше, эти сдвиги не распространяются к востоку от астеносферного выступа (см. рис. 2).

Частичная компенсация дальнедействующего сжатия местным растяжением над астеносферным выступом в Центральной Монголии, по-видимому, может быть ответственной за то, что, судя по данным спутниковой геодезии [41], современные движения, направления которых могут быть непосредственно связаны со сжатием со стороны Тибета, отмечаются преимущественно к западу от осевой линии этого астеносферного поднятия. К востоку же от указанной линии направления относительных горизонтальных движений в Забайкалье, Монголии и Китае постепенно меняют свою ориентировку на юго-восточную, что примерно соответствует движениям, которые наблюдаются на юго-восточном побережье оз. Байкал, т. е. согласуются с растяжением [41].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных в настоящей статье сведений и количественных оценок можно сделать следующие выводы.

Вязкое трение, возникающее при растекании вещества плюмов по астеносфере без образования астеносферного выступа, само по себе не могло обеспечить возникновения растягивающих напряжений, достаточных для зарождения рифтовой зоны во внутриконтинентальных условиях. Развитие же астеносферного выступа как гравитационной неустойчивости вполне обеспечивает нарастание растягивающих напряжений до величин, достаточных для зарождения и развития Байкальской рифтовой зоны. Начальные возмущения, необходимые для развития гравитационной неустойчивости, могли создаваться либо в результате попадания вещества плюмов в уже существовавшую линейную область относительного утонения литосферы (в „ловушку“), как это имело место под Байкальской рифтовой зоной, либо в результате термического воздействия плюмов на подошву литосферы в случае благоприятного их взаимного расположения, как это, по-видимому, произошло под горными поднятиями Центральной Монголии.

Роль плюмов в геодинамике Байкальской рифтовой зоны, по нашему мнению, заключается в поставке горячего глубинного материала в астеносферный выступ, без чего последний был бы обречен на деградацию в связи с остыванием и не смог бы развиваться как гравитационная неустойчивость. Именно плюмы и обеспечили рост высоты астеносферного выступа до значений, при которых возникают большие напряжения растяжения. Формирование Байкальской рифтовой зоны обусловлено как наличием плюмов, так и существованием древних структурных неоднородностей литосферы, которые оказались благоприятно ориентированными по отношению к направлению дальнедействующих сил, связанных с Индо-Азиатской коллизией (постколлизийное сжатие, имеющее СВ направление, не препятствует СЗ—ЮВ растяжению).

В Центральной Монголии ни взаимное расположение плюмов, ни простирающиеся древние структуры литосферы не обеспечивали подобных условий. Хотя плюмы и здесь вызвали развитие астеносферного выступа, последний был неблагоприятно ориентирован по отношению к дальнедействующим силам, и поэтому кайнозойские рифты здесь не образовались. Вместе с тем этот выступ, по-видимому, служил своеобразным барьером для проникновения постколлизийного сжатия в восточную окраинную часть Центральной Азии.

Авторы признательны А.Ф. Грачеву и анонимному рецензенту за конструктивные критические замечания, учет которых, как мы надеемся, способствовал улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 03-05-64036).

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднекембрийско-кайнозойская провинция Центральной—Восточной Азии как проекция мантийного горячего поля // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—64.
2. **Грачев А.Ф.** Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли, 1998, № 3, с. 3—28.
3. **Cunningham W.D.** Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia: implication for the origin of the Baikal rift province // Tectonophysics, 2001, v. 331, p. 389—411.
4. **Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics, 2003, v. 371, p. 153—173.
5. **Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.** Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 10, с. 1248—1258.
6. **Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh.** Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics, 1989, v. 168, p. 327—337.

