

ГЕОФИЗИКА

СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ЮЖНОЙ СИБИРЬЮ И МОНГОЛИЕЙ
ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

И.Ю. Кулаков

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

Для изучения трехмерной сейсмической структуры верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и Монголией использованы времена пробега $\sim 130\,000$ P - и $\sim 11\,000$ S -волн из мирового каталога ISC, которые были зарегистрированы станциями мировой сейсмологической сети (от 1045 событий), расположенных в изучаемом регионе. Аномалии скоростей P - и S -волн, полученные в результате инверсии, достаточно хорошо согласуются друг с другом. На верхних сечениях вплоть до глубины 200 км низкоскоростные аномалии наблюдаются по периметру высокоскоростного Сибирского кратона и в Монголии и точно совпадают с проявлениями кайнозойского вулканизма. На больших глубинах мантия представляется достаточно однородной. Единственная значимая низкоскоростная аномалия расположена под Сибирским кратоном. В остальных местах амплитуды аномалий не превышают 0.5 %. Проведено синтетическое тестирование с целью выявления возможного существования плюмов под Монголией, и построена геодинамическая модель, согласно которой вулканизм Восточного Саяна обусловлен материалом горячего плюма, вытекающего из-под Сибирского кратона. При этом вопрос об источнике вулканизма в районе Хангая остается открытым.

Сейсмическая томография, верхняя мантия, Байкальская рифтовая зона, Южная Сибирь, Монголия.

UPPER MANTLE STRUCTURE BENEATH SOUTHERN SIBERIA AND MONGOLIA,
FROM REGIONAL SEISMIC TOMOGRAPHY

I.Yu. Kulakov

Tomographic inversion of $\sim 130,000$ P and $\sim 11,000$ S arrivals from 1045 events recorded by the world seismological network (ISC catalog data) has been applied to image the three-dimensional velocity structure of the upper mantle beneath the Baikal rift and Mongolia. The inversion-derived P and S velocity anomalies show a good agreement. At depths above 200 km, low-velocity zones occur along the contours of the high-velocity Siberian craton and in Mongolia and coincide with fields of Cenozoic volcanism. The deeper mantle appears quite homogeneous, with anomalies no greater than 0.5% and a single low-velocity feature beneath the Siberian craton. The tomographic image is poorly consistent with the hypothesis implying the existence of large mantle plumes under Mongolia, which has been checked with synthetic tests. According to the tomography-based geodynamic model, volcanism in the East Sayan mountains may be induced by a hot plume rising from beneath the Siberian craton, but the source of volcanism in the area of Hangayn remains open to discussion.

Seismic tomography, upper mantle, Baikal rift, southern Siberia, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Одна из наиболее активно дискутируемых проблем, касающаяся эволюции литосферы Центральной Азии, заключается в определении роли межплитных взаимодействий и мантийных процессов в формировании современных региональных геологических структур, которые можно наблюдать на поверхности. Подробно роль каждого из этих факторов для южного горного обрамления Сибири рассматривается в работе [Dobretsov et al., 1996; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Кузьмин и др., 2003; Лаверов и др., 2006]. Вместе с тем количественная оценка влияния мантийных процессов невозможна без комплексного изучения структуры мантии.

Одним из наиболее важных индикаторов, показывающих влияние мантийных процессов на современную тектонику, является проявление кайнозойского вулканизма в Южной Сибири и Монголии [Логачев, 2005], которое, по-видимому, имеет глубинную природу [Ащепков, 1991]. В данной работе мы

попытаемся обнаружить следы источников современного вулканизма в верхней мантии, которые могут быть связаны с конвективными течениями и(или) плюмами. Плюмы, если они существуют под Сибирью и Монголией, скорее всего, относительно небольшие и находятся ниже разрешающей способности томографического метода. Однако, принимаясь за эту работу, мы рассчитывали обнаружить косвенные свидетельства плюмов, области разогретой мантии, которые вполне могут быть разрешены с помощью сейсмической томографии.

Цель работы — предоставление информации о структуре сейсмических неоднородностей в верхней мантии до глубины 670 км на базе сейсмической томографии. Важная задача данного исследования состоит в мотивированном доказательстве, что полученные сейсмические аномалии действительно отражают расположенные в Земле структуры, а также в указании реальной разрешающей способности, обеспечиваемой имеющейся системой наблюдения.

ИЗУЧЕННОСТЬ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ МЕТОДОМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

В условиях Азии сейсмическая томография с использованием естественных источников является одним из немногих геофизических методов, который можно использовать для изучения мантийных структур. Активные попытки изучения глубинных недр под Азией с использованием сейсмической томографии начались с 70-х годов прошлого столетия. При создании региональных моделей под Азией в это время ощутимый вклад внесли отечественные исследования [Алексеев и др., 1971; Гобаренко, Яновская, 1983]. Среди первых зарубежных работ следует выделить модели, построенные на базе поверхностных [Pines et al., 1980; Brandon, Romanowicz, 1986; Bourjot, Romanowicz, 1992] и рефрагированных P - и S -волн [Barazangi, Ni, 1982; Ni, Barazangi, 1983].

В настоящее время опубликованы работы по изучению региональной глубинной структуры под Азией. В статьях [Wu et al., 1994, 1997] получены распределения групповых скоростей волн Рэлея под Центральной Азией. Впоследствии эти результаты были дополнены и уточнены в работах [Ritzwoller, Levshin, 1998; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2000; Huang et al., 2003; Maceira et al., 2005]. В. Фридрихом [2003] произведена совместная инверсия поверхностных и объемных S -волн, и получена модель неоднородностей до глубины 700 км. Вместе с тем слишком большой размер аномалий в вышеуказанных работах делает сложным сопоставление сейсмических неоднородностей с конкретными геологическими структурами. Более высокое разрешение и взаимосогласованные структуры были получены В. Виласенером и др. [Villasenor et al., 2001] на базе поверхностных волн и М. Рицволлером и др. [Ritzwoller et al., 2002] с использованием P_n - и S_n -волн. Наконец, следует упомянуть глобальную томографию в работе [Bijwaard et al., 1998], которая кажется нам одной из наиболее достоверных из всех перечисленных. Результаты из этой работы будут сопоставлены ниже с нашей моделью. Последние три указанные работы, основанные на различных данных и алгоритмах, показывают наилучшее соответствие друг с другом, что является одним из наиболее важных аргументов в пользу их достоверности.

В условиях относительно редкого расположения станций и интенсивной сейсмической активности в Центральной Азии, достаточно эффективным является применение инверсной томографической схемы (ИТС). С помощью этого подхода [Koulakov, 1998; Koulakov et al., 2002; Кулаков и др., 2003] были получены результаты для верхней мантии южного горного обрамления Сибири и Центральной Азии. Однако следует отметить, что в этих исследованиях недостаточно внимания уделялось проблеме уточнения координат источников, а также тестированию. В настоящей работе на основании усовершенствованной версии ИТС, детали которой описаны в статье [Koulakov, Sobolev, 2006], удалось существенно повысить достоверность изображений.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ В ИЗУЧАЕМОМ РЕГИОНЕ

Районы Южного горного обрамления Сибири и Монголии расположены в северной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса. На карте топографии (рис. 1) отчетливо видно, как складчатые области с вкраплениями прочных блоков упираются на юге в устойчивые слабдеформированные области Западно-Сибирской плиты и Сибирского кратона.

Среди основных тектонических элементов изучаемого региона следует выделить Байкальскую рифтовую зону (БРЗ), которая является одной из наиболее значительных внутриконтинентальных рифтовых зон в мире. БРЗ расположена на границе между Сибирским кратоном и Амурско-Монгольским блоком и представляет собой почти 1500 км систему чередующихся впадин и хребтов. Основной морфологической особенностью БРЗ является бассейн оз. Байкал, имеющий протяженность около 680 км и примыкающий непосредственно к юго-восточной границе Сибирского кратона. В свою очередь, в бассейне Байкальской впадины подразделяют три сегмента, различающиеся по возрасту и активности: Южно-, Центрально- и Северо-Байкальские впадины.

