



DEEP-LEVEL GEODYNAMICS: BOUNDARIES OF THE PROCESS ACCORDING TO GEOCHEMIC AND PETROLOGIC DATA

A. V. Ivanov

Institute of the Earth's crust SB RAS, 664033, Irkutsk, Lermontov str., 128, Russia

Abstract: Geochemical features for volcanic rocks and petrologic data for deep-seated inclusions, which can be used to infer mass transfer between different geospheres, are reviewed. It is typically believed that slabs can subduct as deep as the core-mantle boundary with the following recycling by plumes coming up to the sublithospheric regions of magma generation. However, the petrologic evidence of the deepest accessible material is limited by the depth of the uppermost lower mantle (~650–700km), i.e. by the depth of the deepest earthquakes. Ferropericlast inclusions in some diamonds do not exclude involvement of deeper mantle horizons, yet do not unambiguously support it. No unambiguous confirmation of involvement of the lower mantle into magma generation underneath volcanically active regions is obtained from geochemical data either, while the geochemical data suggest complete chemical isolation of the Earth's core from the upper mantle processes.

Keywords: mantle, subduction, recycling, deep-level geodynamics.

Recommended by E.V. Sklyarov 18 October 2009

Ivanov A.V. Deep-level geodynamics: boundaries of the process according to geochemic and petrologic data // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 1. P. 87–102.

ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА: ГРАНИЦЫ ПРОЦЕССА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А. В. Иванов

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

Аннотация: Проведен анализ геохимических характеристик вулканических пород и петрологических данных по глубинным включениям, которые могут быть использованы для оценки обмена веществом между различными геосферами Земли. Несмотря на то, что обычно рассматривается возможность субдвигирования слэбов вплоть до границы ядро–мантия и последующего возвращения материала в область подлитосферной магмогенерации в форме мантийных плюмов, петрологические доказательства самого глубокого поступления вещества на поверхность ограничиваются верхними горизонтами нижней мантии (~650–700 км), т.е. глубиной самых глубоких землетрясений. Включения ферропериклаза в некоторых алмазах не опровергают вовлечение и более глубоких горизонтов мантии, однако не дают однозначного подтверждения. Геохимические данные также не дают однозначного подтверждения вовлечения вещества нижней мантии в процессы магмогенерации под вулканически активными районами. В то же время они свидетельствуют о полной вещественной изоляции ядра от верхнемантийных процессов.

Ключевые слова: мантия, субдукция, рециклинг, глубинная геодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о том, до какой глубины протягиваются тектонические процессы, является одним из ключевых для понимания глубинной геодинамики. До появления сейсмической томографии нижняя граница тектоносферы проводилась по уровню наиболее глубоких землетрясений (~650–700 км) [Белоусов, 1962]. В настоящее время глубокофокусные землетрясения ассоциируются с субдуцирующими плитами (слэбами). Глубина погружения плит до глубин 650–700 км не вызывает сомнения, однако более глубокое проникновение плит остается дискуссионным. Основанием для интерпретации проникновения плит в нижнюю мантию вплоть до границы ядро–мантия являются данные сейсмической томографии [Grand et al., 1997]. Такая интерпретация разделяется большинством, но не всеми геофизиками. Например, Д.Л. Андерсон считает, что слэбы, после частичной задержки на глубине фазового раздела ~650 км (глубина этого раздела варьируется в зависимости от температуры и вещественного состава мантии), не проникают глубже раздела 1000 км, известного под названием раздела Репетти [Anderson, 2002]. Кажущаяся протяженность слэбов на сейсмотомографических разрезах может быть вызвана эффектом «термального связывания» (thermal coupling). Иными словами, слэбы, остываясь в верхней мантии, охлаждают нижележащее мантийное вещество и вызывают в нем нисходящие конвективные течения, которые и фиксируются сейсмической томографией как протяженные слэбы (см. моделирование этого процесса в работе [Cizkova et al., 1999; Cizkova, Matyska, 2004]). Если слэбы проникают в нижнюю мантию, то это указывает на полномантийную конвекцию, если нет – то на раздельную конвекцию. Среди геохимиков также не существует единого мнения о стиле мантийной конвекции. Обычно считается, что геохимические данные говорят о наличии раздельных нижне- и верхнемантийных резервуаров. При этом допускается частичный перенос вещества от ядра в нижнюю мантию, а оттуда достаточно интенсивный перенос в верхнюю мантию в виде локализованных токов вещества, называемых плюмами [Morgan, 1971]. Некоторые авторы полагают, что стиль мантийной конвекции мог меняться в ходе геологической истории. Однако на вопрос – каким именно образом менялся – дают прямо противоположные ответы. Например, К.Ж. Аллегр [Allègre, 1997] считает, что в геологическом прошлом верхняя и нижняя мантия конвектировала изолированно друг от друга, а в настоящее время конвекция полномантийная. В работе Н.Л. Добрецова и др. [2001] делается противоположный вывод, что мантия перешла от режима полномантийной конвекции в геологическом прошлом к режиму двухъярусной конвекции в настоящее время. Цель данного обзора заключается в том, чтобы рассмотреть ключевые геохимические данные по вулканическим породам, а также петрологические данные по мантийным включениям в

них, позволяющие судить о процессах обмена вещества между различными геосферами.

СТАНДАРТНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Начиная с середины 70-х годов прошлого столетия допускается, что мантия Земли имеет хондритовые соотношения редкоземельных элементов [Wasserburg, DePaolo, 1976]. Это допущение широко используется в геохимии, например посредством нормализации измеренных концентраций редкоземельных элементов к хондриту, а также использования параметра «эпсилон-неодим» для измеренных изотопных отношений неодима ($\epsilon Nd = [(^{143}Nd/^{144}Nd_{образец}) / (^{143}Nd/^{144}Nd_{хондрит}) - 1] \times 10^4$). Базальты срединно-океанических хребтов характеризуются положительными значениями ϵNd (в среднем +10 единиц), тогда как коровые породы – разнообразными отрицательными значениями, что указывает на Sm/Nd меньше и больше хондритового отношения в мантийном и коровом резервуаре, соответственно (^{144}Nd является продуктом радиоактивного распада ^{147}Sm с периодом полураспада 106 млрд лет). Это наблюдение является основой так называемой стандартной геохимической модели, согласно которой кора выделилась при плавлении хондритовой мантии. Мантия, в свою очередь, деплетировалась (истощилась) несовместимыми элементами (в частности, Sm в большей степени, чем Nd , а также радиоактивными элементами, такими, как Rb , Th , U и K). В стандартной геохимической модели считается, что нижняя мантия не была существенно вовлечена в процесс фракционирования Земли на деплетированную мантию и обогащенную кору и, таким образом, она по-прежнему соответствует составу первичной недифференцированной мантии. Базальты океанических островов характеризуются трендами в сторону отрицательных значений ϵNd , что послужило аргументом в пользу того, что вулканизм океанических островов подпитывается веществом плюмов, зарождающихся в нижней мантии. Стандартная геохимическая модель неоднократно подвергалась сомнению. Ниже приводятся аргументы «за» и «против» с позиции различных изотопных систем.

