

О ПРИРОДЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (Россия) И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Ю.А. Зорин, Е.Х. Турутанов, В.М. Кожевников, С.В. Рассказов, А.В. Иванов

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

Рассмотрено пространственное соотношение верхнемантийных плюмов, выявленных ранее на основе анализа длинноволновых изостатических аномалий силы тяжести, с субдуктирующей Тихоокеанской плитой. Судя по результатам глобальной сейсмической томографии, секторы субдуктирующей плиты, соответствующие Японской и Идзу-Бонинской островным дугам, выполаживаются у нижней границы переходной зоны мантии и протягиваются в горизонтальном положении на большое расстояние под Евразийский континент, погружаясь затем в нижнюю мантию. Область существования верхнемантийных плюмов расположена за западным краем наиболее далеко продвинутого под континент сектора океанической плиты.

В материале плюмов, как предполагается, существенную роль играет фертилизированный (обогащенный несовместимыми элементами) перидотит, слой которого образуется в интервале глубин 200—600 км в результате воздействия расплавов, возникающих при частичном плавлении океанической коры субдуктирующего слэба, на вышележащую обедненную мантию. Слой этот интегрируется в слэб и разогревается за счет трения на верхней границе слэба при его движении в горизонтальном положении в переходной зоне, где вещество мантии обладает повышенной прочностью. Порции разогретого фертилизованного перидотита отделяются от слэба при его погружении в нижнюю мантию, всплывают сквозь верхнюю часть переходной зоны и вовлекаются в конвекцию, удлиненная ячейка которой возникает в астеносфере под континентом за зоной субдукции. Восходящая ветвь такой конвекции распадается на отдельные струи, которые и представляют собой верхнемантийные плюмы.

Верхнемантийные плюмы, субдуктирующая плита, переходная зона мантии, фертилизированный перидотит, конвекция в астеносфере.

THE NATURE OF CENOZOIC UPPER MANTLE PLUMES IN EAST SIBERIA (Russia) AND CENTRAL MONGOLIA

Yu.A. Zorin, E.Kh. Turutanov, V.M. Kozhevnikov, S.V. Rasskazov, and A.I. Ivanov

We discuss the space relationship between upper mantle plumes revealed earlier from analysis of long-wavelength isostatic gravity anomalies and the subducting Pacific slab. According to global seismic tomography, the oceanic slab corresponding in its segments to the Japan and Izu–Bonin island arcs flattens out at the bottom of the mantle transition zone, extends horizontally far beneath Eurasia, and then resumes sinking into the lower mantle. The upper mantle plumes are located beyond the western endpoint of the slab sector that advances the farthest beneath the continent.

A considerable part in the plume material may belong to fertilized (enriched with incompatible elements) peridotite. A layer of fertilized peridotite forms at depths between 200 and 600 km under the effect that the melts produced by partial melting of the slab oceanic crust make on the overlying depleted mantle. The peridotite layer integrates into the slab and heats up by friction along the slab top during the horizontal motion of the latter in the transition zone, where the mantle material is of relatively high strength. Portions of hot fertilized peridotite detach from the slab as it sinks into the lower mantle, rise by buoyancy through the upper part of the transition zone, and become entrained into an elongate asthenospheric convection cell which arises beneath the continent behind the subduction zone. The ascending convection flow splits into separate streams, which are the upper mantle plumes.

Upper mantle plumes, subducting slab, mantle transition zone, fertilized peridotite, asthenospheric convection

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних 15 лет концепция мантийных плюмов привлекалась многими исследователями для объяснения как специфики кайнозойского магматизма Восточной Сибири и Центральной Монголии, так и геодинамики Байкальской рифтовой зоны [1—7]. Однако местоположение ствольных частей кайнозойских плюмов и их геометрия оставались неизвестными. Авторы настоящей статьи, основываясь на том, что пониженная вязкость астеносферы должна практически элиминировать влияние аномальных масс ствольных частей плюмов на топографию земной поверхности, предложили использовать для диагностики и локации этих глубинных объектов длинноволновые изостатические аномалии силы тяжести [8, 9]. Были построены гравитационные модели ствольных частей плюмов под Байкальской рифтовой зоной и горными сооружениями Центральной Монголии. Местоположение выделенных

плюмовых каналов согласуется с сейсмическими данными о распределении групповых скоростей длинно-периодных волн Рэлея и об азимутальной сейсмической анизотропии [8, 9].

Несмотря на то что полученные представления о форме и размерах стволовых частей плюмов являются весьма приближенными, сравнительно небольшая интенсивность связанных с ними гравитационных аномалий и возможные пределы изменения недостатка плотности позволяют полагать, что эти объекты располагаются в пределах верхней мантии [9, 10]. Существует мнение, что плюмами следует именовать только те восходящие струи вещества, которые зарождаются на глубине слоя D'', расположенного в основании нижней мантии [11]. Однако подобные струи могут возникать и в верхней мантии [12—14], поэтому их, по-видимому, целесообразно именовать верхнемантийными плюмами.

В последнее время появились работы, в которых кайнозойские базальты южной части Восточной Сибири, Центральной Монголии и Северо-Восточного Китая связываются с особым характером субдукции Тихоокеанской плиты в ее секторах, соответствующих Японской и Идзу-Бонинской островным дугам [15, 16]. Результаты глобальной сейсмической томографии [17—20] указывают на то, что здесь Тихоокеанская субдуцирующая плита, которая проявляется как зона повышенных сейсмических скоростей, в переходной зоне мантии (в интервале глубин 420—660 км) приобретает горизонтальное положение, протягивается в таком положении над нижней границей этой зоны под азиатский континент на расстояние более 1,5 тыс. км до Восточного Забайкалья и Восточной Монголии и только затем погружается в нижнюю мантию. За горизонтальной частью плиты в современной геологической и геофизической литературе закрепилось название стагнированный слэб (stagnated или stagnant slab). Термин „стагнация“, строго говоря, должен относиться только к застою плиты на определенной глубине, а не к отсутствию движения вообще, так как без горизонтального перемещения плита не смогла бы проникнуть на столь значительное расстояние под континент.

Предполагается, что в результате дегидратации гидросиликатов, сохранившихся в стагнированном слэбе, в астеносферу поступают флюиды, которые вызывают восходящее конвективное течение и связанное с ним поднятие (апвеллинг) астеносферы [15]. Развитие апвеллинга приводит к появлению базальтовых магм и к рифтогенезу. Центр апвеллинга, как предполагается, находится в Северо-Восточном Китае, а базальтовые поля Восточной Сибири и Центральной Монголии попадают на его северо-западную окраину [15]. Ниже будет показано, что гипотеза о существовании восходящего течения в астеносфере с центром, расположенным в Северо-Восточном Китае, не согласуется с гравиметрическими данными: здесь отсутствуют отрицательные длинноволновые аномалии силы тяжести. Область существования таких аномалий охватывает юго-восточную часть Восточной Сибири и Центральную Монголию, где нами выделяются верхнемантийные плюмы [9, 10].

С другой стороны, в начале восьмидесятых годов прошлого столетия, когда еще не было данных о стагнации слэбов, на основании численного [21] и лабораторного [22] моделирования было показано, что охлаждающее влияние субдуцирующей плиты приводит к образованию в верхней мантии конвекционных ячеек, удлинённых по горизонтали до 3—4 тыс. км. В работе [22] указывалось на возможность существования под литосферой Восточной Азии конвекционной ячейки, нисходящая ветвь которой расположена у зоны субдукции Тихоокеанской плиты, а восходящая — под Байкальской рифтовой зоной.

Возникают естественные вопросы: не могут ли обнаруженные нами верхнемантийные плюмы относиться к восходящей ветви подобного конвективного течения и какое отношение они имеют к стагнированному слэбу? Попытка приблизиться к решению этих вопросов и к пониманию природы верхнемантийных плюмов предпринимается в настоящей статье на основе анализа геофизических материалов в совокупности с имеющимися сведениями о вещественном составе верхней мантии и о протекающих в ней процессах.

1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПРОСТРАНСТВЕННОМ СООТНОШЕНИИ СТАГНИРОВАННОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО СЛЭБА И ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

О пространственном положении стагнированной части океанического слэба под Восточной Азией можно судить по результатам глобальной сейсмической томографии [20], приведенным на рис. 1, где показаны распределения аномалий сейсмической скорости ($100\Delta V_p/V_p$, %) на глубине 550 км и на разрезе по линии АВ, соответствующей дуге большого круга. Здесь ΔV_p — отклонение рассчитанной скорости продольных волн от ее стандартного значения V_p по модели IASPI 91. Мы выбрали именно этот вариант томографии потому, что в нем учтены преломления сейсмических лучей на границе Мохо, а также на верхней и нижней границах переходной зоны мантии. Кроме того, в используемом варианте томографии сейсмические аномалии вычислены не в блоках (призмах), а в узлах пространственной сети, расположенных на фиксированных глубинах, одна из которых попадает в нижнюю половину переходной зоны мантии. Цифровые данные для построения карты и разреза любезно предоставлены Д. Жао [20].