В направлении на запад от южной оконечности оз. Байкал выделяют серию рифтовых впадин. Ближайшая к Байкалу (Тункинская впадина) имеет широтную направленность. Три другие впадины

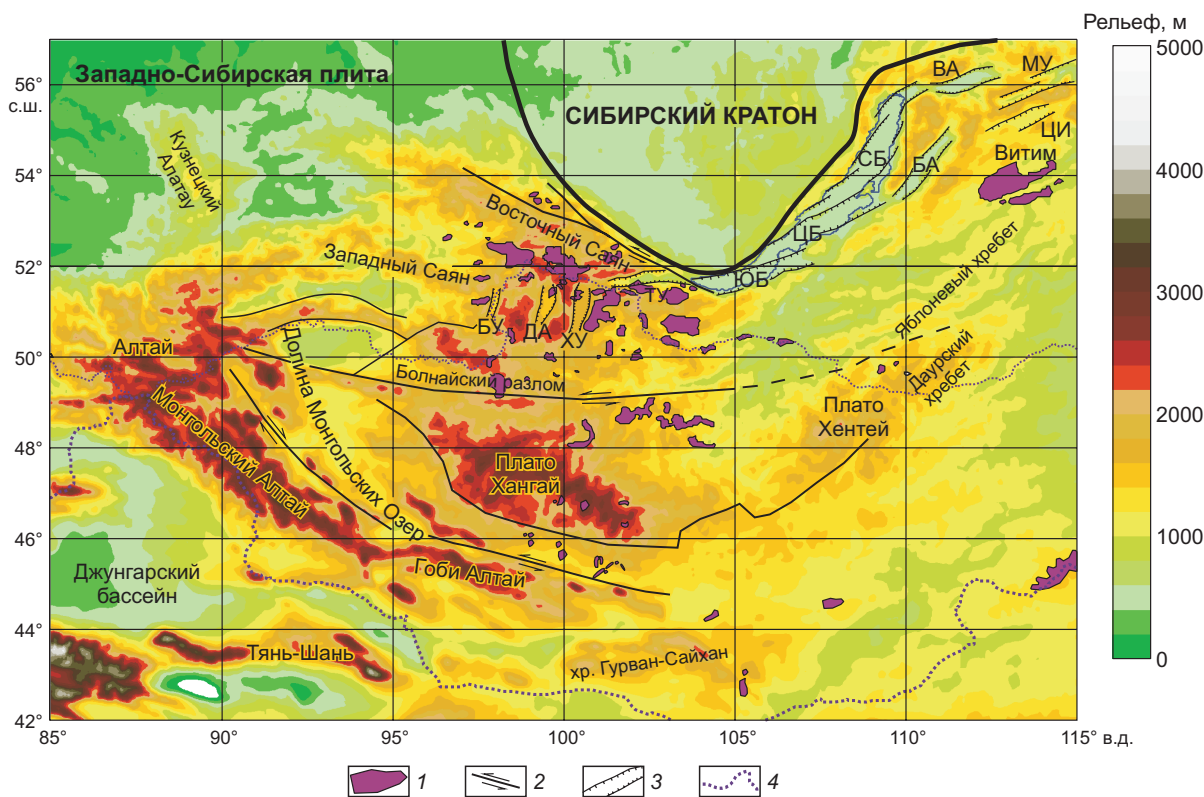


Рис. 1. Карта топографии изучаемого региона с указанием основных тектонических элементов (по [Zorin et al., 2003] и др.).

1 — поля кайнозойского базальтового магматизма; 2, 3 — типы разломов: 2 — сдвиговые, 3 — сбросовые; 4 — государственные границы. Рифтовые впадины: БУ — Бусингольская, ДА — Дархатская, ХУ — Хубсугульская, ТУ — Тункинская, ЮБ — Южно-Байкальская, ЦБ — Центрально-Байкальская, СБ — Северо-Байкальская, БА — Баргузинская, ВА — Верхнеангарская, МУ — Муйская, ЦИ — Ципинская.

(Хубсугульская, Дархатская и Бусингольская) имеют меридиональную направленность и расположены примерно на равном расстоянии друг от друга. Интересно, что крупнейшая из них (Хубсугульская) является самой пассивной, в смысле сейсмической активности, в то время как в самой малой впадине (Бусингольской) сейсмическая активность одна из самых сильных в Сибири [Еманов и др., 2001]. На юге БРЗ ограничивается Болнайским разломом, который представляет собой региональную сдвиговую структуру в Монголии протяженностью несколько тысяч километров.

В северо-восточной части БРЗ наблюдается чередование большого числа больших и малых впадин, разделенных друг от друга горными хребтами. Наиболее крупные из рифтовых впадин — Баргузинская, Верхнеангарская, Ципинская, Муйская.

В БРЗ наблюдаются типичные для рифтообразования процессы растяжения [Саньков и др., 1999]. Во-первых, на бортах всех рифтовых впадин БРЗ наблюдается наличие сбросовых разломов [Zorin, Cordell, 1991; Doser, 1991; Логачев, 2005]. Во-вторых, в границах БРЗ происходит достаточно высокая сейсмическая активность [Deverchere et al., 2001; Радзиминович и др., 2003; Radziminovitch et al., 2005]. По крайней мере, 13 событий с магнитудой более 6.5 были зарегистрированы в течение последних 280 лет [Doser, 1991]. Анализ механизмов очагов в Байкальском регионе также указывает на наличие растяжения [Petit et al., 1996; Lesne et al., 2000]. В-третьих, проведенные измерения горизонтальных смещений в БРЗ с помощью GPS говорят о раздвижении коры поперек Байкала со скоростью 4—5 мм/год [Calais et al., 2003; Vergnolle et al., 2003].

Рифтовые процессы в БРЗ начались около 30 млн лет назад, что совпало с наиболее активной фазой коллизии Индийской плиты с Евразией. Этот факт является одним из наиболее важных аргументов в пользу того, что именно эта коллизия и последующие за ней межплитные подвижки сыграли решающую роль в возникновении Байкальского рифта (пассивная модель рифтинга).

С другой стороны, наличие областей активного кайнозойского вулканизма в некоторых частях БРЗ говорит о том, что мантийные процессы тоже играют определенную роль в осуществлении рифтовых процессов. Общий объем излившихся лав в кайнозое для БРЗ оценивается 6000 км³ [Логачев и др., 1996;

Логачев, 2005]. Более половины этого объема приходится на Саяно-Хамардабанский ареал. В рамках БРЗ выделяют также два других более мелких, но компактных ареала — Удоканский и Витимский, в которых сосредоточено по 800—1000 км³ лав и пирокластов. Интересно, что в главной рифтовой впадине оз. Байкал не обнаружено ни одного проявления молодой вулканической активности. Самые молодые проявления магматизма в бассейне озера, которые носят весьма локальный характер, датируют не позже 52 млн лет [Ескин и др., 1978; Логачев, 2005]. В областях вулканической активности явной приуроченности вулканических полей к расположению рифтовых впадин также не наблюдается. В Саяно-Хамардабанском ареале некоторые проявления вулканизма прослеживаются в Тункинской долине, но в трех других рифтовых впадинах (Хубсугульской, Дархатской и Бусингольской) вулканическая активность почти не фиксируется [Ярмолук и др., 1990]. Другим парадоксальным фактом является относительно пониженный уровень теплового потока в Восточном Саяне [Дучков, Соколова, 1974; Лысак, 1988], гораздо более низкий, чем ожидается в областях активного вулканизма.