Изотопы неодима

Существует две $Sm-Nd$ изотопные системы. Одна использует радиоактивный распад ^{147}Sm в ^{144}Nd и является традиционной в изучении базальтового магматизма. Другая основывается на вариациях ^{142}Nd в метеоритах и земных породах. Этот изотоп неодима образовался в результате распада полностью исчезнувшего ^{146}Sm , имеющего период полураспада ~100 млн лет. Рассмотрим последовательно каждую из них.

Вариации ^{142}Nd в метеоритах и породах Земли

Короткий (относительно времени Земли) период полураспада ^{146}Sm позволяет изучать процессы

дифференциации в планетах земной группы и астероидах в первые ~0.5 млрд лет по относительным вариациям ^{142}Nd , выражаемым как отклонение $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от земного стандарта ($\varepsilon^{142}\text{Nd}$). Развитие масс-спектрометрической техники позволило установить, что $\varepsilon^{142}\text{Nd}$ в земных породах (базальтах срединно-океанических хребтов, кимберлитах и карбонатитах) на 20 единиц выше ($^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отличается на 0.0002 %), чем $\varepsilon^{142}\text{Nd}$ в хондритовых метеоритах [Boyet et al., 2003; Boyet, Carlson, 2005]. Это отличие было проинтерпретировано следующим образом – протоко́ра Земли с фракционированными Sm/Nd отношениями, образовавшаяся на стадии магматического океана менее 30 млн лет с момента образования солнечной системы, субдуцировалась и захоранивалась в глубоких частях мантии на самых ранних этапах ее эволюции и с тех пор не была доступна для непосредственного изучения (см. [Wilson, 2005]). Или фракционирование земной мантии было неполным, и где-то в ее глубоких частях, возможно на границе между ядром и мантией, существует резервуар, позволяющий состыковать земной и хондритовый балансы по Sm-Nd изотопной систематике [Bennet et al., 2007].

Позднее было показано, что не только Земля, но и Луна, Марс и крупный астероид Веста также не согласуются по своим значениям $\varepsilon^{142}\text{Nd}$ с хондритами, указывая на то, что все они формировались из вещества, имевшего Sm/Nd на 5 % выше, чем в хондритах [Caro et al., 2008]. Логичное объяснение этому (еще до выхода статьи [Caro et al., 2008]) было дано в работе [Warren, 2008], согласно которой строительное вещество протопланет (планетезималей) все-таки соответствовало хондритовым метеоритам, но претерпело фракционирование за счет эксплозивного вулканизма до их аккреции в более крупные планеты. На ранней стадии эволюции Солнечной системы было достаточно энергии для существенного разогрева протопланет, например за счет радиоактивного распада изотопа ^{26}Al , имеющего период полураспада около 1 млн лет. Частичное плавление хондрита приводило к появлению базальтовой магмы, при этом легкоплавкие компоненты переходили в магму, а тугоплавкие оставались в рестите. Элементы-примеси также не избежали фракционирования из-за различной степени совместности с плавящимися минералами-хозяевами. Если бы базальтовая магма терялась с поверхности, то впоследствии это позволило бы планетам, формирующимся при столкновении протопланет, не соответствовать по составу хондритам, в частности по Sm/Nd отношениям. Хондриты, особенно их углеродистая группа, характеризуются существенным количеством углерода и содержат до нескольких процентов углерода [Соботович, Семенов, 1984]. При плавлении в протопланетах углерод преимущественно переходил в магму, окислялся и провоцировал эксплозивный характер извержений. В условиях безвоздушной среды при таких извержениях магма фрагментировалась на частицы размером меньше 1 мм, начальная скорость которых оказывалась достаточно высокой, чтобы покинуть гравитационное поле протопланет, имевших до 100 км в диаметре.

Затем при взаимодействии с солнечными лучами эти частицы теряли свою орбитальную скорость и по спирали падали на Солнце. Истощенные же эксплозивной вулканической активностью протопланеты притягивались друг к другу и формировали Землю, равно как и другие планеты внутренней части Солнечной системы [Warren, 2008].

Еще позднее появились данные о том, что среди раннедокембрийских пород с возрастом ~4.3 млрд лет в провинции Супериор (Канада) встречаются необычные куммингтонитовые амфиболиты со смещенными в сторону хондритов значениями $\varepsilon^{142}\text{Nd}$ [O'Neil et al., 2008]. Эта находка возвращает дискуссию об изначальном хондритовом составе Земли в исходную точку. Остается неясным, в какой мере эти данные указывают на глобальную дифференциацию хондритового вещества на ранней стадии эволюции Земли (интерпретация, к которой склоняются в работах [Boyet et al., 2003; Boyet, Carlson, 2005; O'Neil et al., 2008]), а в какой мере могли зависеть от падения крупных хондритовых метеоритов и связанных с ними эпизодов плавления раннедокембрийской коры и мантии [Hamilton, 2003].

Вариации $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в океанических и континентальных базальтах

За более чем 40-летнюю историю изучения вариаций $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в океанических и континентальных базальтах накопился большой объем аналитических данных. Одна из достаточно полных компиляций данных была представлена в работе Ю.А. Костицына [Kostitsyn, 2004]. Он заметил, что в изохронных координатах практически все базальты, за исключением некоторых базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов с $\varepsilon\text{Nd} > +7$, находятся левее изохронной линии как с возрастом Земли 4.56 млрд лет, проходящей через состав углеродистого хондрита, так и с возрастом 1.7 млрд лет, соединяющей хондрит и валовый состав континентальной коры (рис. 1). Исходя из этого, им было сделано три основных заключения: (1) океанические и континентальные базальты не образовывались из смеси деплетированной мантии и рециклированной коры, (2) такие мантийные резервуары, как деплетированная мантия и примитивная хондритовая мантия, не существуют, (3) мантия, обычно рассматриваемая в качестве деплетированной, на самом деле является примитивной мантией. Следует отметить, что положение примитивной мантии, по Ю.А. Костицыну [Kostitsyn, 2004], на этой диаграмме соответствует 5%-ному завышению Sm/Nd относительно хондрита, полученному по данным изучения $\varepsilon^{142}\text{Nd}$ в земных породах и метеоритах (рис. 1). С учетом того, что ~5%-ное завышение Sm/Nd для примитивной мантии относительно хондрита получено совершенно независимо в трех работах на основании разных подходов [Kostitsyn, 2004; Caro et al., 2008; Warren, 2008], выводы (2) и (3), весьма вероятно, соответствуют действительности. Однако вывод (1) базируется на ошибочном посыле, что Sm/Nd в базальтах должны соответствовать отношению этих элементов в источнике