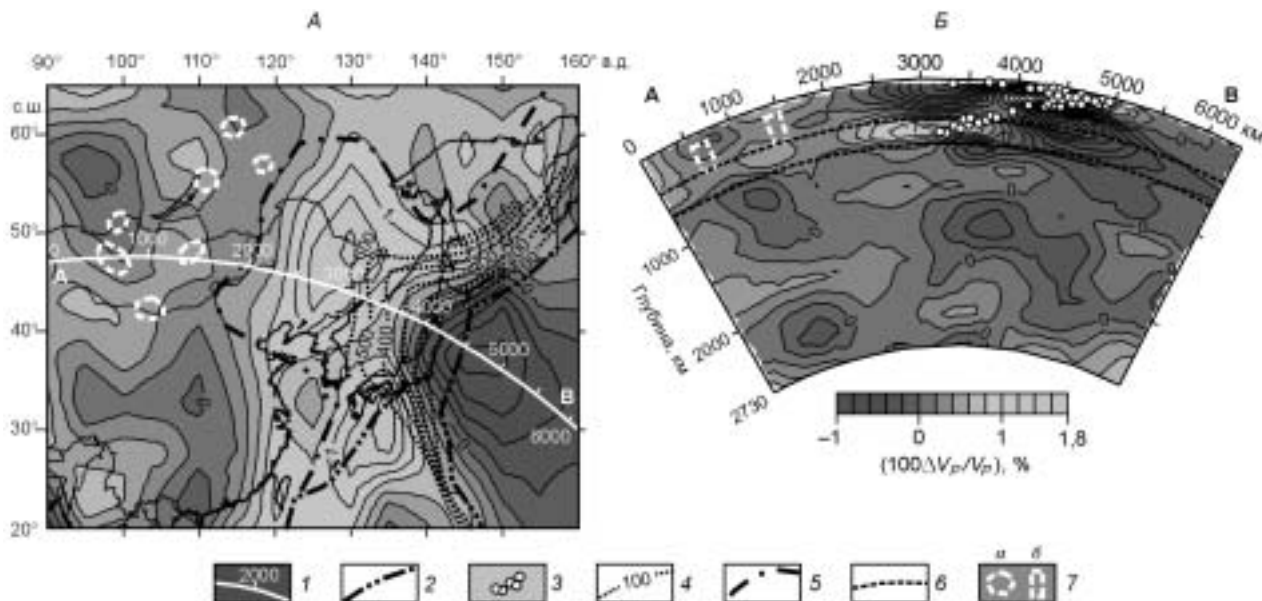
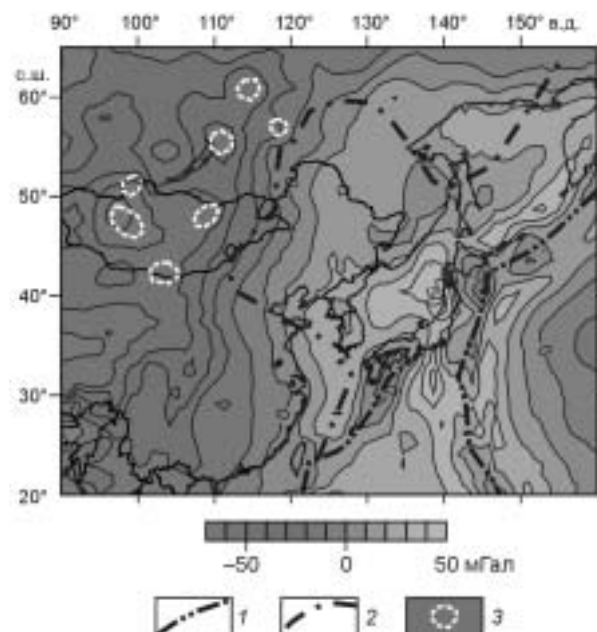


Рис. 1. Распределение аномалий сейсмической скорости ($100\Delta V_p/V_p$, %) на глубине 550 км (А) и на разрезе по линии АВ (Б), по цифровым данным глобальной сейсмической томографии [20].

1 — линия разреза на карте (цифры — расстояние в км от начала профиля); 2 — оси океанических желобов; 3 — гипоцентры землетрясений; 4 — изолинии (км) глубины зоны Вадати-Беньофа [24]; 5 — западная граница той части стагнированного океанического слэба, которая сохраняет связь с зоной субдукции; 6 — границы переходной зоны мантии на разрезе; 7 — верхнемантийные плюмы: а — на карте, б — на разрезе (см. модель В на рис. 3).

Узкими зонами положительных сейсмических аномалий на глубине 550 км отражаются секторы слэбов, которые погружаются в нижнюю мантию без стагнации в переходной зоне. Судя по данным региональной сейсмической томографии с использованием продольных и поперечных волн [19], секторы плит, соответствующие Курильско-Камчатской (северная часть площади, изображенной на рис. 1), Марианской и Филиппинской (южная часть площади на рис. 1) зонам субдукции, не стагнируют.

Широкими зонами повышенной сейсмической скорости могут отражаться как те горизонтальные (стагнированные по глубине) части слэба, которые сохранили механическую связь с современной зоной субдукции и продолжают поддвигаться под континент, так и более древние (неподвижные в настоящее время) фрагменты океанической литосферы, которые потеряли такую связь. Примером подобного фрагмента может являться реликт плиты, обнаруженный под Чукоткой при детальных томографических исследованиях [23].



Предполагается, что этот фрагмент слэба потерял связь с движущейся океанической литосферой после причленения Камчатки к Евразии и перескока зоны субдукции от края континента в современное положение у Курильско-Камчатской островной дуги.

Критерием сохранения механической связи горизонтальной части слэба с зоной субдукции может служить непрерывность прослеживания области повышенных значений сейсмической скорости от места вхождения зоны Вадати-Беньофа в переходную

Рис. 2. Длинноволновые (осредненные скользящим окном $5^\circ \times 5^\circ$) гравитационные изостатические аномалии. Исходные данные по [26].

1 — оси океанических желобов; 2 — западная граница той части стагнированного океанического слэба, которая сохраняет связь с зоной субдукции (см. рис. 1); 3 — верхнемантийные плюмы (см. рис. 3, модель В).

зону мантии. Этому критерию удовлетворяют секторы слэба, расположенные северо-западнее Японской и Идзу-Бонинской островных дуг. Наибольшая протяженность (вкрест простираения) области стагнации по глубине отмечается в Японском секторе слэба (центральная часть площади на рис. 1). Упомянутые выше зоны субдукции разделены трансформными разломами, которые, судя по флексуорообразным изгибам поверхности зоны Вадати-Беньоффа [24], продолжают под континент. Развитие секторов океанической литосферы, разделенных этими разломами, происходило по несколько различным сценариям: северный и южный сегменты, по-видимому, включали в себя террейны с субконтинентальной литосферой, аккреция которых приводила к перестройкам зоны субдукции [25].

Верхнемантийные плюмы, выделенные нами по гравиметрическим данным [8—10], так же как и связываемые с ними поля эффузивов, группируются в область, которая расположена западнее центрального, наиболее далеко продвинутого под континент, сектора океанического слэба и вытянута в направлении, примерно параллельном краю области повышенной сейсмической скорости (см. рис. 1). Стволовые части этих плюмов, диаметры которых не превышают 200 км, не могут фиксироваться глобальной сейсмической томографией из-за ее невысокой разрешающей способности [14].

На приведенном разрезе по [20] у западного края стагнированной части слэба по участку повышенной скорости намечается погружение слэба в нижнюю мантию. Нужно отметить, что такое погружение гораздо более четко фиксируется на разрезах, приведенных в работах [17, 18], в которых совокупность использованных данных и особенности методики обеспечили более высокую разрешающую способность сейсмической томографии при выделении субвертикальных объектов.

Представляется целесообразным сопоставить результаты сейсмических исследований с полем длинноволновых (региональных) изостатических аномалий силы тяжести, которые отражают не только нарушения изостазии, но и распределение гравитирующих масс ниже уровня изостатической компенсации, который, как предполагается, расположен под континентами на глубине около 150—200 км [9]. Для диагностики и локации стволовых частей плюмов мы использовали сравнительно детальные исходные гравиметрические материалы по Восточной Сибири и Монголии, обработанные по специальной методике [8—10]. Не располагая столь детальными материалами для всей территории, изображенной на рис. 1, для сопоставления результатов сейсмической томографии с гравитационным полем мы используем изостатические аномалии, вычисленные М. Кабаном и др. [26] для всей Земли в узлах сети $1^\circ \times 1^\circ$ по значениям аномалий Фая и высот рельефа. В цитированной работе аномалии силы тяжести отнесены не к сфероиду (как это сделано нами), а к геоиду. Для выделения длинноволновых изостатических аномалий мы осреднили цифровые данные из [26] способом скользящего окна с размерами $5^\circ \times 5^\circ$ (рис. 2), что примерно соответствует параметрам фильтрации, использованным ранее [9, 10].