В данной работе важно также упомянуть относительно небольшие поля кайнозойского магматизма в Монголии на северо-восточной части плато Хангай (см. рис. 1). Многими авторами [Ярмолук и др., 1990, 1995] эти проявления связываются с магматизмом в Саяно-Хамардабанском ареале. Предполагается, что они представляют собой ответвления от единой горячей точки, что подтверждается близким составом и возрастом магм.

В монографии С.В. Рассказова [1993] подробно описывается состав и структура кайнозойских лав в БРЗ. Отмечается, что все они имеют примерно одинаковую природу и соответствуют глубинам источников магматизма от 50 до 150 км. В то же время анализ химического состава ксенолитов [Добрецов, Ащепков, 1991; Ащепков и др., 1996; Кузьмин и др., 2003; Ярмолук, Коваленко, 2003] говорит о том, что они могут быть вынесены и с больших глубин, например, из нижней мантии. С.В. Рассказовым и соавторами [1990] было показано, что магматизм в БРЗ проявляется циклично с максимумами активности, приходящимися на 60, 30 и 10 млн лет. Между этими пиками наблюдается относительное затишье, продолжающееся 10—15 млн лет.

Наиболее молодые проявления вулканизма наблюдаются в Восточном Саяне. Было замечено смещение вулканизма Восточного Саяна по тувинскому направлению на северо-запад [Рассказов, 1994], что приписывается им движению Евразийской плиты со скоростью 0.9 см/год. Приуроченность вулканизма к краям Сибирского кратона объясняется в этой статье подъемом мантийного потока под кратоном и растеканием под его подошвой.

АЛГОРИТМ ИНВЕРСНОЙ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ (ИТС) И ДАННЫЕ

В нашей работе производится изучение мантийной сейсмической структуры с использованием инверсной томографической схемы (ИТС). Изначально ИТС была предложена как альтернатива традиционной (прямой) телесеismicической схеме для изучения районов, где распределение станций не позволяет осуществлять качественную томографическую инверсию. Основное требование для ИТС заключается в наличии достаточного количества сейсмических событий в изучаемом регионе, зарегистрированных мировыми сейсмологическими сетями. В более ранних версиях ИТС [Koulakov, 1998; Koulakov et al., 2002; Кулаков и др., 2003] применялись только телесеismicические лучи, и релокация источников не производилась. В последних версиях ИТС [Koulakov et al., 2006] используются все возможные лучи, имеющиеся в каталогах. При этом лучи с малыми эпицентрными расстояниями используются в основном для локализации источников, а с большими — для определения глубинной сейсмической структуры.

Алгоритм ИТС использует времена прихода объемных сейсмических *P*- и *S*-волн от землетрясений, расположенных внутри изучаемой области, которые были зарегистрированы станциями мировой сейсмологической сети. Он позволяет рассчитывать трехмерное распределение аномалий скоростей *P*- и *S*-волн и положение сейсмических источников.

Региональная томографическая инверсия осуществляется в серии круговых областей с заданными координатами и радиусом. Обычно радиус круга имеет сходную с глубиной изучаемой области величину. Для изучения верхней мантии диаметр такой круговой области устанавливается в пределах 1200—1600 км. Для этого круга отбираются данные по источникам, лежащим в нем, и осуществляется инверсия для нескольких различно ориентированных параметризационных сеток. Для изучения более широкой области, чем один круг, можно провести инверсию для серии взаимно пересекающихся кругов и результаты просуммировать.

Алгоритм ИТС базируется на линеаризованном подходе, согласно которому сейсмические аномалии вычисляются по ходу одной итерации инверсии на базе лучей, построенных в одномерной модели. Это связано с тем, что для получения устойчивых результатов с использованием данных из каталога ISC (с высоким уровнем шума) необходимо обрабатывать огромный объем информации. Применение к ним нелинейных подходов (главным образом 3D лучевого трассирования) приводит к тому, что задача

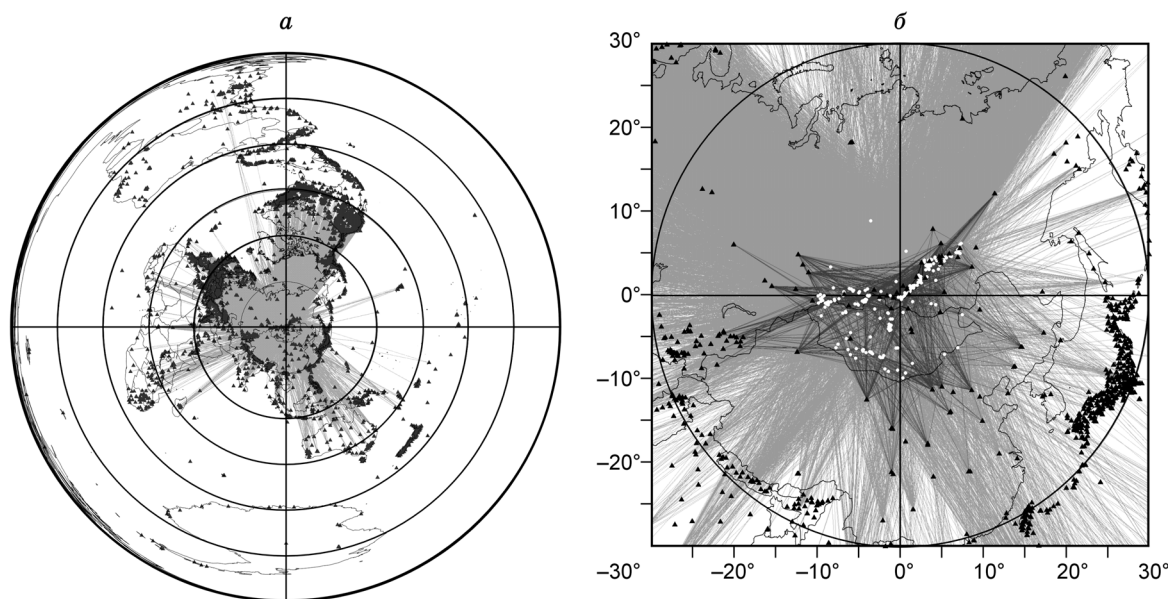


Рис. 2. Конфигурация системы наблюдения.

a — эквидистантная проекция с изучаемым регионом в центре. Круги построены через 30° эпицентрального расстояния относительно точки 103° в.д. и 52° с.ш. Треугольники — станции мировой сейсмологической сети.

б — увеличенный фрагмент, соответствующий эпицентральному расстояниям 30° . Белые точки — землетрясения в изучаемом районе. Темные линии — лучи с эпицентральному расстоянием меньше 20° , проходящие только в верхней мантии.

становится совершенно неподъемной при имеющихся компьютерных ресурсах. Кроме того, относительно небольшие вариации сейсмических скоростей в верхней мантии (максимум 5 %) не приводят к существенным изменениям траекторий лучей и, соответственно, погрешностям расчетов.

Подробное описание алгоритма, используемого в работе, приводится в статье [Koulakov, Sobolev, 2006].

Данные для настоящего исследования были взяты из каталога Международного сейсмологического центра [International..., 2001]. Он включает в себя информацию о сейсмических событиях в период с 1964 по 2001 г. и времена прихода на все доступные станции мировой сейсмологической сети (около 7000).

Внутри всего изучаемого региона было отобрано 1045 событий, для которых были получены времена пробега $\sim 130\,000$ *P*- и $\sim 11\,000$ *S*-волн. Положения источников и станций, вошедших в нашу систему наблюдений, показаны на эквидистанционной проекции в двух масштабах на рис. 2. Видно, что основной вклад в систему телесеismicких лучей вносят станции из Европы и Америки, обеспечивающие просвечивание в СЗ и ССВ направлениях. Для региональных лучей, напротив, достаточно большое их количество идет с юга со станций Китая. Эти лучи использовались в основном для улучшения качества локации источников, а также повышения вертикального разрешения в верхней мантии при томографической инверсии. Инверсия производилась в пяти отдельных круговых областях с радиусом 7° каждая, их положение показано на рис. 3, *a*, *б*, в верхнем сечении.