7. **Logatchev N.A., Zorin Yu.A.** Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 273—286.
8. **Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Физика Земли*, 1988, № 7, с. 33—42.
9. **White R., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts // *J. Geoph. Res.*, 1995, v. 100, p. 17543—17585.
10. **Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Селезнев В.С.** О сейсмической модели верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне // *Геология и геофизика*, 1979, № 5, с. 117—129.
11. **Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др.** Недр Байкала (по сейсмическим данным) / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.
12. **Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошуриков А.В.** Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // *Физика Земли*, 1999, № 10, с. 3—25.
13. **Кулаков И.Ю.** Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесеismicической томографии // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 3, с. 317—331.
14. **Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Ромانيук Т.В., Солодилов Л.Н.** Структура верхней мантии по профилю Байкал—Ямал (РИФТ), полученная с применением мирных ядерных взрывов // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37, № 9, с. 66—76.
15. **Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al.** Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // *J. Geoph. Res.*, 2003, v. 108, № B4, p. ESE 5-1—ESE 5-12.
16. **Achauer U., Granet M.** Complexity of continental rifts as revealed by seismic tomography and gravity modeling // *Lithosphere structure, evolution and sedimentation in continental rifts (Proceedings of the IGCP 400 meeting, Dublin, 20—22 March 1997)*. Dublin, Institute of Advanced Studies, 1997, p. 161—171.
17. **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 // *Inter.Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
18. **Грачев А.Ф.** Мантийные плюмы и геодинамика // *Вестн. ОГГГГН РАН*, 1998, № 3(5), с. 129—158.
19. **Malamud B.D, Turcotte D.L.** How many plumes are there? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 174, p. 113—124.
20. **Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E.** The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone // *Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod.*, 1997, v. 21, № 1, p. 207—231.
21. **Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии** / Под ред. В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсова. М., Наука, 1985, 224 с.
22. **Parmentier E.M., Turcotte D.L., Torrance K.E.** Numerical experiment on the structure of mantle plumes // *J. Geoph. Res.*, 1975, v. 80, № 32, p. 4417—4424.
23. **Тёркот Д., Шуберт Дж.** Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред, Ч. 2. М., Мир, 1985, 360 с.
24. **Turcotte D.L., Emerman S.H.** Mechanisms of active and passive rifting // *Tectonophysics*, 1983, v. 94, p. 39—50.
25. **Артюшков Е.В.** Горизонтальные напряжения в литосфере в состоянии изостазии // *Докл. АН СССР*, 1971, т. 201, № 5, с. 1084—1087.
26. **Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V. et al.** Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 61—74.
27. **Bridwell B.J., Potzick C.** Thermal regime, mantle diapirs and crustal stresses of continental rifts // *Tectonophysics*, 1981, v. 73, p. 15—32.
28. **Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P. et al.** Depositional and tectonic framework of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*, 1992, v. 20, p. 589—592.
29. **Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.** 3D S-wave velocity pattern in upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2003, v. 138, p. 263—278.
30. **Morgan W.J.** Deep mantle convection plumes and plate motions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, v. 56, p. 203—213.
31. **Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
32. **Зорин Ю.А., Лепина С.В.** Численные модели термического утолщения континентальной литосферы // *Геофизический журнал*, 1987, т. 9, № 6, с. 70—78.
33. **Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.
34. **Артюшков Е.В.** Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
35. **Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В.** Теоретическая гидромеханика, Ч. 2. М., Физматгиз, 1963, 727 с.

36. **England Ph., Molnar P.** Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science, 1997, v. 278, p. 647—650.
37. **Зорин Ю.А., Лепина С.В.** К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами // Геология и геофизика, 1984, № 7, с. 99—106.
38. **Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
39. **Zonenshain L.P., Savostin L.A.** Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics // Tectonophysics, 1981, v. 76, p. 1—46.
40. **Molnar P.** The geologic evolution of the Tibetan Plateau // Amer. Sci., 1989, v. 77, p. 350—360.
41. **Calais E., Vergnolle M., San'kov V. et al.** GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994—2002): Implication for current kinematics of Asia // J. Geoph. Res., 2003, v. 108, № B10, p. ETG 14-1—ETG 14-13.

*Рекомендована к печати 27 декабря 2004 г.  
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 1 июня 2004 г.,  
после доработки — 9 декабря 2004 г.*