В силу различий в моделях фигуры Земли (сфероид и геоид) поле длинноволновых изостатических аномалий, изображенных на рис. 2, заметно отличается по среднему уровню от аномалий, вычисленных нами для Восточной Сибири и Монголии (рис. 3, А). Однако местоположение аномалий, связываемых со стволовыми частями плюмов, и их относительная интенсивность оказались близкими (см. рис. 2 и 3, А), несмотря на невысокую детальность исходных материалов, использованных в [26], и на различия в подходах к оценке глубин компенсационных масс.

Для иллюстрации некоторой неопределенности, сопутствующей интерпретации аномалий силы тяжести, на рис. 3 приведены две гравитационные модели стволовых частей плюмов. В обоих случаях плюмовые каналы моделировались вертикальными цилиндрическими телами (полигональными призмами) с использованием технологии, изложенной в [8, 9]. Напомним кстати, что **головные части** плюмов, заполняющие выступы астеносферы, принимают участие в изостазии и их гравитационные влияния элиминированы при вычислении изостатических аномалий. В модели *Б* нижние границы **стволовых частей** плюмов располагались на глубине 670 км, а верхние — 200 км [9]. В новой модели *В* эти глубины составляли 420 и 150 км соответственно. Последнее значение отвечает оценке максимальной толщины литосферы в континентальных регионах, расположенных восточнее и южнее Сибирской платформы [10]. При аномальной плотности -20 кг/м^3 для согласования теоретического поля с наблюдаемым с точностью $\pm 4,5 \text{ мГал}$ в модели *Б* к теоретическим аномалиям необходимо добавить 10,4 мГал, а в модели *В* — 3,3 мГал. Уменьшение постоянной по площади добавки может свидетельствовать в пользу последней модели, так как при относительно сближенных телах излишнее заглубление нижних границ приводит к возрастанию особенно длинноволновых компонент отрицательных теоретических аномалий, которые (компоненты) приближенно компенсируются положительной постоянной добавкой. Предпочтительность этой модели также следует из соображений, которые изложены в разделе 4 настоящей статьи. Нужно отметить, что в новой модели местоположение стволовых частей плюмов и даже размеры их проекций на земную поверхность остались практически такими же, как и в предыдущей модели (сравни рис. 3, *Б* и *В*). Пересмотр глубины нижних границ стволовых частей плюмов ни коим образом не меняет сущность наших выводов о согласии гравиметрических данных с сейсмическими [9] и о роли плюмов в геодинамике Байкальского рифта [10].

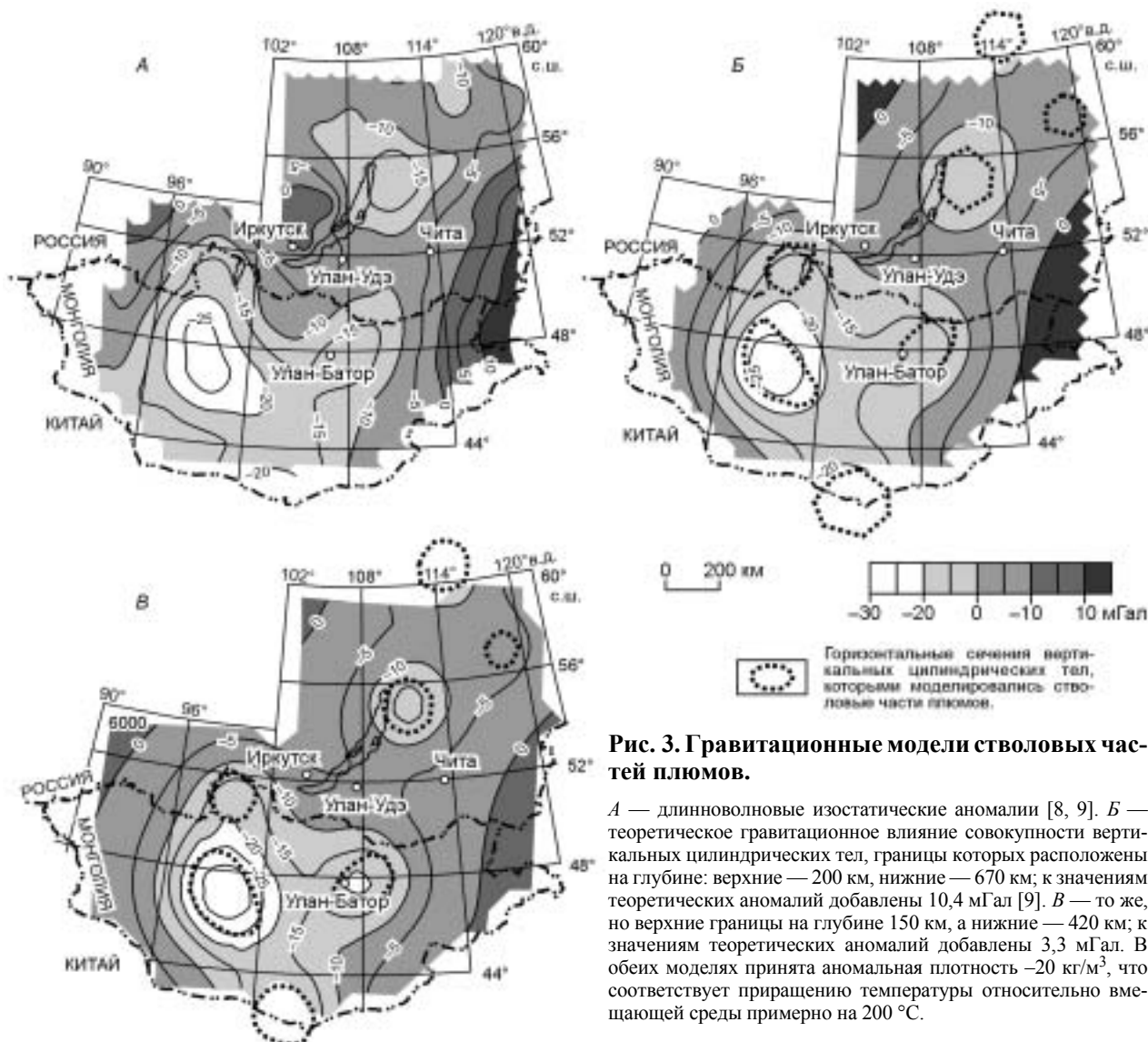


Рис. 3. Гравитационные модели стволочных частей плюмов.

А — длинноволновые изостатические аномалии [8, 9]. *Б* — теоретическое гравитационное влияние совокупности вертикальных цилиндрических тел, границы которых расположены на глубине: верхние — 200 км, нижние — 670 км; к значениям теоретических аномалий добавлены 10,4 мГал [9]. *В* — то же, но верхние границы на глубине 150 км, а нижние — 420 км; к значениям теоретических аномалий добавлены 3,3 мГал. В обеих моделях принята аномальная плотность -20 кг/м^3 , что соответствует приращению температуры относительно вмещающей среды примерно на $200 \text{ }^\circ\text{C}$.

Аномалии от отдельных плюмов в западной части площади, изображенной на рис. 2, сливаются в область отрицательных значений гравитационного поля. Эта область распространяется к югу, где она разделяется на две ветви. Западная ветвь попадает на территорию Тибета, где наблюдается наиболее обширный по площади гравитационный минимум. В целом отрицательные значения поля силы тяжести соответствуют, очевидно, тем частям верхней мантии, которые обладают пониженной плотностью и имеют тенденцию к всплыванию. В Восточном Китае, в промежутке между областью существования плюмов и океаническими желобами, подобные отрицательные гравитационные аномалии не наблюдаются (см. рис. 2), что свидетельствует об отсутствии здесь восходящего течения, которое предполагалось в работе [15].

Над океаническими желобами, сейсмически-активными в настоящее время, наблюдается цепочка гравитационных минимумов. Эти особенности поля, так же как и цепочка положительных аномалий над океаническим валом, который расположен восточнее активных желобов, связаны с нарушениями изостазии, возникающими при затагивании океанической плиты в зону субдукции (см. рис. 2). К западу от желобов располагаются линейные гравитационные максимумы, соответствующие наклонным частям субдуктирующей Тихоокеанской плиты.