Все землетрясения, взятые из каталога ISC, были заново локализованы с использованием наших алгоритмов. На шаге локализации производилось выделение и отбраковка выбросов, которые в ISC каталоге составляют более 15 %.

ИНВЕРСИЯ РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В результате инверсии по отдельным кругам среднеквадратическая невязка для данных *P*-волн уменьшилась на 35—45 % и для *S*-волн на 30—40 % в зависимости от круга. Относительно небольшие значения сокращения невязок обусловлены достаточно высоким шумом в данных, а также низкоконтрастной структурой неоднородностей в верхней мантии, о чем будет сказано ниже.

Результаты инверсии реальных данных для аномалий скоростей *P*- и *S*-волн показаны на горизонтальных сечениях (см. рис. 3, *a*, *б*) и вертикальном разрезе (рис. 4). Следует отметить явно выраженную корреляцию между распределениями аномалий скоростей *P*- и *S*-волн, что является косвенным свидетельством достоверности полученных моделей. На верхних сечениях на глубине 50 и

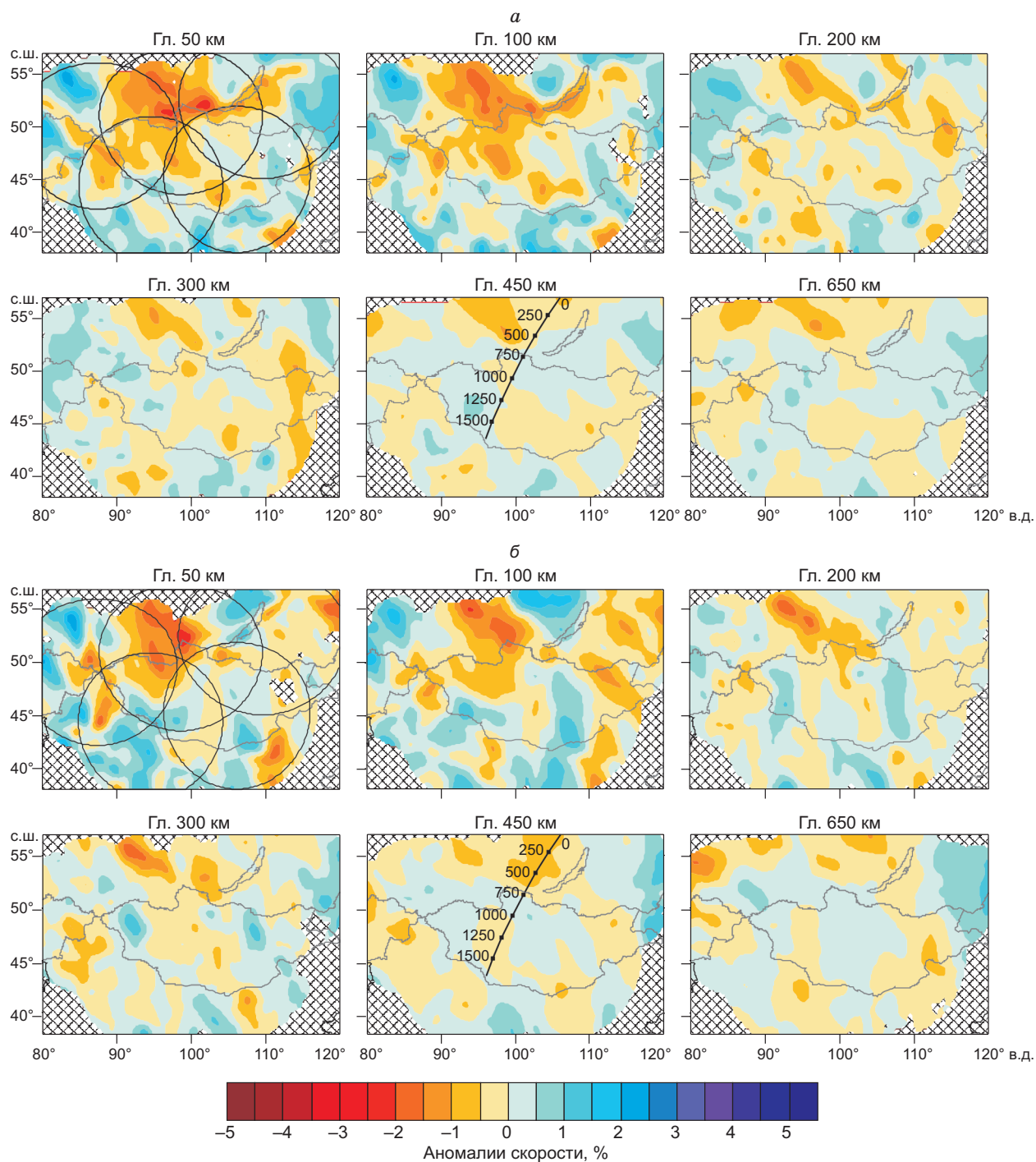


Рис. 3. Аномалии скоростей для *P*- (*a*) и *S*-волн (*б*), полученные в результате инверсии реальных данных для района Южной Сибири и Монголии.

Круги на верхних сечениях показывают области, где производилась независимая инверсия согласно ИТС.

100 км максимальные отрицательные аномалии наблюдаются вокруг южного обрамления Сибирского крата. Наиболее яркие аномалии расположены в Восточном Саяне, где наблюдаются более свежие проявления кайнозойского базальтового магматизма. Сибирский кратон прослеживается, по крайней мере, до глубины 200—250 км в виде положительных сейсмических аномалий.

В целом по региону до глубины 200 км прослеживаются относительно высококонтрастные аномалии с амплитудой 3—5 %. Ниже мантия представляется более или менее однородной. По нашим результатам, аномалии на глубинах ниже 300 км составляют меньше одного процента.

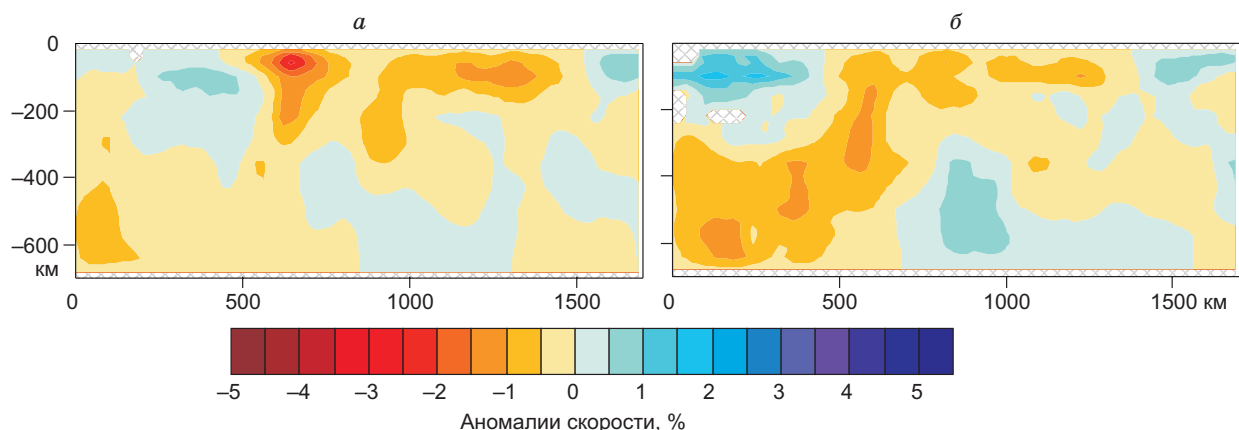


Рис. 4. Аномалии скоростей для P - (*a*) и S -волн (*б*), полученные в результате инверсии с помощью ИТС на вертикальном разрезе.