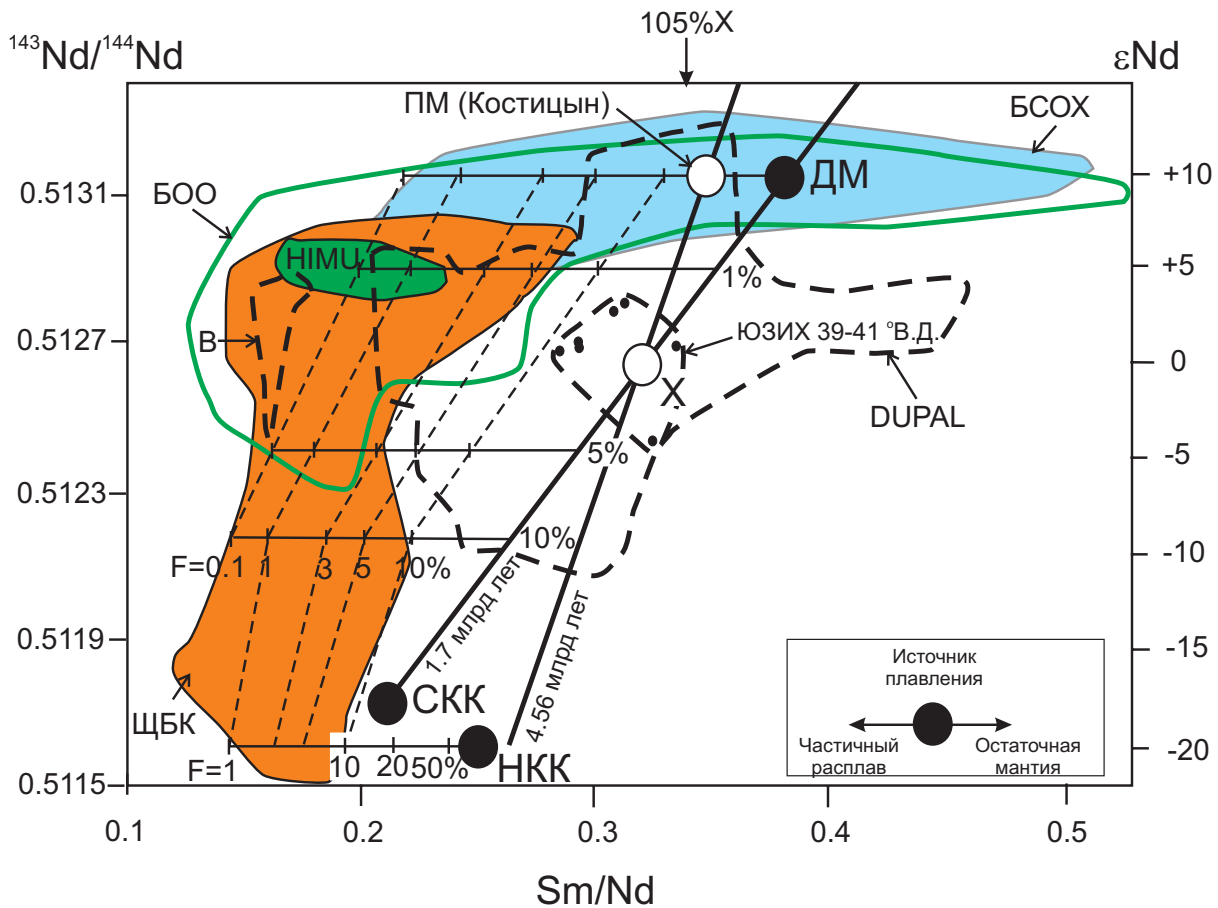


Рис. 1. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd для океанических и континентальных базальтов. Фигуративные поля базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) и океанических островов (БОО), включая HIMU тип базальтов, показаны по данным обзора [Kostitsyn, 2004]. Поле щелочных базальтов континентальных областей (ЩБК) дополнено составами типа не-DUPAL Афары и Эфиопии [Schilling et al., 1992; Deniel et al., 1994; Stewart, Rogers, 1996]. Поле базальтов южного полушария типа DUPAL по Ю.А. Костицыну [Kostitsyn, 2004] дополнено данными по Эфиопии, Афару, Красному морю, Аденскому заливу (все Северо-Восточная Африка), Разорванному Хребту, Плато Натуралиста, Сан Пауло, Амстердаму и Кергулену (все Индийский океан) [Schilling et al., 1992; Deniel et al., 1994; Mahoney et al., 1995; Stewart, Rogers, 1996; Deniel, 1998; Doucet et al., 2004]. Базальты DUPAL-типа определены как имеющие $\Delta 8/4 > 60$ [Hart, 1984], где $\Delta 8/4 = 100 \times [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) / (1.209 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627)]$. Черные точки представляют базальты DUPAL-типа, отобранные между 39° и 42° вост. долготы с юго-западной части хребта Индийского океана (ЮЗИХ). Также показаны отдельные поля базальтов DUPAL-типа вулканического поля Вирунга (В) Западного рифта Восточно-Африканской рифтовой системы [Rogers et al., 1992, 1998]. Жирными линиями показаны изохроны с возрастом 4.56 и 1.7 млрд лет. Другие сокращения: X – хондрит [McDonough, Sun, 1995]; СКК – суммарная континентальная кора; НКК – нижняя континентальная кора; ДМ – деплетированная мантия; ПМ – примитивная мантия по Ю.А. Костицыну [2004]. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в СКК получены путем пересечения изохроны с возрастом 1.7 млрд лет, проходящей через хондрит, с Sm/Nd отношениями, принятыми для СКК [Taylor, McLennan, 1985]. НКК расположена в месте пересечения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для рециклированной НКК Индийского океана [Escrig et al., 2004] и Sm/Nd отношений, принятых для НКК [Taylor, McLennan, 1985]. Sm/Nd для ДМ получены по пересечению изохроны с возрастом 1.7 млрд лет, проходящей через хондрит, со средними значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для БСОХ. Эта изохрона также используется в качестве линии смешения между ДМ и СКК. Цифрами указана процентная доля СКК в этой смеси. Тонкими горизонтальными линиями показано изменение Sm/Nd из-за частичного плавления различных смесей между СКК и ДМ. Расчет степени частичного плавления осуществлялся по уравнению [Shaw, 1970]: $\text{Sm} = \text{Cs} / (\text{D} + 0.01\text{F} - 0.01\text{DF})$, где Sm и Cs – концентрации в частичном расплаве и источнике плавления, соответственно, F – степень частичного плавления (%) и D – коэффициент распределения. Цифры рядом с модельными линиями указывают на степень частичного плавления. Минералогия перидотитового источника принята следующей: 55 % оливина (ol), 25 % ортопироксена (орх), 15 % клинопироксена (срх) и 5 % граната (gt). Минералогия источника НКК принята следующей: 15 % орх, 20 % срх, 30 % gt. Коэффициенты распределения приняты следующими: $^{57}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}_{\text{ol}} = 0.0009$, $^{57}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}_{\text{орх}} = 0.0037$, $^{57}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}_{\text{срх}} = 0.291$, $^{57}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}_{\text{gt}} = 0.15$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{ol}} = 0.0003$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{орх}} = 0.0023$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{срх}} = 0.187$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{gt}} = 0.027$. Похожие значения приводятся в литературе (например, [Green, 1994]). Тонкими пунктирными линиями соединены модельные расплавы одинаковых степеней частичного плавления. На врезке показано относительное изменение Sm/Nd в расплаве и остаточной мантии в результате частичного плавления. Вертикальной стрелкой показано Sm/Nd на 5 % выше хондритового резервуара, предполагаемого в модели исходя “не идеально хондритовой” Земли [Caro et al., 2008; Warren, 2008].