Стагнированному по глубине слэбу соответствует зона относительно повышенного гравитационного поля, которая по конфигурации подобна положительной сейсмической аномалии (см. рис. 1 и 2). При сопоставлении этих рисунков необходимо иметь в виду, что в гравитационном поле отражаются не только все фрагменты стагнированного по глубине слэба (как сохраняющие механическую связь с современной зоной субдукции, так и потерявшие такую связь), но и гравитирующие тела, расположенные выше и ниже

уровня глубинного среза, изображенного на карте (см. рис. 1). С учетом последнего замечания следует признать, что гравитационное поле хорошо согласуется с результатами сейсмической томографии.

Таким образом, совместное рассмотрение сейсмических и гравитационных материалов позволяет сделать вывод, что область развития верхнемантийных плюмов, с которой связываются поля внутриконтинентальных базальтов, наиболее удаленные от океанических желобов, расположена вблизи края наиболее далеко продвинутого под континент фрагмента движущейся океанической плиты. Этот факт не представляется случайным.

2. ДИНАМИКА СУБДУКТИРУЮЩЕГО СЛЭБА И ЕГО СТАГНАЦИЯ ПО ГЛУБИНЕ

Причиной погружения океанического слэба в зоне субдукции является его отрицательная плавучесть, которая обусловлена, прежде всего, его пониженной температурой относительно температуры мантии. Вместе с тем значительное влияние на плавучесть оказывают и изменения петрологического состава слэба, связанные с фазовыми переходами оливина [27—30].

На верхней границе переходной зоны (на глубине 420 км) в нормальной мантии имеет место фазовый переход оливина (O) в его более плотную модификацию вадслеит, а на глубине около 520 км вадслеит переходит в рингвудит [29]. Так как вадслеит по плотности мало отличается от рингвудита, эти две фазы часто объединяются в одну и условно именуется „шпинелью“ (Sp) [27, 30]. Предполагается, что на нижней границе переходной зоны (на глубине около 660 км) шпинель (оливин, имеющий структуру шпинели) трансформируется в более плотные минералы: магнезиовюстит (Mw) и ферромагнезиальный силикатный перовскит (Pv) [28, 29].

В медленно субдуктирующих и не очень холодных слэбах аналогичные фазовые переходы происходят в состоянии, близком к равновесному. Однако так как слэб все же остается значительно более холодным, чем нормальная мантия, в его пределах фазовая граница экзотермического перехода $O \rightarrow Sp$ изгибается вверх (рис. 4, А), что приводит к увеличению плотности части плиты, т. е. к возрастанию отрицательной плавучести [27—29]. Фазовая граница эндотермического перехода $Sp \rightarrow Mw + Pv$ в пределах такой плиты изгибается вниз (см. рис. 4, А), что приводит к некоторому уменьшению отрицательной плавучести. Таким образом, при равновесном фазовом состоянии субдуктирующая плита может прямо проникать в нижнюю мантию (см. рис. 4, А), причем скорость ее движения должна возрасти при достижении глубины около 400 км и уменьшаться при ее проникновении на глубину, превышающую 660 км [29, 30].

Более сложная ситуация возникает, когда толстая и холодная плита субдуктирует с большой скоростью. В этом случае на охарактеризованную выше общую картину фазовых переходов накладывается дополнительная особенность: во внутренней наиболее холодной части плиты длительное время может сохраняться клиновидная область, в которой оливин находится в метастабильном состоянии (см. рис. 4, Б). Так как метастабильный оливин (МО) имеет значительно меньшую плотность, чем фаза $Mw + Pv$, нижняя часть плиты приобретает нейтральную или даже положительную плавучесть, в связи с чем она не может проникнуть в нижнюю мантию. В результате эта часть плиты изгибается, приобретает горизонтальное положение и продолжает двигаться в таком положении вдоль границы верхней и нижней мантии до тех пор, пока в плите еще сохраняется клин метастабильного оливина (см. рис. 4, Б). Для начала фазового перехода $MO \rightarrow Sp$ необходимо, чтобы температура достигла какого-то порогового значения (см. фазовую диаграмму в [30, рис. 1]). Разогрев холодной плиты происходит преимущественно за счет кондуктивного теплообмена с окружающей средой, т. е. сравнительно медленно. После полного исчез-



Рис. 4. Схемы субдукции слэбов. Составлены с учетом данных [29, 30].

А — умеренно-холодный слэб субдуктирует с небольшой скоростью, и фазовые переходы оливина в нем происходят в условиях, близких к равновесным; Б — холодный и толстый слэб субдуктирует с большой скоростью, в связи с чем в его внутренней части сохраняется метастабильный оливин и слэб стагнирует в переходной зоне мантии.

новения метастабильного оливина происходит переход $Sp \rightarrow Mw + Pv$ и плита приобретает возможность погружаться в нижнюю мантию [29, 30].

Расстояние от Японского желоба до западного края стагнированного по глубине слэба составляет 2,5 тыс. км, из которых 1,5 тыс. км приходится на ту его часть, которая находится в переходной зоне мантии (см. рис. 1). При средней скорости субдукции 9—10 см/год [31] время движения плиты от желоба до западного края ее стагнированной части оценивается в 25—28 млн лет, а время нахождения плиты в переходной зоне — в 15—17 млн лет. Эти оценки достаточно близки к тем, которые получены при моделировании процесса субдукции с учетом метастабильного состояния оливина для слэба, возраст которого у места вхождения в зону субдукции составляет 131 млн лет (ранний мел), а толщина — 110 км. Согласно такой модели, время движения плиты от желоба до дальнего края ее стагнированной части составляет 32 млн лет, а время ее нахождения в переходной зоне — около 21 млн лет [30]. Необходимо подчеркнуть, что возраст Тихоокеанской плиты в районе Японского желоба является именно ранне-меловым [32].

Судя по результатам сейсмической томографии, претендующей на высокую детальность, рассматриваемый нами сектор слэба после стагнации погружается в нижнюю мантию вплоть до слоя D'' (см. рисунок в [18]). Общая длина этого сектора слэба (вкрест простираения) от Японского желоба до слоя D'' составляет около 4,5 тыс. км. Время прохождения плитой такого расстояния при скорости субдукции 9—10 см/год составляет 45—50 млн лет. Если субдукция океанической плиты здесь началась в юре около 180 млн лет тому назад [22], то весь материал той части слэба, которая погружена в мантию, мог многократно обновиться.

Так как форма слэба в рассматриваемом секторе значительно изменяется при его выходе из области стагнации, предполагается, что здесь он теряет свою сплошность и погружается в нижнюю мантию в виде отдельных фрагментов [18, 20]. Однако сплошность слэба в верхней мантии (в астеносфере и в переходной зоне), по-видимому, сохраняется, несмотря на то что он претерпевает два изгиба (см. рис. 4, Б). При этом по отношению к вмещающей среде он, очевидно, является жестким телом, способным передавать напряжения. Об этом свидетельствуют как проникновение очагов землетрясений в стагнированную часть слэба (см. рис. 1), так и приводимые ниже оценки дефицита его температуры относительно вмещающей среды.

Судя по отклонению глубины сейсмического раздела, соответствующего подошве переходной зоны (от 660 км), температурная аномалия (разность между средней температурой слэба и температурой окружающей мантии) составляет под Японской дугой -500°C [33], а под Идзу-Бонинской дугой -1100°C [34]. Так как точность таких оценок составляет всего $\pm 30\%$ [35], будем считать, что температурная аномалия в начале области стагнации равна их среднему значению, т. е. $\Delta\bar{T}_0 = -800^\circ\text{C}$. Реальность последнего значения подтверждается результатами численного моделирования процесса субдукции [29, 30].

Температурная аномалия в конце области стагнации через 15—17 млн лет в результате кондуктивного теплообмена с окружающей средой уменьшится до $\Delta\bar{T} = -450 \dots -470^\circ\text{C}$. Последняя оценка получена по формуле для неограниченной нагреваемой пластины [36]:

$$\Delta\bar{T} = \Delta\bar{T}_0 \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \frac{8}{(2n-1)^2\pi^2} \exp\left(-\frac{(2n-1)^2\pi^2}{4} Fo\right),$$

где $\Delta\bar{T}$ — искомая разность между усредненной (по толщине) температурой пластины и температурой окружающей среды через время $t = 15 - 17$ млн лет $= 4,725 \cdot 10^{14} - 5,355 \cdot 10^{14}$ с, $\Delta\bar{T}_0 = -800^\circ\text{C}$ — начальная разность температур, $Fo = \chi t/R^2$ — критерий Фурье, $\chi = 10^{-6}$ м²/с — температуропроводность, $2R = 120$ км $= 1,2 \cdot 10^5$ м — толщина пластины.