Положение профиля указано на сечениях, соответствующих глубине 450 км (см. рис. 3, *a*, *б*).

Надо иметь в виду, что томографическая инверсия, как правило, приводит к понижению амплитуды аномалий, что будет продемонстрировано на результатах синтетического тестирования в следующем разделе. Неопределенность восстановления амплитуд аномалий представляет собой общую проблему томографии, которая возникает практически в любом исследовании. По нашим оценкам, в данном случае реальная амплитуда аномалий в Земле должна быть в 1.5—2 раза выше, чем в полученных результатах.

Важным для подтверждения полученной структуры аномалий является сравнение с существующими томографическими моделями данного района, полученными другими авторами. В качестве примера приведем фрагмент глобальной модели [Bijwaard et al., 1998] (рис. 5), которая, по нашему мнению, является одной из наиболее детальных и достоверных моделей, построенных к настоящему моменту. Можно видеть, что на верхних сечениях эта модель показывает одни и те же структуры, что и наша модель. Для нижних сечений, как и в наших моделях, амплитуда аномалий не превышает 1 %, однако их конфигурация несколько отличается. Это говорит о том, что, скорее всего, на больших глубинах корректную форму аномалий трудно выделить из-за низкого соотношения сигнал/шум. Единственная аномалия, которая выделяется более или менее уверенно, — низкоскоростная аномалия под Сибирским кратоном.

Достоверность полученных аномалий в верхах мантии также подтверждается исследованиями, выполненными с использованием P_{-g} , S_{-g} , P_{-n} , S_{-n} фаз, зарегистрированных на региональной сети станций в Байкальском регионе [Яковлев и др., 2007].

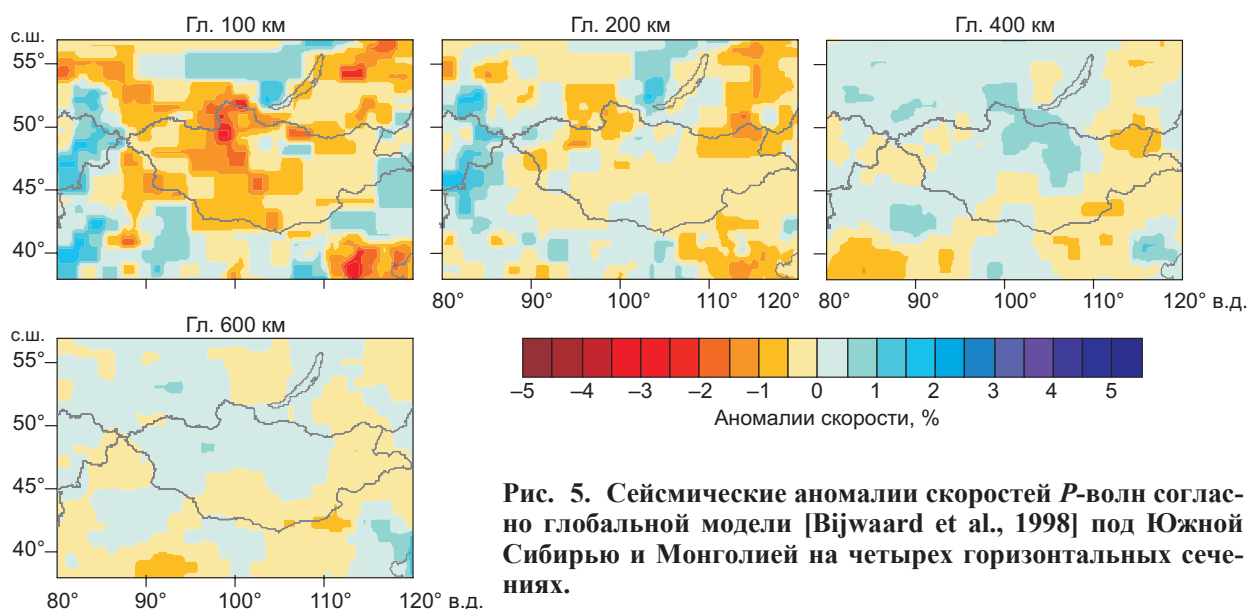


Рис. 5. Сейсмические аномалии скоростей P -волн согласно глобальной модели [Bijwaard et al., 1998] под Южной Сибирью и Монголией на четырех горизонтальных сечениях.

СИНТЕТИЧЕСКОЕ ТЕСТИРОВАНИЕ

Тест „Шахматная доска“. Разрешение, которое обеспечивается имеющейся системой наблюдения, проверялось с использованием теста „Шахматная доска“ (рис. 6). Размеры ячеек в тесте (150 и 250 км для *P*- и *S*-моделей соответственно) были заведомо меньше характерного размера аномалий, которые получены при инверсии реальных данных. Синтетические невязки рассчитывались по лучам, используемым в реальной системе наблюдения. К синтетическим невязкам добавлялся случайный шум с дисперсией 0.4 с. Кроме того, 10 % данных специально „портились“. Для них шум умножался в 10 раз, что моделировало