Fig. 1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus Sm/Nd for oceanic and continental basalts. Figurative fields of midocean ridge basalts (БСОХ) and ocean island basalts (БОО), including those with high μ , i.e., high U/Pb mantle (HIMU) isotopic anomalies are shown after [Kostitsyn, 2003]. The field of continental alkaline basalts (ЩБК) is complemented by the non-DUPAL (Dupré and Allègre) basalts of Afar and Ethiopia [Schilling et al., 1992; Deniel et al., 1994; Stewart, Rogers, 1996]. DUPAL basalts are defined as those with $\Delta 8/4 > 60$ [Hart, 1984], where $\Delta 8/4 = 100 \times [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) / (1.209 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627)]$. The DUPAL field of the southern hemisphere, after [Kostitsyn, 2003], is complemented by data from Ethiopia, Afar, the Red Sea, the Gulf of Aden (northeastern Africa), Broken Ridge, Naturaliste Plateau, Saint Paul, Amsterdam, and Kerguelen (Indian Ocean) [Schilling et al., 1992; Deniel et al., 1994; Mahoney et al., 1995; Stewart, Rogers, 1996; Deniel, 1998; Doucet et al., 2004]. The black dots represent DUPAL samples from the Southwest Indian Ridge (ЮЗИХ) between 39° and 41°E [Mahoney et al., 1992]. A separate DUPAL field for Virunga [B] from the Western Rift of east Africa is also shown after [Rogers et al., 1992; 1998]. The thick lines represent reference isochrons for 4.56 and 1.7 b.y. X – chondrite [McDonough, Sun, 1995]; KK – total continental crust; ЛК – lower continental crust; ДМ – depleted mantle; ПМ – primitive mantle of [Kostitsyn, 2003]. The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio for KK is obtained as the intersection of the 1.7 b.y. ref-

erence isochron with the Sm/Nd ratio of the KK [Taylor, McLennan, 1985]. ЛК is located at the isotopic value suggested by [Escrig et al., 2004] and the Sm/Nd ratio of ЛК [Taylor, McLennan, 1985]. The Sm/Nd ratio for ДМ is obtained as the intersection of the 1.7 b.y. reference isochron with the average $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of MORB (БСОХ). The 1.7 b.y. isochron is also used as a mixing line between ДМ and KK. Numbers close to the mixing line represent the percentage of KK in the mixture. Thin horizontal lines show change in the Sm/Nd ratio due to equilibrium partial melting of the ДМ-КК mixture: $C_m = C_s / (D + 0.01F - 0.01DF)$, where C_m and C_s are the elemental concentrations in partial melt and the source, respectively; F is the degree of partial melting (%); and D is the bulk distribution coefficient [Shaw, 1970]. Numbers close to the thin line reflect the degree of partial melting. The mineralogy of the source of melting is arbitrarily set to 55% of olivine (ol), 25% of orthopyroxene (opx), 15% of clinopyroxene (cpx), and 5% of garnet (gar). Distribution coefficients are as follows: $^{Sm}D_{ol} = 0.0009$; $^{Sm}D_{opx} = 0.0037$; $^{Sm}D_{cpx} = 0.291$; $^{Sm}D_{gar} = 0.15$; $^{Nd}D_{ol} = 0.0003$; $^{Nd}D_{opx} = 0.0023$; $^{Nd}D_{cpx} = 0.187$; and $^{Nd}D_{gar} = 0.027$. Similar values can be found elsewhere in the literature (e.g., [Green, 1994]). Thin dashed lines connect modeled partial melts at the same degree of partial melting. The solid dashed line shows the change in the Sm/Nd ratio due to equilibrium partial melting of ЛК. The mineralogy of ЛК is set as opx (50%), cpx (20%), and gar (30%).

плавления. Это в действительности не так. Sm/Nd в базальтах всегда ниже этого отношения в источнике плавления из-за более низкого коэффициента распределения для Sm в сравнении с Nd для мантийных минералов [Green, 1994]. В работе [Ivanov, Balyshev, 2005] было показано, что своеобразное «Г-образное» распределение подавляющего большинства фигуративных точек на диаграмме $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Sm/Nd вполне удовлетворительно объясняется источником, представляющим собой смесь между мантийным (примитивным по Ю.Д. Костицыну) и коровым компонентом (рис. 1). Исключение составляют некоторые базальты, относимые к так называемой аномалии DUPAL, происхождение которых будет рассмотрено ниже. Наличие точек правее компонента примитивной мантии, по Ю.Д. Костицыну [Kostitsyn, 2004], при сопоставимо высоких значениях ϵNd указывает на предшествующие эпизоды частичного плавления в некоторых регионах мантии незадолго до формирования базальтов с такими характеристиками (см. врезку на рис. 1).

Изотопы свинца

Если примитивная мантия характеризуется хондритовыми содержаниями U, Th и Pb, то изотопный состав Pb должен находиться на метеоритной изохроне с возрастом 4.56 млрд лет, известной под названием геохронона [Patterson, 1956; Allègre et al., 1995]. По аналогии с Sm-Nd и Rb-Sr изотопными системами, считается, что обогащение радиогенными изотопами Pb отражает древнее обогащение радиоактивными U и Th в источнике плавления. Другими словами, если высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отражают высокие значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ соответственно, то высокие значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ указывают на высокие значения $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ соответственно. U и Th менее совместимы, чем Pb при частичном плавлении мантии. Таким образом, если верхняя мантия деплетирована и образовалась из-за ее частичного плавления в результате выделения коры, как это принимается в стандартной геохимической модели, то источник плавления базальтов срединно-океанических хребтов, например Северной Атлантики, должен характеризоваться более низкими значениями $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в сравнении с примитивной мантией. Сами базальты срединно-океанических хребтов при этом должны иметь деплетированные (нерадиоген-

ные) отношения изотопов Pb. В действительности наблюдается противоположная зависимость (рис. 2). Сдвиг базальтов срединно-океанического хребта Северной Атлантики в сторону изотопно-обогащенных составов Pb известен под названием второго свинцового парадокса (обзор первого свинцового парадокса см. в статье [Murphy et al., 2003]).