В результате фрикционного разогрева средняя температура пластины в конце области стагнации увеличится на 105°C (см. раздел 3), т. е. температурная аномалия в слэбе составит $-345 \dots -365^\circ\text{C}$. Как известно, при уменьшении температуры материала мантии на каждые 100°C его динамическая вязкость увеличивается примерно на порядок [37]. Следовательно, на всем протяжении области стагнации вязкость слэба более чем на три с лишним порядка превышает вязкость вмещающей среды. При таком соотношении слэб может рассматриваться как жесткое тело [27].

Если слэб в нижней мантии распадается на отдельные фрагменты и теряет связь со стагнированной частью, то сила, движущая слэб (F_d), должна создаваться только отрицательной плавучестью, которой обладает его наклонная часть в зоне субдукции. Горизонтальная часть слэба имеет плавучесть, близкую к нулевой. Сила F_d , приходящаяся на единицу длины плиты толщиной 120 км с углом наклона 40° , что близко к нашим условиям, оценивается в $5 \cdot 10^{13}$ Н/м [27, 29].

3. СТАГНИРОВАННЫЙ СЛЭБ КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

А. Рингвуд [28] полагал, что в интервале глубин 200—600 км бывшая океаническая кора, базальт которой при погружении слэба и повышении давления преобразуется в эклогит, испытывает частичное плавление. Степень плавления невысока, и его продукты оказываются обогащенными несовместимыми элементами. Эти силикатные расплавы проникают в обедненную мантию, расположенную выше субдуктирующего слэба, и превращают ее материал в перидотит, обогащенный несовместимыми элементами (refertilized или fertilized peridotite). Слой такого фертилизованного перидотита, толщина которого составляет 10—20 км, располагается непосредственно над бывшей океанической корой и вовлекается в нисходящее движение слэба. Фактически этот слой интегрируется в слэб (рис. 5).

Автор работы [28] считал, что слэб, наталкиваясь на нижнюю границу переходной зоны мантии, дезинтегрируется и его материал скучивается над этой границей, образуя гигантский „мегалит“, сложенный модифицированным гарцбургитом с включениями фрагментов бывшей океанической коры, базальт которой после потери несовместимых элементов превращается в гарнетит (см. рис. 5). За пределами „мегалита“ часть бывшей океанической коры образует гарнетитовый слой, который располагается непосредственно над нижней границей переходной зоны, так как плотность гарнетита в интервале глубин 650—800 км меньше плотности нижней мантии. Этот слой, накопление которого происходило не только во время данного эпизода субдукции, но и в течение всей геологической истории Земли [28], имеет глобальное распространение и в физическом отношении представляет собой термальный пограничный слой в основании верхней мантии. Гарнетитовый слой, так же как и „мегалит“, перекрывается слоем фертилизованного перидотита (см. рис. 5).

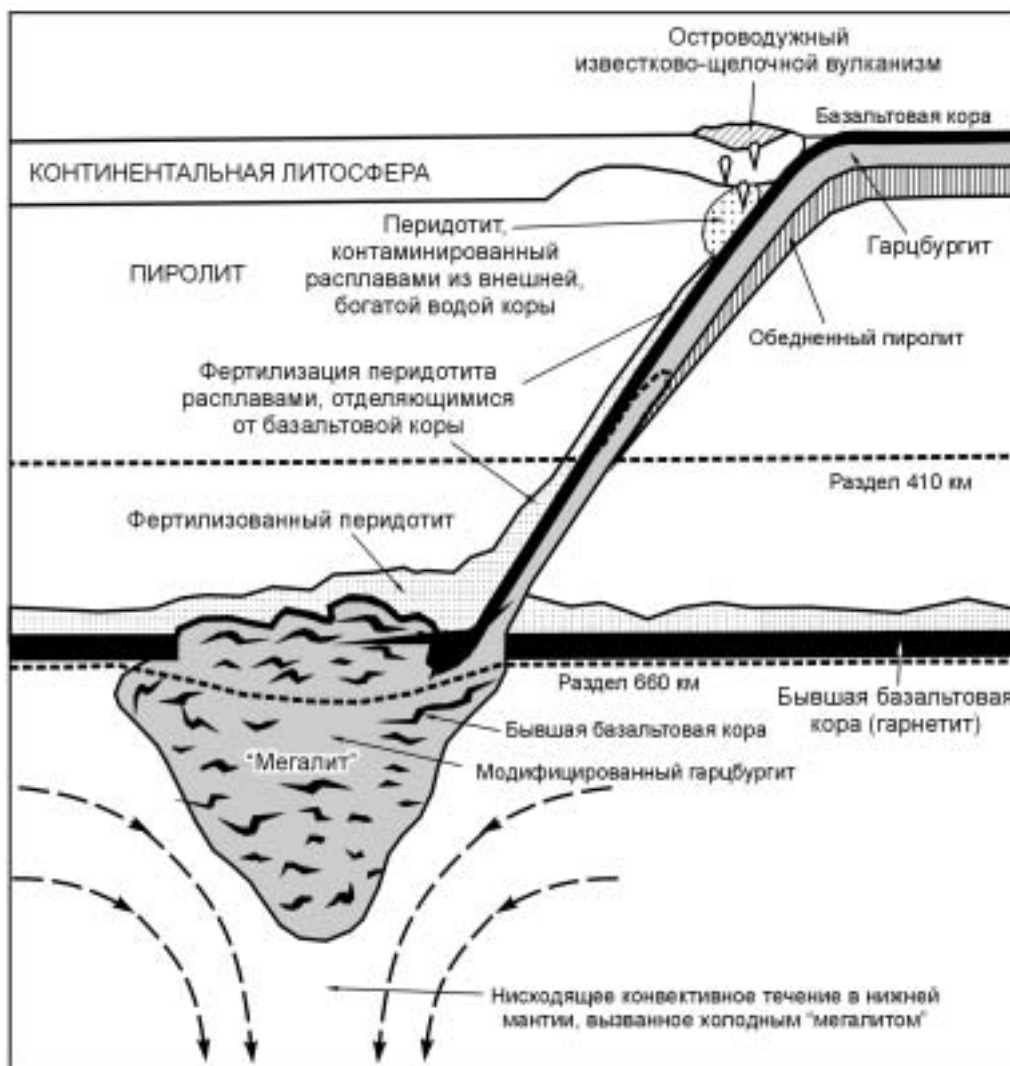


Рис. 5. Модель строения мантии и субдукции толстой и холодной литосферы по [28].

Предполагалось, что если через достаточно большой интервал времени (10^7 — 10^9 лет) в каком-либо месте возникает восходящее течение в нижней мантии, вещество которого может не проникать в верхнюю мантию, то такое течение разогревает гарнетитовый слой и расположенный над ним фертилизированный перидотит, приобретающий возможность всплывать в виде струй (плюмов). При подъеме обогащенного перидотита в результате декомпрессии происходит его частичное плавление. Степень плавления определяет образование характерных для плюмов вулканитов: пикритов, толеитов, щелочных базальтов, базанитов и нефелинитов [28].

Сейсмические исследования последних лет [18—20] и численное моделирование процесса субдукции [30] показали, что слэбы не обнаруживают признаков скупивания в гигантский „мегалит“ при достижении ими подошвы переходной зоны мантии, как это предполагал А. Рингвуд [28], а либо непосредственно проникают в нижнюю мантию, либо стагнируют по глубине в переходной зоне без видимых нарушений сплошности. При этом, очевидно, должна сохраняться и стратификация слэбов, т. е. бывшая океаническая кора должна подстилаться модифицированной литосферной мантией и перекрываться слоем фертилизированного перидотита.

В принципе, оливин в фертилизированном перидотите должен испытывать те же фазовые превращения, что и оливин в океанической плите. Если плита погружается в нижнюю мантию без стагнации, то фертилизированный перидотит должен также удаляться из переходной зоны. Если же плита испытывает стагнацию по глубине и продолжает движение, то слой фертилизированного перидотита длительное время остается в переходной зоне. Для его возвращения в астеносферу и включения в конвекцию необходимы дополнительные источники тепла. Одним из таких источников, по нашему мнению, может являться трение на границах движущейся плиты. Приблизительно оценить приращение температуры в слое фертилизированного перидотита за счет фрикционного тепла можно на основании следующих соображений.

Тепло, которое генерируется на единице площади границы жесткой (см. предыдущий раздел) плиты за счет трения, определяется соотношением [27]:

$$q = v \cdot \tau, \quad (1)$$

где q — плотность тепловыделения, v — скорость движения плиты, τ — касательное напряжение на границе. Так как плита значительно холоднее окружающей мантии, то можно считать с неплохой точностью, что q представляет собой тепловой поток, направленный в плиту [27].