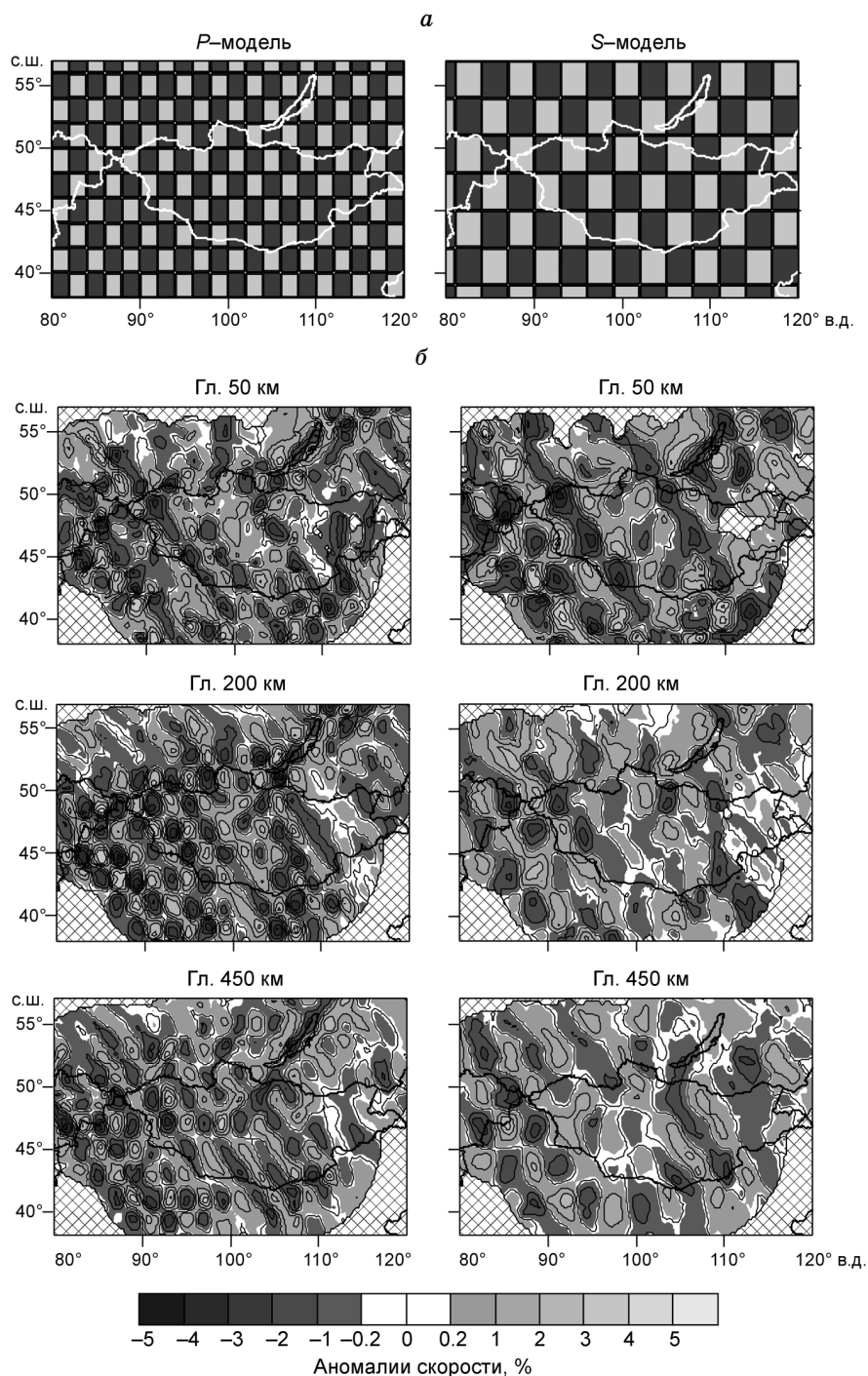


Рис. 6. Результаты восстановления теста „Шахматная доска“ для *P*- и *S*-моделей.

а — исходные модели, шум в данных составлял 0.4 с; *б* — результаты инверсии.

выбросы в реальном каталоге данных. После расчета синтетических времен пробега мы „забываем“ о положении источников и, как и в реальном случае, начинаем процедуру восстановления с локализации источников. Обработка синтетических данных производится по точно такой же процедуре инверсии, как и в случае реальных данных. Таким образом, данный тест достаточно точно воспроизводит реальную ситуацию. Если бы неопределенность восстановления параметров источников (за счет шума и удаленности станций) оказывала бы существенное влияние на результат, то мы, непременно, почувствовали бы это в синтетическом тесте.

Результаты инверсии синтетических данных (см. рис. 6) показывают надежное восстановление аномалий на большей части территории на всех интервалах глубин. Наилучшее разрешение наблюдается на средних глубинах (200—300 км). На больших глубинах имеет место некоторое размазывание и понижение амплитуды аномалий в 1.5—2 раза.

Проверка гипотезы с плюмами под Монголией. В работах [Zorin et al., 2003; Зорин, Турутанов, 2005] на основании данных о значении сглаженного гравитационного поля в БРЗ и Монголии делается предположение о наличии нескольких плюмов в верхней мантии. Предлагаются пять плюмообразных тел, которые были использованы для расчета гравитационного эффекта. Их расположение определяется также исходя из распространения кайнозойского вулканизма. Хорошее совпадение наблюдаемого и рассчитанного полей говорит о том, что данная модель вполне правдоподобна.

Вместе с тем отсутствие значимых аномалий в нашей томографической модели на глубинах более 300 км под большей частью Монголии и Южной Сибири не подтверждает эту модель. В нашей модели единственная аномалия, которую можно было бы принять за след плюма, расположена под Сибирским кратоном. Следов других пяти плюмов, которые предполагаются Ю.А. Зориным и др. [Zorin et al., 2003], мы не обнаруживаем.

Можно было бы предположить, что мы не обнаруживаем эти плюмы из-за низкого горизонтального разрешения. Чтобы проверить это, был проведен тест, показанный на рис. 7. В верхнем слое до глубины 150 км задавались аномалии по форме повторяющиеся аномалии, наблюдаемые в результатах инверсии реальных данных. В нижнем слое, от 150 до 700 км, исходная синтетическая модель состояла из пяти плюмов, расположенных в соответствии с предположениями Ю.А. Зорина и др. [Zorin et al., 2003]. Размеры плюмов в *P*- и *S*-модели составляли ~200 км, амплитуда — 3 %. Как и в случае теста „Шахматная доска“, к синтетическим невязкам добавлялся случайный шум с дисперсией 0.4 с. Плюс к этому синтезировались 10 % выбросов с амплитудой ошибки, умноженной в 10 раз, что примерно отражает реальную ситуацию с данными.

Результаты инверсии показывают, что для верхней части модели наша система наблюдения обеспечивает достаточное разрешение для надежного восстановления основных аномалий в *P*- и *S*-моделях. Что касается нижней части с плюмами, то надежное их выделение осуществляется только в *P*-модели. В *S*-модели наблюдаются некоторые незначительные следы этих аномалий, однако их уровень имеет тот же порядок, что и шум модели. Вместе с тем тот факт, что в *P*-модели выделение осуществляется надежно, а в результатах инверсии реальных данных ничего подобного мы не наблюдаем, не подтверждает предположение о наличии плюмов такой конфигурации под Монголией и Южной Сибирью.

Можно предположить, что размеры плюмов под Сибирью и Монголией меньше и составляют величины менее 100 км. В этом случае наша томографическая схема оказывается бессильной для восстановления такого рода аномалий. Помимо проблемы разрешения, которую можно исследовать посредством синтетических тестов, добавляется эффект нелинейности. При трехмерном трассировании лучей через такого рода мелкие отрицательные аномалии, чтобы иметь минимальное время по принципу Ферма, луч будет стараться огибать такие плюмообразные аномалии. В результате этого, невязки, обусловленные плюмами, будут гораздо меньшими, чем в линеаризованном моделировании, где форма лучей не зависит от скоростных аномалий. Очевидно, при инверсии таких данных изображения будут более размытыми, чем в линеаризованном подходе. К сожалению, в настоящей версии ИТС мы не успели применить блок трехмерного трассирования, чтобы проверить это предположение. Однако на качественном уровне ясно, что этот эффект не позволит восстановить плюмы размером меньше 100 км.

С другой стороны, надо помнить, что в реальности луч представляет собой не линию, а некоторую бананообразную область Френеля, толщина которой зависит от частоты колебаний сейсмического сигнала. Как показывает Р. Монтели [Montelli et al., 2004], учет этого позволяет выделять гораздо более тонкие структуры, чем с помощью простой лучевой томографии.

Все эти рассуждения приводятся для того, чтобы показать, что, если плюмы под Сибирью и Монголией существуют, но не прослеживаются в нашей модели, то, скорее всего, они слишком маломощные (<100—150 км в диаметре) и(или) молодые. В этом случае они не были бы способны создать вокруг себя обширную разогретую зону, которую можно было бы выявить с помощью томографии. Если предположить, что площадь сечения плюма в 4 раза меньше по сравнению с данными Ю.А. Зорина, дефицит плотности будет составлять не 20, а 80 кг/м³ (вполне допустимое значение для плюма), то эффект такой аномалии на гравитационное поле будет таким же, что и показанный в работе [Zorin et al., 2003]. Однако в этом случае томография не смогла бы разрешать такие мелкие объекты.