Традиционное объяснение второго свинцового парадокса заключается в следующем. Предполагается, что в мантии существует вещество субдущированной океанической коры (в виде эклогита или пироксенита), которое было изолировано от процессов вулканизма на протяжении 1.0–2.5 млрд лет, после чего это вещество рециклировалось плюмами [Dickin, 2005]. Это объяснение принимается в первую очередь для крайне радиогенных составов в базальтах океанических островов HIMU-типа (базальты с наиболее высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 20$ называются HIMU (от high μ , где μ есть U/Pb в мантии)). Другая идея для объяснения изотопных характеристик в базальтах HIMU-типа заключается в том, что их источник плавления представлен внутрилитосферными клинопироксеновыми жилами, продуктами кристаллизации предшествующих эпизодов магматизма [Pilet et al., 2005]. Еще одна альтернатива заключается в предположении, что радиогенные изотопы свинца оказываются более подвижными, чем стабильный изотоп ^{204}Pb и фракционирование изотопов происходит из-за эффекта отдачи, возникающего при спонтанном делении ядер урана, последующей диффузии и частичном плавлении [Titaeva, 2001]. В любом случае пересечение линии регрессии через точки базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов с геохроной должно быть близко к составу примитивной мантии, хотя некоторые отклонения состава примитивной мантии от этой точки могут возникать при незначительном фракционировании Th и U в ядро [Murphy et al., 2003]. Таким образом, второй свинцовый парадокс остается неразрешенным для базальтов срединно-океанического хребта Северной Атлантики в вышеприведенных моделях.

Еще одно потенциальное объяснение для разрешения второго свинцового парадокса заключается в том, что на Земле присутствует комплементарный резервуар с обедненными изотопными отношениями Pb, но он недостаточно опробован базальтовыми магмами. Таким резервуаром может быть континентальная нижняя кора [Murphy et al., 2003]. Интересно, что все вулканические породы без вто-

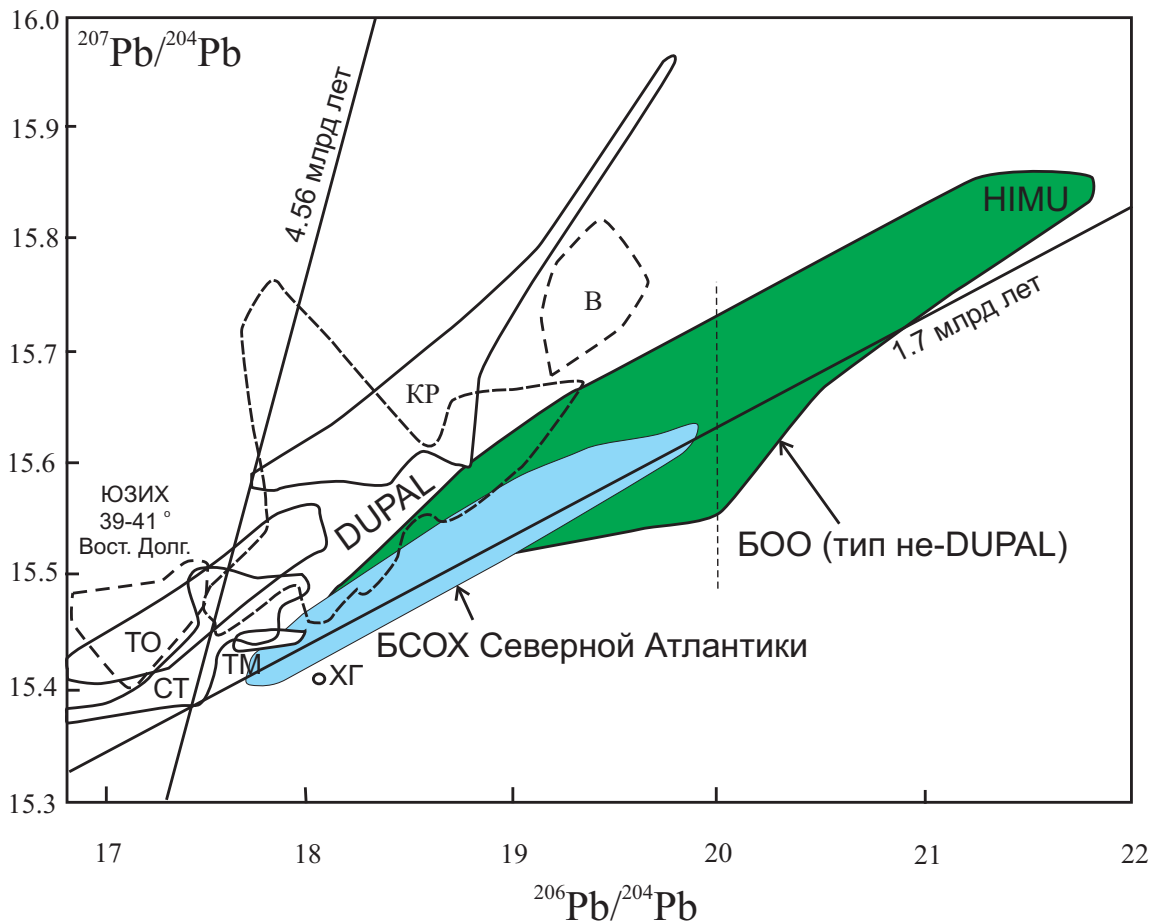


Рис. 2. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для океанических базальтов и некоторых континентальных базальтов, с характеристиками типа DUPAL. Поля базальтов срединно-океанического рифта Северной Атлантики и базальты океанических островов типа не-DUPAL (цветные поля) нанесены по данным обзоров [Hofmann, 1997; Костицын, 2004]. Наклон линии через данные БСОХ имеет возраст 1.7 млрд лет. Данные по базальтам DUPAL-типа южного полушария и близэкваториальных регионов (пунктирные линии) взяты из тех же источников, что и на рис. 1. Дополнительно нанесены поля для базальтов DUPAL-типа северного полушария (сплошные линии) (прим. в этих районах также встречаются базальты, не относящиеся к типу DUPAL, они не показаны на данной диаграмме): ТО – Тихого океана [Machida et al., 2009], ТМ – Тувино-Монгольского массива [Rasskazov et al., 2002], КР – провинции Колумбия Ривер [Carlson et al., 1981; Carlson, 1984; Smith, 1992; Hooper, Hawkesworth, 1993], ХГ – хребта Гаккель [Mühe et al., 1997], СТ – Сибирских траппов [Ivanov, 2007 по данным Wooden et al., 1993].