Если скорость субдукции постоянна, то между суммарной силой трения (f_r — фрикционной) на двух границах слэба ($2F_{fr}$) и силой, движущей слэб (F_d), должно соблюдаться соотношение $2F_{fr} = -F_d$. Как отмечалось выше (см. раздел 2), движущая сила F_d создается отрицательной плавучестью слэба, которой обладает его наклонная часть в верхней мантии. В соответствии со знаком плавучести, будем считать значение движущей силы отрицательным. Силой, которая возникает из-за особенностей строения литосферы срединно-океанического хребта, можно пренебречь, так как она на порядок меньше, чем F_d [27].

Касательное напряжение на одной границе слэба можно определить из указанного выше соотношения между движущей силой и силами трения на двух границах:

$$\tau = -F_{fr} / L = F_d / 2L, \quad (2)$$

где L — длина (вкрест простиранья) той части слэба, на которой в основном формируется сила трения. На основе экспериментальных данных о сравнительной прочности оливина, граната, шпинели и перовскита, т. е. минералов, которые считаются структурными аналогами тех, что преобладают в различных зонах мантии, предполагается, что прочность и эффективная вязкость пород в переходной зоне значительно выше, чем в верхней и нижней мантии [28]. Здесь имеется в виду превышение этих параметров на порядок и более. Поэтому для приближенных оценок можно полагать, что практически вся сила, движущая слэб, компенсируется трением на границах той его части, которая находится в переходной зоне мантии в режиме стагнации по глубине.

Подставляя выражение (2) в (1), получим

$$q = F_d v / 2L. \quad (3)$$

Полагая $F_d = 5 \cdot 10^{13}$ Н/м (см. раздел 2), $L = 1500$ км = $1,5 \cdot 10^6$ м (длина стагнированной по глубине части слэба) и $v = 0,1$ м/год = $3,17 \cdot 10^{-9}$ м/с, из выражения (3) получим, что тепловой поток в плиту от ее верхней границы составляет $q = 0,053$ Вт/м² = 53 МВт/м². Так как толщина плиты (110—120 км) существенно превышает толщину слоя фертилизированного перидотита, которую мы принимаем равной 10 км, для расчета температуры в пределах указанного слоя допустимо использовать модель полупространства и

считать, что q представляет собой тепловой поток на его поверхности. При таких условиях приращение температуры (ΔT_{fr}) определяется соотношением [27]:

$$\Delta T_{fr}(z, t) = \frac{2q}{k} \left[\sqrt{\chi t / \pi} \cdot \exp(-z^2 / 4\chi t) - z / 2 \cdot \operatorname{erfc}(z / 2\sqrt{\chi t}) \right], \quad (4)$$

где erfc — дополнительная функция ошибок, k — теплопроводность, χ — температуропроводность, z — расстояние от верхней границы горизонтальной части плиты до точки, в которой рассчитывается приращение температуры, t — время действия теплового потока.

Нас интересует приращение температуры в слое фертилизованного перидотита на западном крае горизонтальной части плиты, т. е. в месте, наиболее близком к выделенным плюмам. Поэтому время действия теплового потока должно определяться временем нахождения слэба в зоне стагнации (смысл используемых обозначений указан выше). Принимая $t = 15$ млн лет $= 4,725 \cdot 10^{14}$ с (см. раздел 2), $k = 4$ Вт/(м·К), $\chi = 10^{-6}$ м²/с [27], при $q = 0,053$ Вт/м², из выражения (4) получим, что увеличение температуры за счет трения на верхней границе слоя фертилизованного перидотита составит $\Delta T_{fr}(0) = 325$ °С, а на нижней границе слоя $\Delta T_{fr}(10 \text{ км}) = 210$ °С. Средняя (по толщине) температура этого слоя повысится на $\Delta \bar{T}_{fr} = 270$ °С.

При этом средняя температура всего слэба толщиной $2R = 120$ км за счет трения повысится на 105 °С. Это следует из простого соотношения $\Delta T_{fr}^{sb} = 2qt/\rho c 2R$, где $\rho = 4000$ кг/м³ [27] — плотность слэба в переходной зоне, $c = 1000$ Дж/(кг·град) [27] — удельная теплоемкость. Двойка в числителе учитывает поступление фрикционного тепла через обе границы плиты. Необходимо отметить, что приведенные выше оценки температур остаются такими же, если значение скорости v в выражении (3) уменьшить до 0,09 м/год, так как при этом уменьшается тепловой поток, связанный с трением, но соответственно увеличивается время его действия.

Другим источником аномального разогрева стагнированного слэба (а следовательно, и фертилизованного перидотита) может являться аномально высокое выделение тепла при экзотермических фазовых переходах метастабильного оливина в его глубинные модификации в неравновесных условиях. Такой разогрев может достигать 200 °С [29].

Повышение температуры на 200—300 °С изменяет физические свойства фертилизованного перидотита. Его вязкость уменьшается на 2—3 порядка [37], т. е. он приобретает бóльшую подвижность. Если его плотность до разогрева составляла 4000 кг/м³ (средняя плотность нормальной мантии на глубине



Рис. 6. Предлагаемая модель формирования верхнемантийных плюмов.

Порции разогретого фертилизованного перидотита отделяются от стагнированного по глубине слэба при его погружении в нижнюю мантию, всплывают сквозь верхнюю часть переходной зоны и вовлекаются в конвекцию, удлиненная ветвь которой возникает в астеносфере вследствие ее охлаждения наклонной частью субдуцирующей плиты. Восходящая ветвь этой конвекции распадается на отдельные струи, которые и представляют собой верхнемантийные плюмы.

500—650 км [27]), то при коэффициенте температурного расширения $3,7 \cdot 10^{-5}$ [30] она уменьшится на 30—40 кг/м³. Уменьшение плотности фертилизованного перидотита должно приводить к отделению большей его части от слэба при погружении последнего в нижнюю мантию. Порции фертилизованного перидотита должны всплывать сквозь верхнюю часть переходной зоны и вовлекаться в астеносферную конвекцию (рис. 6).

4. КОНВЕКЦИЯ В АСТЕНОСФЕРЕ И ПЛЮМЫ

Если конвекция в слое определяется только нагреванием нижней и охлаждением верхней его границ, то длина и ширина конвективной ячейки должны быть примерно одинаковыми [27]. Субдуктирующая холодная плита является стоком тепла для окружающей ее мантии. Материал конвектирующего слоя мантии, теряя тепло у слэба, должен пройти большее расстояние вдоль подошвы этого слоя для того, чтобы нагреться до температуры, достаточной для приобретения положительной плавучести. Поэтому по обе стороны субдуктирующего слэба в конвектирующем слое должны возникать конвекционные ячейки, удлиненные в горизонтальном направлении [21, 22]. Нисходящие ветви этих ячеек располагаются у субдуктирующей плиты. По оценкам, основанным на лабораторных экспериментах, длина конвекционной ячейки под континентом может составлять 3—4 тыс. км при условии, что в конвекции участвует вся верхняя мантия [22]. В последней работе предполагалось, что восходящая ветвь этой ячейки расположена под Байкальской рифтовой зоной. Так как астеносфера по своим механическим свойствам значительно отличается от переходной зоны мантии (см. раздел 3), нужно полагать, что в астеносфере существует самостоятельное конвективное течение, не проникающее в нижележащую среду. По соотношениям, полученным в результате теоретического описания конвекции в астеносфере с учетом охлаждающего влияния субдуктирующего слэба, длина конвекционной ячейки под континентом оценена в 2—3 тыс. км [38]. Эти оценки остаются весьма приближенными из-за неточного знания значений параметров, определяющих геометрию конвективной ячейки.

Об истинном положении восходящей ветви конвективной ячейки можно судить по длинноволновым изостатическим аномалиям силы тяжести. Теоретически над этой ветвью должны наблюдаться отрицательные значения поля силы тяжести, так как положительная плавучесть создается относительным дефицитом масс [22]. Очевидно, область отрицательных аномалий, которая протягивается через Байкальскую рифтовую зону в Центральную Монголию и далее в Тибет (см. рис. 2), соответствует восходящей ветви конвекционной ячейки в астеносфере. Восходящее течение в мантии имеет тенденцию распадаться на отдельные струи [13, 37]. Судя по гравитационному полю, в нашем случае имеет место именно разделение такого течения на отдельные струи, которые мы и фиксируем как трехмерные тела, соответствующие стволовым частям верхнемантийных плюмов. Если полагать, что конвекция имеет место в астеносфере, то более предпочтительной нужно считать ту гравитационную модель плюмовых каналов, в которой их нижние границы располагаются у подошвы астеносферы на глубине 420 км (см. рис. 3, В).