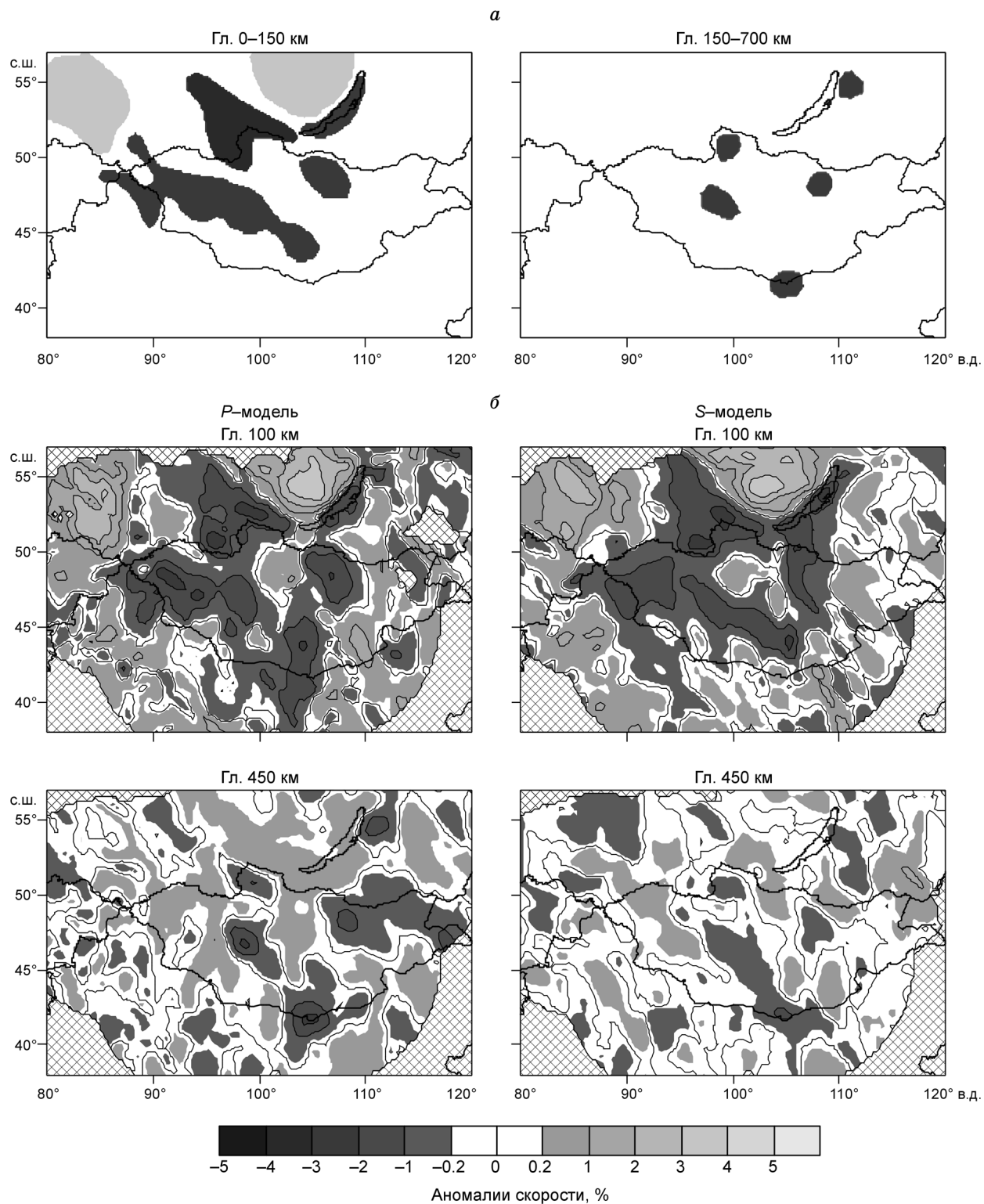


Рис. 7. Результат восстановления синтетической модели, отражающей реальную ситуацию.

a — конфигурация исходных аномалий. В интервале глубин 0–150 км — аномалии заданы в соответствии с результатами инверсии реальных данных, 150–700 км — по конфигурации плюмов (по [Zorin et al., 2003]); *б* — результаты инверсии для *P*- и *S*-моделей.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАНТИЙНЫХ АНОМАЛИЙ

На основании результатов, полученных с помощью ИТС, построена геодинамическая модель (рис. 8). В качестве фоновой модели мы выбрали распределение аномалий скоростей S -волн, так как именно они

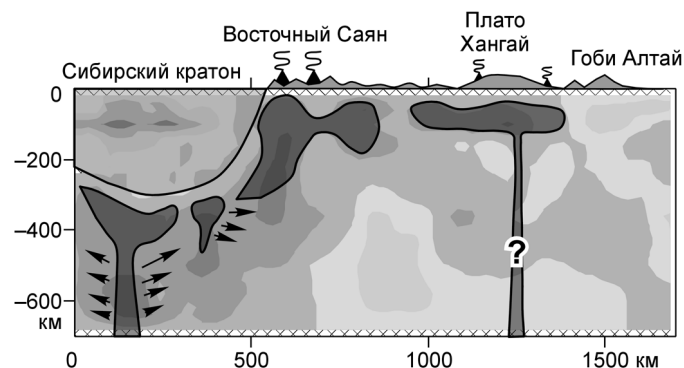


Рис. 8. Геодинамическая модель, построенная на основании результатов, полученных с помощью ИТС.

На фоне — модель неоднородностей аномалий скоростей S -волн (см. рис. 4, б). Предполагаемые положения плюма и кратона показаны темными и светлыми областями соответственно. Стрелки указывают возможное распространение тепла.

оказываются более чувствительными к вариации температур в мантии.

Допустим, что под Сибирским кратоном находится плюм средней мощности. Об этом можно судить по обширной низкоскоростной области под Сибирским кратоном, которая, по-видимому, отражает область разогрева вокруг плюма. Вместе с тем мы полагаем, что сам плюм, если его диаметр составляет 100 км и меньше, вряд ли мог бы обнаружиться сейсмическими методами. Этот плюм может приводить к накоплению горячего материала на подошве кратона, который по достижению некоторой критической массы двигался к его юго-западному краю. Дискретность перемещения горячих масс под кратоном может объяснить цикличность вулканизма в Восточном Саяне, замеченная С.В. Рассказовым и др. [1990]. Им же было отмечено, что проявления вулканизма в этом месте имеют место в течение достаточно долгого времени (по крайней

мере 70 млн лет), что указывает на устойчивость расположения плюма под кратоном.

Закономерность расположения плюма под толстой литосферой кратона имеет обоснованное объяснение, которое следует из результатов математического моделирования. В работах [Тычков и др., 1998, 1999] было показано, что под кратоном из-за недостатка выноса тепла происходит перегрев мантии, приводящий к образованию плюма. Аналогичная ситуация наблюдается в районе Кенийского плюма [Кулаков, 2007].

Что касается второго плюма (см. рис. 8), то его существование остается под вопросом. Местоположение плюма было выбрано согласно предположениям Ю.А. Зорина [Zorin et al., 2003]. Следует отметить, что мы не видим никаких его следов в результатах томографии, откуда можно предположить, что, если этот плюм и существует, то он очень маломощный и(или) молодой. Также можно допустить, что из-за вращения Монгольской микроплиты плюм активно смещался относительно поверхности, и современное положение плюма зафиксировано недавно. Оба эти предположения (малый диаметр и относительное смещение плюма) подтверждаются независимыми модельными построениями [Добрецов и др., 2001]. В этом случае он не способен разогреть большие массы вокруг себя, которые были бы видны на результатах томографии. Существует несколько доводов в его пользу. Во-первых, вокруг Хангая наблюдаются некоторые проявления кайнозойского вулканизма с явно глубинной природой. Если допустить, что материал для этих вулканов был вынесен из-под Сибирской плиты, то совершенно не ясен механизм, который заставил их двигаться по латерали на юг на 700—800 км. Во-вторых, на длинноволновой составляющей гравитационного поля в районе Хангая прослеживается отрицательная аномалия, которая могла бы быть объяснена наличием плюма [Zorin et al., 2003].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, мы не обнаруживаем следов мантийных плюмов под Монголией, показываем, что, если бы эти плюмы образовывали область аномальной мантии размером более 200 км в сечении, то наша схема была бы способна ее надежно выявить. Для выявления аномалий более мелких размеров томографическая схема, основанная на объемных телесеismicческих лучах, оказывается бессильной в силу фундаментальных ограничений лучевой теории. Главным образом они связаны с трехмерностью траектории луча, а также конечным размером зоны Френеля для низкочастотных колебаний seismicческого сигнала. Даже если данных в нашем распоряжении было бы на порядки больше, это не помогло бы выделить аномалии менее 100 км, которые ожидаются для плюмов под Монголией.