Fig. 2. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in oceanic and selected continental basalts. Fields of north Atlantic mid-ocean ridge basalts (БСОХ) and non-DUPAL (Dupré, Allègre) ocean island basalts (БОО) are shown (after [Hofmann, 1997; Kostitsyn, 2003]). The bold line through MORB (БСОХ) has a slope of 1.7 b.y. Data for the DUPAL basalts of the southern hemisphere and the near-equatorial region are the same as shown in Figure 1. DUPAL-like basalts of the northern hemisphere are shown by white fields: ТО – Pacific ocean [Machida et al., 2009], ХГ – Gakkel ridge, Arctic [Mühe et al., 1997]; ТМ – Tuva-Mongolian massif, Central Asia [Rasskazov et al., 2002]; СТ – Siberian Traps [Ivanov, 2007 after data of Wooden et al., 1993]; and КР – Columbia River, western USA [Carlson et al., 1981; Carlson, 1984; Smith, 1992; Hooper, Hawkesworth, 1993].

рого свинцового парадокса (т.е. располагаемые левее геохроны на рис. 2) относятся к базальтам DUPAL-типа, хотя далеко не все базальты этого типа находятся левее геохроны. Ниже рассмотрим этот тип базальтов.

Базальты DUPAL-типа названы по первым буквам фамилий Dupré и Allègre. Эти авторы обнаружили, что базальты Индийского срединного хребта отличаются от базальтов срединного хребта Северной Атлантики в первую очередь повышенными значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а также повышенными значениями $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Dupré, Allègre, 1985]. С.Р. Харт [Hart, 1984] показал, что такие базальты встречаются и в других районах Южного полушария.

Поскольку основная характеристика базальтов DUPAL-типа заключается в повышенных $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, то они отражают особый источник с высокими Th/U отношениями. Такой источник связывался с формированием ядра на ранней стадии эволюции Земли [Hart, 1984] или с длительной, сфокусированной в одной области субдукцией [Anderson, 1982; Staudigel et al., 1991]. Позднее оказалось, что предпочтительная область распространения базальтов DUPAL-типа, изначально выделенная в работе [Hart, 1984], находится над двумя низкоскоростными аномалиями в нижней мантии, расположенными под Южной Африкой и Южной Пацификой [Castillo, 1988]. Традиционным стало интерпретировать эту аномалию как (1) расположенную исключительно в

южном полушарии и (2) связанную с нижней мантией. Соответственно, вещество этой аномалии, согласно такой интерпретации, поставляется в верхнюю мантию плюмами (например [Wen, 2006]). Однако по данным изучения изотопных вариаций Sr-Nd-Pb-Os в классических базальтах DUPAL-типа, отобранных со срединного хребта в Индийском океане, было показано, что наиболее вероятным является объяснение за счет рециклирования нижнекорового материала [Escrig et al., 2004] (эта статья написана в соавторстве с Х.Б. Дюпре и С.Дж. Аллергом, в честь которых была названа данная аномалия). Аналогичный вывод был сделан по данным изотопии Hf и Pb для другой части Индийского океана [Hanan et al., 2004]. Появление аномалии DUPAL в Индийском океане стали связывать с рециклированием деламинаровавшей при распаде Гондваны нижней коры [Escrig et al., 2004; Hanan et al., 2004; Meyzen et al., 2006]. Автором в свое время было показано, что вулканические породы в провинции Колумбия Ривер в Северной Америке, которые ранее интерпретировались как контаминированные нижней корой [Chesley, Ruiz, 1998], также относятся к базальтам DUPAL-типа [Ivanov, Balyshv, 2005]. В целом литосферное, и в частности нижнекоровое, происхождение базальтов DUPAL-типа и в других районах северного полушария не вызывает на настоящий момент особых сомнений [Ivanov, 2007; Goldstein et al., 2008; Machida et al., 2009]. Вероятно, формирование аномалии DUPAL в базальтах возможно разными путями: из-за контаминации мантийных расплавов нижнекоровым материалом, попадания в источник плавления деламинарованной нижней коры континентов и при рециклинге океанической коры.

Мантийные компоненты на мультиизотопных диаграммах

Ранние исследования изотопных отношений неодима и стронция в некоторых современных океанических и континентальных базальтах показали, что практически все они формируют общий линейный тренд в координатах $\epsilon\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, названный мантийной последовательностью [DePaolo, Wasserburg, 1976, 1979]. Поскольку в стандартной геохимической модели ϵNd , равный нулю, по определению соответствует примитивной мантии, то пересечение мантийной последовательности с $\epsilon\text{Nd}=0$ также приписывается примитивной мантии. По аналогии с параметром «эпсилон» Nd, часто используют величину «эпсилон» Sr, где $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}$ (UR – uniform reservoir, т.е. однородный мантийный резервуар) на сегодняшний день принимается равным 0.7045 или 0.7050 (см. [Dickin, 2005]) (рис. 3).

Некоторое время изотопные вариации Sr и Nd в океанических базальтах интерпретировались как смешение магм, имеющих нижнемантийные изотопные характеристики валового состава Земли, с верхнемантийными магмами типа срединно-океанических базальтов. Конечные компоненты в этих моделях смешения получили соответственно название BSE (Bulk Silicate Earth – валовый состав сили-