Следует подчеркнуть, что конвекция должна возникать в астеносфере в окрестностях зоны субдукции вне зависимости от того, имеет или не имеет место стагнация слэба в переходной зоне мантии. Однако если в конвекции участвует только деплетированная астеносфера, то при декомпрессии из нее могут выплавляться только базальты типа MORB, причем их выплавление возможно при подъеме материала астеносферы до глубин 10—30 км [37]. Толщина же континентальной литосферы в рассматриваемом регионе варьирует от 50 до 200 км [39], что вообще не способствует образованию расплавов в верхах конвектирующей деплетированной астеносферы. Поэтому те струи восходящей ячейки, материал которых не содержит фертилизованного перидотита, в континентальных условиях не могут генерировать магм. Только добавка к материалу астеносферы фертилизованного перидотита обеспечивает такую генерацию. При этом должны выплавляться щелочные базальтовые магмы. Сохранность же фертилизованного перидотита в верхней мантии с его последующим разогревом и вовлечением в астеносферную конвекцию обеспечивается стагнацией слэба (см. рис. 6).

О том, что порции фертилизованного перидотита в принципе могут вовлекаться в конвекцию и всплывать в ее восходящей ветви, значительно удаленной от места проникновения этих порций в астеносферу, свидетельствуют результаты лабораторных экспериментов, согласно которым материал небольших температурных возмущений, возникающих на каком-либо участке нижней границы конвектирующей среды, воздымается до ее верхней границы только в восходящей ветви течения [22]. По-видимому, отдельные порции фертилизованного перидотита сравнительно невелики по размерам, и их положительная плавучесть не обеспечивает подъемной силы, достаточной для самостоятельного сравнительно быстрого всплывания без существенного охлаждения. Подъем таких порций до подошвы литосферы обеспечивается их вовлечением в астеносферную конвекцию.

Верхнемантийные плюмы, выделенные нами под Байкальской рифтовой зоной и горными сооружениями Центральной Монголии, продуцируют основной базальтовый магматизм именно потому, что они расположены за краем стагнированного слэба, поставляющего в астеносферу фертилизированный

перидотит. Струи же тех участков восходящего конвективного астеносферного течения, где слэб не стагнирует, являются амагматическими. Например, гравитационные минимумы, протягивающиеся вдоль долготы 130° на северном продолжении рассмотренной нами области отрицательных аномалий силы тяжести (см. карту изостатических аномалий в [26]), видимо, соответствуют струям восходящего течения, связанного с Курильско-Камчатским сектором Тихоокеанской плиты, который не стагнирует в переходной зоне мантии [19]. Гравитационные минимумы, которые расположены в южной части рассматриваемого региона, могут маркировать струи восходящего течения, связанного с субдукцией нестагнирующей [19] плиты Филиппинского моря. В районе минимума с координатами центра 33° с.ш. и 107° в.д. (см. рис. 2) не отмечается проявлений позднекайнозойского вулканизма. В районе же наиболее обширного Восточно-Тибетского минимума (см. рис. 2) имеются поля позднекайнозойских вулканитов, состав которых варьирует от дацитов до андезитов, причем здесь развиты как щелочные, так и известково-щелочные породы [40]. Состав вулканитов, а также их приуроченность к протяженному субширотному разлому, свидетельствуют о связи этого магматизма с Индо-Евразийской коллизией, а не с верхнемантийными плюмами.

Глубина, на которой генерировались кайнозойские основные щелочные магмы в Восточной Сибири и Центральной Монголии, оценивается в 60—110 км [41]. Если эти магмы образовались в результате частичного плавления фертилизованного перидотита при его декомпрессии, то приведенные глубины свидетельствуют о том, что указанный процесс должен был происходить только в местах, где континентальная литосфера аномально утонена, т. е. в астеносферных выступах. Такие выступы могли зародиться в результате термического воздействия плюмов на литосферу. Некоторые области относительно утоненной литосферы, возможно, сохранились с докайнозойских этапов тектонического развития. По-видимому, фертилизированный перидотит может перемещаться на значительные расстояния в горизонтальной ветви конвективного течения и попадать в такие „ловушки“ (см. рис. 6). В обоих случаях дальнейший рост выступов астеносферы до глубин, на которых выплавляются щелочные базальты, происходит по механизму развития гравитационной неустойчивости [10].

Как показали лабораторные эксперименты, удлинение конвективной ячейки (удаление ее восходящей ветви от желоба) происходит не мгновенно после начала субдукции, а сравнительно медленно со скоростью около 2 см/год. При этом время достижения ячейкой своего стационарного положения оценивается в 150—200 млн лет [22]. Именно стационарное (фиксированное) положение ячейки обеспечивает эффективное воздействие плюмов на континентальную литосферу с формированием и развитием астеносферных выступов. По-видимому, этим и можно объяснить тот факт, что между началом субдукции в юре и проявлениями позднекайнозойского магматизма (поздний олигоцен) прошло около 150 млн лет.

В Восточной Сибири и Центральной Монголии в позднем кайнозое выделяются три эпизода повышенной вулканической активности: позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен-четвертичный [2, 3]. Такая временная дискретность вулканизма вряд ли может быть связана с особенностями верхнемантийной конвекции либо с ритмами движения стагнированного слэба. Оба эти процесса начались в юре и к позднему кайнозое стабилизировались. Скорее всего, указанные вулканические эпизоды обусловлены изменениями проницаемости литосферы под действием тектонических импульсов, связанных с изменениями поля далекодействующих сил.

5. ДИСКУССИЯ

Из изложенного выше следует, что в образовании верхнемантийных плюмов, генерирующих щелочной базальтовый магматизм, вещество стагнированного слэба принимает сравнительно небольшое участие. В верхнюю мантию попадают продукты частичного плавления бывшей океанической коры, которые расходятся на образование слоя фертилизованного перидотита, вовлекаемого затем в верхнемантийную конвекцию. Фертилизированный перидотит может также обогащаться флюидами при дегидратации стагнированного слэба [15, 29]. Основная же часть материала слэба после прохождения области стагнации погружается в нижнюю мантию вплоть до слоя D'' [18].

Как стагнированные, так и нестагнированные секторы субдуктирующей океанической литосферы, проникающие в нижнюю мантию, относятся к нисходящим ветвям общемантийной тепловой конвекции. Именно эта конвекция, в которой океаническая литосфера играет роль термического пограничного слоя, является основным движущим механизмом тектоники плит [13, 27]. Линейность нисходящих ветвей общемантийной конвекции обусловлена наличием границ жестких литосферных плит, т. е. относительно приповерхностным фактором. Если следовать первоначальной идее В. Моргана [42], то можно полагать, что восходящие ветви такой конвекции представлены крупными плюмами, поднимающимися из нижней мантии. Здесь имеются в виду такие плюмы, как Гавайский и Тихоокеанский. Места их проявления не организованы какими-то линейными факторами, которые вряд ли могут существовать в глубоких недрах Земли, а определяются, видимо, тепловыми неоднородностями в низах мантии на ее границе с ядром Земли

[14, 38]. Эти неоднородности сохраняют стабильное положение относительно мантии. При этом к материалу плюмов могут добавляться порции вещества, поступающие из ядра.

Таким образом, геофизические данные указывают на то, что в настоящее время в недрах Земли общемантийная конвекция сосуществует с конвекцией в астеносфере. Эти течения определяют все многообразие тектонических и магматических явлений. Восходящие ветви конвекции обоих типов распадаются на отдельные струи (плюмы). С этой точки зрения, наметившаяся в последние годы тенденция раздельного рассмотрения тектоники плит и плюмовой тектоники кажется сомнительной. Эти явления представляют собой две стороны одного и того же процесса, многие аспекты которого еще не ясны и нуждаются в дополнительных исследованиях.

Общемантийные (нижнемантийные) плюмы являются высокопродуктивными в смысле объемов связанного с ними вулканизма, верхнемантийные — продуцируют магматизм в тех континентальных регионах, под которыми имеет место стагнация океанических слэбов. В отличие от первых, последние являются малопродуктивными. К их числу, кроме рассмотренных в настоящей статье, возможно, относятся позднекайнозойские плюмы Центральной Европы [43].

Другим отличием нижнемантийных плюмов от верхнемантийных является относительно фиксированное положение первых в абсолютной системе координат, в то время как положение вторых, определяемое протяженностью ячейки астеносферной конвекции по горизонтали, остается стабильным по отношению к зоне субдукции, а следовательно, и к движущейся континентальной литосфере. Так, поля разновозрастных (позднеолигоценовых, миоценовых и плиоцен-четвертичных) кайнозойских щелочных базальтов в Восточной Сибири и Центральной Монголии либо практически совмещены, либо расстояния между ними весьма невелики и не идут ни в какое сравнение со значительным перемещением Евразии в позднем кайнозое. К тому же смещения полей разновозрастных эффузивов в ряде случаев даже не согласуются по направлению с движением континента [10]. По-видимому, эти смещения обусловлены развитием (разрастанием) разломов в литосфере.