Единственно возможный путь для получения надежных изображений такого рода объектов в мантии представляется установка временных сетей станций непосредственно над предполагаемым положением плюма. В этом случае применение прямой телесеismicческой схемы и/или метода приемных функций может дать количественные оценки размера и интенсивности плюма. Удачные работы по выявлению

плюмов были проведены в Европе для Центрального массива во Франции и Эйфельского поля в Германии. Проведение аналогичных исследований в Монголии явилось бы важным достижением для оценки влияния мантийной динамики на современные тектонические процессы в Центральной Азии.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Мухометов Р.Г., Нересов Н.Л., Романов В.Г. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли // Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Новосибирск, Вычислительный центр СО АН СССР, 1971, с. 143—165.

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1991, 160 с.

Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов К.Д. Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланефелинитов хребта Хэнтэй (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 130—147.

Гобаренко В.С., Яновская Т.Б. Исследование горизонтальных неоднородностей строения верхней мантии в Алтае-Саянской зоне // Физика Земли, 1983, № 4, с. 21—35.

Добрецов Н.Л., Ащепков И.В. Состав и эволюция верхней мантии в рифтовых зонах (на примере Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 1991 (1), с. 5—13.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 408 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермальные исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974, 280 с.

Еманов А.А., Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Филина А.Г. Подходы к изучению пространственно-временных связей в сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Проблемы региональной геофизики. Новосибирск, ООО Типография Сибири, 2001, с. 65—67.

Ескин А.С., Бухаров А.А., Зорин Ю.А. Кайнозойский магматизм озера Байкал // Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 926—929.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.

Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с горячими и холодными полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.

Кулаков И.Ю. Структура Аффарского и Танзанийского плюмов, полученная на базе региональной томографии с использованием данных ISC // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 2, ч. 1—7.

Кулаков И.Ю., Тычков С.А., Бушенкова Н.А., Василевский А.Н. Структура и динамика верхней мантии Альпийско-Гималайского складчатого пояса по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 566—586.

Лаверов Н.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Акинин В.В., Гурбанов А.Г., Евдокимов А.Н., Кудряшова Е.А., Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сахно В.Г. Новейший вулканизм Северной Евразии: районирование и обстановки формирования // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 4, с. 498—502.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Актуальные вопросы современной геодинамики Азии / Под ред. С.В. Гольдина, А.М. Мазукабзова, В.С. Селезнева. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, с. 9—32.

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск, Наука, 1996, с. 57—80.

Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 200 с.

Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Наука, 1993, 288 с.

Рассказов С.В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустона и Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (10), с. 67—74.

Рассказов С.В., Батымурзаев А.С., Магомедов Ш.А. Цикличность кайнозойского вулканизма Юго-Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 1990 (6), с. 64—72.

Саньков А.В., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж., Лесне О., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Буддо В.Ю., Залуцкий В.Т., Башкуев Ю.Б. Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 422—430.

Тычков С.А., Рычкова Е.В., Василевский А.Н. Взаимодействие плюма и тепловой конвекции в верхней мантии под континентом // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (4), с. 419—431.

Тычков С.А., Василевский А.Н., Рычкова Е.В. Эволюция плюма под континентальной литосферой с резкими вариациями толщины // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (8), с. 1182—1196.

Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А. Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 261—282.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика и мантийные плюмы: их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 504—531.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А. Южно-Байкальская „горячая точка“ мантии и ее роль в формировании Байкальской рифтовой области // Докл. АН СССР, 1990, т. 312, № 1, с. 187—191.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

Barazangi M., Ni J. Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet // *Geology*, 1982, v. 10, p. 179—185.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 30055—30078.

Bourjot L., Romanowicz B. Crust and upper-mantle tomography in Tibet using surface waves // *Geophys. Res. Lett.*, 1992, v. 19, p. 881—884.

Brandon C., Romaniwicz B. A „no-lid“ zone in the Central Chang-Thang platform of Tibet: evidence from pure path phase velocity measurements of long-period Rayleigh waves // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 6547—6564.

Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnitchenko A., Amarjargal S., Déverchère J. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area, 1994—2002 // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, (B10), 10.1029/2002JB002373.

Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // *Geophys. J. Inter.*, 2001, v. 146, № 3, p. 714—730.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Mezo- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Inter. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.

Doser D. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // *Tectonophysics*, 1991, v. 196, p. 87—107.

Friederich W. The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms // *Geophys. J. Inter.*, 2003, v. 153, p. 88—102.

Huang Z., Su W., Peng Y., Zheng Y., Li H. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108(B2), 2073, doi:10.1029/2001JB001696.

International Seismological Centre, Bulletin Disks 1-9 [CD-ROM] // *Inter. Seism. Cent.*, Thatcham, United Kingdom, 2001.

Koulakov I.Yu. 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent // *Geophys. J. Inter.*, 1998, v. 133, № 2, p. 467—489.

Koulakov I., Sobolev S.V. A tomographic image of Indian lithosphere break-off beneath the Pamir Hindu-kush region // *Geophys. J. Inter.*, 2006, v. 164, p. 425—440.

Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevskiy A. Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt from teleseismic tomography // *Tectonophysics*, 2002, v. 358, p. 77—96.

Lesne O., Calais E., Déverchère J., Hassani R., Chery J. Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal Rift from two-dimensional numerical deformation modeling // *J. Geophys. Res.*, 2000, v. 105, p. 21727—21744.

Maceira M., Taylor S.R., Ammon C.J., Yang X., Velasco A.A. High-resolution Rayleigh wave slowness tomography of central Asia // *J. Geophys. Res.*, 2005, v. 110, B06304, doi:10.1029/2004JB003429.

Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G., Engdahl E.R., Hung S.-H. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle // *Science*, 2004, v. 303, p. 338—343.

Ni J., Barazangi M. High-frequency seismic wave propagation beneath the Indian Shield, Himalayan Arc, Tibetan Plateau and surrounding regions: high uppermost mantle velocities and efficient Sn propagation beneath Tibet // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 1983, v. 72, p. 665—689.

Petit C., Déverchère J., Houdry F., San'kov V., Melnikova V., Delvaux D. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*, 1996, v. 15, p. 1171—1191.

Pines I., Teng T.-L., Rosenthal R., Alexander S. A surface wave dispersion study of the crustal and upper mantle structure of China // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 3829—3844.

Radziminovitch N.A., Déverchère J., Melnikova V., San'kov V.A., Giljova N. The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the Southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // *Geophys. J. Inter.*, 2005, v. 161, p. 387—400.

Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 4839—4878.

Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Barmin M.P., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107(B12), 2335, doi:10.1029/2002JB001777.

Vergnolle M., Pollitz F., Calais E. Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108(B10), 2502, doi:10.1029/2002JB002374.

Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2001, v. 123, p. 169—184.

Wu F.T., Levshin A. Surface-wave group velocity tomography of East Asia // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1994, v. 84, p. 59—77.

Wu F.T., Levshin A.L., Kozhevnikov V.M. Rayleigh-wave group velocity tomography of Siberia, China and the vicinity // *Pure Appl. Geophys.*, 1997, v. 149, p. 447—473.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, v. 138, p. 263—278.

Zorin Y., Cordell L. Crustal extension in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*, 1991, v. 198, p. 117—121.

Zorin Y.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treusov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 271, p. 153—173.

*Рекомендована к печати 18 июля 2007 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 26 января 2007 г.,
после доработки — 25 июня 2007 г.*