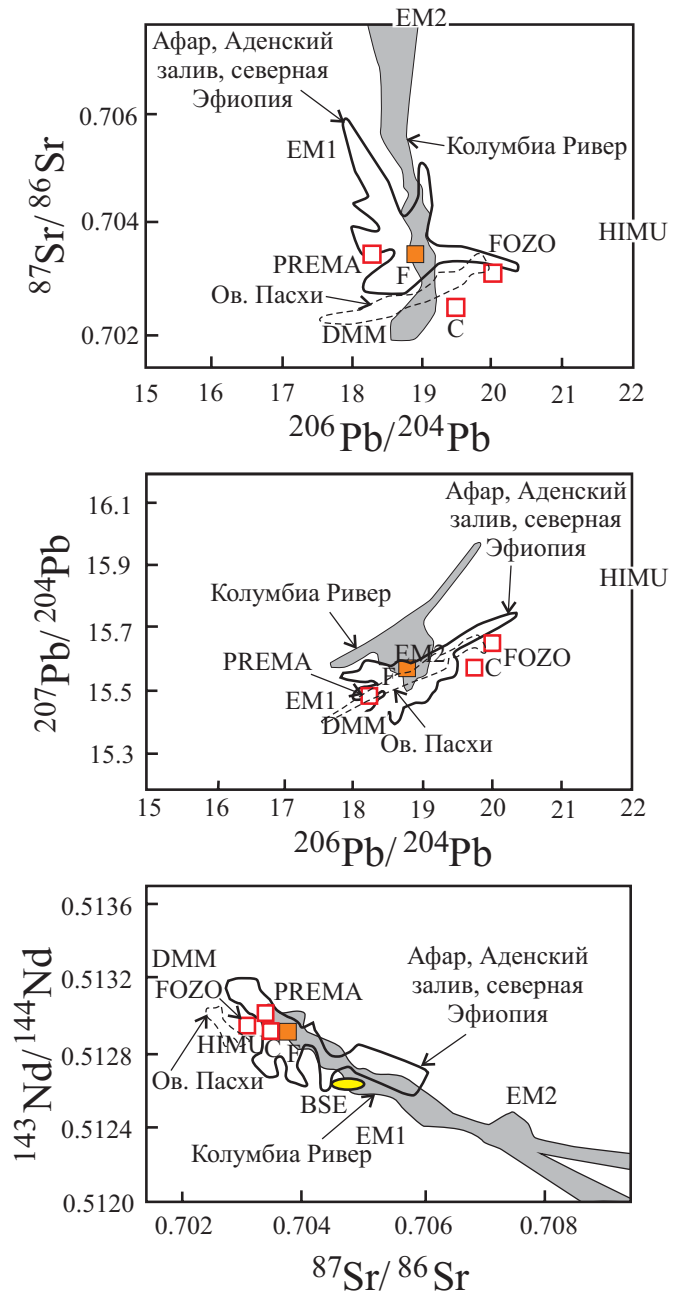


Рис. 3. Положение конечных и внутритетраэдровых мантийных компонентов на различных изотопных диаграммах. Положение мантийных компонентов DMM, EM1, EM2, HIMU и FOZO – см. таблицу. BSE – валовый состав Земли (см. текст). PREMA – преобладающая мантия [Zindler, Hart, 1986]. F – фокальный компонент [Rundquist et al., 2000]. C – общий компонент [Hanan, Graham, 1996]. Нанесены также некоторые поля океанических и континентальных базальтов по данным работ [Carlson et al., 1981; Carlson, 1984; Schilling et al., 1992; Smith, 1992; Hooper and Hawkesworth, 1993; Deniel et al., 1994; Stewart and Rogers, 1996; Cheng et al., 1999].

Fig. 3. Position of end-members and within-tetrahedron components in various isotopic diagrams. Location of the mantle components DMM, EM1, EM2, HIMU and FOZO see in Table. BSE – Bulk silicate Earth (see text). PREMA – prevalent mantle [Zindler, Hart, 1986]. F – focal component [Rundquist et al., 2000]. C – common component [Hanan, Graham, 1996]. Fields for some continental and oceanic basalts are also shown after [Carlson et al., 1981; Carlson, 1984; Schilling et al., 1992; Smith, 1992; Hooper and Hawkesworth, 1993; Deniel et al., 1994; Stewart and Rogers, 1996; Cheng et al., 1999].

катной Земли) и DMM (Depleted MORB Mantle – истощенная мантия в источнике базальтов срединно-океанических хребтов). Впоследствии с накоплением изотопных данных по современным базальтовым породам практически всех основных регионов мира стало ясно, что существует большее количество конечных компонентов, формирующих вершины так называемого мантийного тетраэдра [Zindler, Hart, 1986].

Мантийный тетраэдр представляет собой трехкомпонентную диаграмму с осями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 4). В качестве конечных компонентов рассматриваются компонент DMM, компоненты обогащенной мантии первого и второго типа (EM1 и EM2), компонент с высокими U/Pb отношениями (HIMU). Компоненты DMM и HIMU обсуждались выше. Компоненты EM1 и EM2 характеризуются высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответственно. Обычно считается, что своим появлением в глубокой мантии эти компоненты обязаны деламинации континентальной литосферы или субдуцированию терригенных осадков (EM1) и океанических осадков (EM2) [Dickin, 2005]. Неоднократно предпринимались попытки выделения внутритетраэдровых компонентов, которые были бы общими в линиях смешения со всеми другими компонентами. В стандартной геохимической модели таким общим компонентам приписывалась характеристика нижней мантии. Соответственно вещество нижней мантии поставляется в область магмогенерации плюмами.

Так, в работе [Hart et al., 1992], исходя из анализа имеющихся на тот момент данных по современным базальтам океанических островов, был сделан вывод, что некоторые вулканические регионы характеризуются смещением точек в сторону нижнемантийного компонента, получившего название FOZO (фокальная зона) (рис. 4). Аналогичным образом в работе [Hanan, Graham, 1996] были проанализированы данные по базальтам срединно-океанических хребтов и выявлен общий компонент, получивший название С. Его положение было приписано либо нижней мантии, либо границе нижней и верхней мантии (т.е. переходной зоне). Позднее таким же способом был выделен еще один общий компонент, получивший название F [Rundquist et al., 2000]. Основная проблема в интерпретации внутритетраэдровых компонентов в качестве нижнемантийного плюмового компонента заключается в том, что они могут быть получены путем смешения четырех конечных компонентов. Иными словами, такие внутритетраэдровые компоненты могут представлять средний или преобладающий состав мантии, получивший название PREMA [Zindler, Hart, 1986]. В работе [Meibom, Anderson, 2004] предложена модель под названием SUMA (statistical upper mantle assemblage), в которой верхняя мантия представляет собой неоднородную смесь различных компонентов. Объемное плавление под срединно-океаническими хребтами приводит к усреднению составов, а при малых степенях частичного плавления под внутренними частями толстых океанических плит опробуются разнообразные неоднородно-

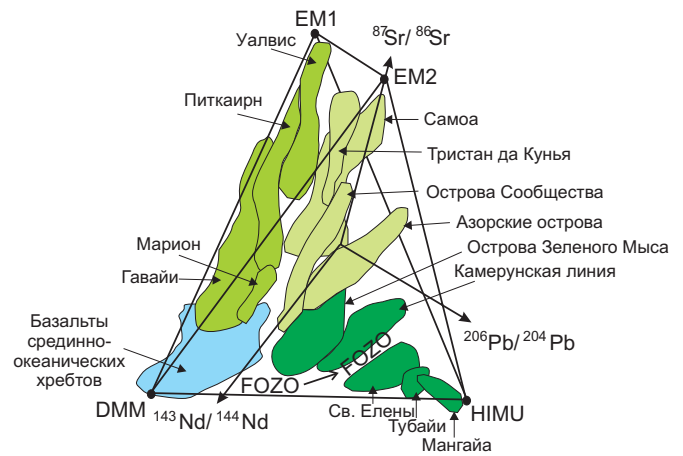


Рис. 4. Мантийный тетраэдр. Конечные компоненты DMM, EM1, EM2 и HIMU расположены в его вершинах [Hart et al., 1992]. Для объяснения относительного смещения составов многих базальтов различных океанических островов от линии смешения между компонентами EM2 и HIMU предложено существование еще одного гипотетического компонента FOZO. Стрелкой показано, куда перемещается компонент FOZO после его переинтерпретации как конечного компонента, вместо HIMU [Stracke et al., 2005].

Fig. 4. Mantle tetrahedron. End-members DMM, EM1, EM2 and HIMU are located at the vertexes of the tetrahedron. Another hypothetical component, named FOZO, was involved to explain a shift of many different oceanic island basalts from the EM2-HIMU line. Relocation of the FOZO component is shown by an arrow. It is considered now as an end-member instead of HIMU [Stracke et al., 2005].