Необходимо отметить, что вулканы, связанные как с высокопродуктивными, так и с малопродуктивными плюмами, крайне сходны по своему химическому составу. Такую конвергенцию геохимических признаков можно объяснить прежде всего тем, что и в том, и в другом случаях выплавление магм происходит на близких глубинах из воздымающихся порций горячего мантийного материала, в составе которого значительную роль играет вещество, поступающее из бывшей океанической коры субдуктировавших литосферных плит. Изотопные соотношения указывают на то, что между образованием минералов, содержащих изотопы и входящих в состав бывшей океанической коры, и выплавлением магм должно пройти довольно длительное время [7, 28]. Это часто интерпретируется как указание на нижнемантийную природу материала плюмов, так как считается, что он включает в себя рециклированное вещество весьма древней океанической коры, которое уже очень давно должно было достичь слоя D'' и сохраняться там до более поздней термической активизации. Такое решение вопроса представляется вполне вероятным. Однако не менее вероятным в ряде случаев является допущение о том, что минералы, содержащие изотопы, входили в состав древней континентальной литосферы, фрагменты которой были захвачены субдуктирующей плитой сравнительно недавно. В нашем случае литосфера под Японской дугой имеет докембрийский возраст [25]. Захват фрагментов такой литосферы вполне мог привести к тому, что неодимовое отношение в отдельных образцах базальтов Центральной Монголии достигает 0,5121 ($\epsilon_{Nd} = -10$) [41]. Большие вариации ϵ_{Nd} (от +3 до -10) в различных образцах базальта одного и того же химического состава [41], скорее, свидетельствуют о локальном распространении древних минералов в субдуктирующей плите, чем о ее общем древнем возрасте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные геофизические данные и результаты их анализа в совокупности с имеющимися сведениями о составе верхней мантии позволяют сделать следующие выводы.

Область развития верхнемантийных плюмов, выделенных ранее [8—10], и связанные с ними поля щелочных базальтов, которые (поля) являются наиболее удаленными от зоны Тихоокеанской субдукции, расположены за западным краем наиболее далеко продвинутого под континент сектора стагнированного по глубине океанического слэба.

Вслед за А. Рингвудом [28] мы считаем, что источником магм, которые связываются с верхнемантийными плюмами, является слой повторно обогащенного несовместимыми элементами (фертилизованного) перидотита, который образуется в интервале глубин 200—600 км в результате воздействия расплавов, возникающих при частичном плавлении океанической коры субдуктирующего слэба, на обедненную вышележащую мантию.

Мы полагаем, что слой фертилизованного перидотита интегрируется в слэб, вовлекается в его движение и разогревается либо за счет трения на верхней границе движущейся плиты во время ее нахождения в зоне стагнации, либо за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации при фазовом

переходе метастабильного оливина в неравновесных условиях. Порции разогретого фертилизованного перидотита отделяются от слэба при его погружении в нижнюю мантию, всплывают сквозь верхнюю часть переходной зоны и вовлекаются в конвекцию, удлинённая ячейка которой возникает в континентальной астеносфере в связи с охлаждением последней на ее контакте с наклонной частью субдуктирующей плиты. Восходящая ветвь такой конвекции распадается на отдельные струи, которые и представляют собой верхнемантийные плюмы. Фертилизированный перидотит в результате декомпрессии, происходящей при его подъеме, испытывает частичное плавление, что порождает весь спектр основных щелочных магм, характерных для внутриконтинентального вулканизма.

Авторы благодарны Д. Жао за предоставление данных глобальной сейсмической томографии в цифровой форме. Авторы признательны В.В. Ярмолюку и О.П. Полянскому за конструктивные критические замечания, учет которых способствовал улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 03-05-64036, 05-05-64477 и 05-05-97260).

ЛИТЕРАТУРА

1. **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—347.
2. **Рассказов С.В.** Вулканизм горячего пятна и структура западной части Байкальской рифтовой системы // *Геология и геофизика*, 1991 (9), с. 72—81.
3. **Logatchev N.A., Zorin Yu.A.** Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992, v. 208, p. 273—286.
4. **Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al.** Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // *Intern. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.
5. **Грачев А.Ф.** Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*, 1998, № 3, с. 3—28.
6. **Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.** Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия). Новосибирск, Наука, 2000, 288 с.
7. **Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // *Петрология*, 2003, т. 11, № 1, с. 3—35.
8. **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.
9. **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.
10. **Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.** Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (7), с. 683—697.
11. **Грачев А.Ф.** Мантийные плюмы и геодинамика // *Вестн. ОГГГГН РАН*, 1998, № 3(5), с. 129—158.
12. **Parmentier E.M., Turcotte D.L., Torrance K.E.** Numerical experiment on the structure of mantle plumes // *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, № 32, p. 4417—4424.
13. **Malamud B.D., Turcotte D.L.** How many plumes are there? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 174, p. 113—124.
14. **Zhao D.** Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 192, p. 251—265.
15. **Zhao D., Lei J., Tang R.** Origin of the Changbai intra-plate volcanism in Northeast China: evidence from seismic tomography // *Chinese Science Bulletin*, 2004, v. 49, № 13, p. 1401—1408.
16. **Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Lityasov K.D.** Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // *Northeast Asian Studies*, 2005, v. 9, p. 179—219.
17. **Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nebai M.** Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone // *J. Geophys. Res.*, 1992, v. 97, p. 4809—4822.
18. **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.
19. **Gorbatov A., Kennett B.L.N.** Joint bulk-sound and shear tomography for Western Pacific subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 210, p. 527—543.
20. **Zhao D.** Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, v. 146, p. 3—35.

21. **Rabinowicz M., Lago B., Froidevaux C.** Thermal transfer between the continental asthenosphere and the oceanic subducting lithosphere: its effect on sub-continental convection // *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 1838—1853.
22. **Froidevaux C., Nataf H.C.** Continental drift: what is driving mechanism? // *Geologische Rundschau*, 1981, v. 70, p. 166—176.
23. **Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E.** Signature of remnant slabs in the North Pacific from *P*-wave tomography // *Geophys. J. Intern.*, 2000, v. 142, p. 27—36.
24. **Gudmundsson O., Sambridge M.** A regionalized upper mantle (RUM) seismic model // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 104, p. 28803—28812.
25. **Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеан. геология*, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
26. **Kaban M.K., Schwintzer P., Tikhotsky S.A.** A global isostatic gravity model of the Earth // *Geophys. J. Intern.*, 1999, v. 136, p. 519—536.
27. **Теркот Д., Шуберт Дж.** Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред, Ч. 1 и 2. М., Мир, 1985, 730 с.
28. **Ringwood A.E.** Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, № 8, p. 2083—2110.
29. **Bina C.R., Stein S., Marton F.C., Van Ark E.M.** Implications of slab mineralogy for subduction dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2001, v. 127, p. 51—66.
30. **Tetzlaff M., Schmeling H.** The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2000, v. 120, p. 29—38.
31. **Miller M.S., Gorbatov A., Kennett B.L.N.** Heterogeneity within the subducting Pacific slab beneath the Izu—Bonin—Mariana arc: evidence from tomography using 3D ray tracing inversion techniques // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 235, p. 331—342.
32. **Müller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y. et al.** Digital isochrons of the world's ocean floor // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 3211—3214.
33. **Li X., Sobolev S.V., Kind R. et al.** A detailed receiver function image of the upper mantle discontinuities in the Japan subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 183, p. 527—541.
34. **Castle J.C., Creager K.C.** Topography of the 660-km seismic discontinuity beneath Izu-Bonin: implications for tectonic history and slab deformation // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 12511—12528.
35. **Vidale J.E., Benz H.M.** Upper-mantle seismic discontinuities and thermal structure of subduction zones // *Nature*, 1992, v. 356, p. 678—683.
36. **Лыков А.В.** Теория теплопроводности. М., Гостехтеоретиздат, 1952, 392 с.
37. **White R., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 17543—17585.
38. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 407 с.
39. **Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Туруганов Е.Х.** Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // *Физика Земли*, 1988, № 7, с. 34—42.
40. **Whitford-Stark J.L.** A survey of Cenozoic volcanism on mainland Asia // *Geol. Soc. Amer. Special Pap.*, 1987, v. 213, p. 1—74.
41. **Иванов А.В.** Один рифт — две модели // *Наука из первых рук*, 2004, № 1, с. 50—61.
42. **Morgan W.J.** Deep mantle convection plumes and plate motions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1972, v. 56, p. 203—213.
43. **Granet M., Wilson M., Achauer U.** Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 281—296.

*Рекомендована к печати 10 мая 2006 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 15 июня 2005 г.,
после доработки — 2 февраля 2006 г.*