сти, дающие спектр составов океанических островов.

На рис. 3 в координатах изотопных отношений Sr, Nd и Pb нанесены поля базальтов Афара, Аденского залива, Северной Эфиопии [Schilling et al., 1992; Deniel et al., 1994; Stewart, Rogers, 1996], североамериканской провинции Колумбия Ривер [Carlson et al., 1981; Carlson, 1984; Smith, 1992; Hooper, Hawkesworth, 1993] и тихоокеанского острова Пасхи [Hanan, Schilling, 1989; Cheng et al., 1999]. Вулканизм Афара и Северной Эфиопии развивался в континентальной литосфере. Базальты провинции Колумбия Ривер изливались в задуговой области на континентальной литосфере. Аденский залив представляет собой молодой спрединговый центр, а остров Пасхи находится в океанической литосфере. Таким образом, они представляют собой основные тектонические обстановки на Земле. В этих же координатах нанесены конечные и внутритетраэдровые компоненты [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1992; Hanan, Graham, 1996; Rundquist et al., 2000]. Среди четырех внутритетраэдровых компонентов, только компонент F может быть рассмотрен как общий для полей Северо-Восточной Африки и Северной Америки на всех диаграммах. Базальты острова Пасхи не пересекают ни один из этих четырех компонентов, но вытянуты между HIMU и DMM компонентами. Все это указывает на проблематичность выделения общих компонентов и их интерпретации как компонентов примитивной нижней мантии.

Позднее в работе [Stracke et al., 2005] компонен-

там FOZO и HIMU была дана новая интерпретация. Было показано, что HIMU не является истинным конечным компонентом, а представляет собой уникальный компонент для некоторых океанических островов, характеризующихся наиболее радиогенным изотопным составом свинца (см. рис. 3). Вместо HIMU роль конечного компонента отводится компоненту FOZO, а его происхождение объясняется с позиций непрерывной субдукции океанического материала. В работе [Armienti, Gasperini, 2005] было вообще показано, что конечные компоненты мантийного тетраэдра являются не более чем артефактом выбранных изотопных координат. По-видимому, эти компоненты, как отражающие состав крупных, изолированных регионов мантии, не имеют смысла, однако их использование удобно для классификации изотопных данных. Составы предполагаемых компонентов DMM, EM1, EM2, HIMU и FOZO, выделяемых в координатах мантийного тетраэдра, приведены в таблице.

Изотопы благородных газов и азота

Для базальтов срединно-океанических рифтов традиционно приводится значение $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 8 \pm 1 R_a$ [Fisher, 1986] или $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 8.75 \pm 2.14 R_a$ [Graham, 2002] (где R_a – отношение в атмосферном воздухе $^3\text{He}/^4\text{He} = 1.39 \times 10^{-6}$ [Мамырин, Толстухин, 1981]). В то же время часть базальтов некоторых вулканических островов характеризуются существенно более высокими отношениями, например превышающими $30 R_a$ на Гавайях [Lupton, 1983; Bryce et al., 2005]. Согласно стандартной геохимической модели, значение $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 8 R_a$ характеризует деплетированную и также дегазированную верхнюю мантию, тогда как значения $^3\text{He}/^4\text{He} > 10 R_a$ указывают на вклад вещества примитивной, недегазированной нижней мантии [Kellog, Wasserburg, 1990] (^4He накапливается при радиоактивном распаде U и Th, тогда как ^3He является первичным изотопом. Иными словами, в стандартной геохимической модели высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ подразумевают высокие значения первичного изотопа ^3He). На основе этого допущения в работе [Allègre, 1997] было определено, что обмен веществом между верхней и нижней мантией (с границей на глубине 650 км) не превышал 1% от сегодняшнего поступления в мантию субдуцируемого материала.

Следует отметить, что каноническое значение для базальтов срединно-океанических рифтов является фильтрованным значением [Anderson, 2001]. Та же Исландия, являющаяся частью Атлантического срединно-океанического рифта и характеризующаяся наличием образцов с экстремально высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Lupton, 1983], не включается в расчет среднего значения для базальтов срединно-океанических рифтов. Аналогичным образом из расчетов исключаются и другие регионы, предположительно контаминированные плюмовым веществом. Следует также отметить, что острова типа Гавайских характеризуются наличием не только образцов с «плюмовыми» значениями $^3\text{He}/^4\text{He} > 10 R_a$, но и образцов со значениями ниже $8 R_a$ [Bryce et al.,

2005]. Некоторые «плюмовые острова» характеризуются только низкими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, появление которых было приписано особому типу «низкогелиевого» плюма [Class, Goldstein, 2005]. В работе [Anderson, 2001] было показано, что выборки базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов статистически не различаются между собой, они имеют одинаковое среднее значение, но для океанических островов наблюдается большая дисперсия данных. Был обнаружен также парадокс концентраций гелия, суть которого сводится к тому, что «плюмовые» вулканы «недегазированной» нижней мантии с высокими отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ содержат низкие абсолютные концентрации гелия (дегазированы), а вулканы, питающиеся из «дегазированной» верхней мантии, наоборот, характеризуются высокими концентрациями гелия (не дегазированы) [Anderson, 1998]. Был предпринят ряд попыток объяснить этот парадокс неравновесным дегазированием гелия из магм океанических островов [Gonnermann, Mukhopadhyay, 2007; Hopp, Tieloff, 2008].

Другой парадокс заключается в том, что изотопные системы практически всех благородных газов, за исключением He и Ne, отчетливо связаны между собой. Причем для тяжелых благородных газов отличие между базальтами срединно-океанических хребтов и океанических островов отсутствует [Ozima, Igarashi, 2000]. В концепции недегазированной примитивной мантии должно было бы быть наоборот. Гелий самый легкий из благородных газов и должен был в первую очередь теряться во время горячей, ранней стадии эволюции мантии. Т.е. различия по гелию должны быть минимальны, а по тяжелым газам – максимальны. Попытка моделирования мантийной конвекции и дегазации изотопов гелия не привела к получению модели, в которой в мантии Земли мог бы сохраниться недегазированным резервуар с первичным гелием [van Keken, Ballentine, 1999]. Соответствующий вывод этой работы звучит следующим образом:

«Было бы благоразумно рассмотреть источники первичного гелия за рамками текущей парадигмы, требующей его сохранности в мантии с самого начала ранней истории Земли [It may be prudent to consider sources of primitive helium beyond the current paradigm requiring them to be stored within the terrestrial mantle since early in the Earth's history.]».

Недавние попытки смоделировать высокие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ при полномантийной конвекции не разрешили парадокс концентраций гелия (он даже не упоминается в статье) [Gonnermann, Mukhopadhyay, 2009]. В этой статье предполагается, что немантийный «плюмовый» компонент должен характеризоваться умеренно обедненными изотопными отношениями Sr и Nd, как в компоненте FOZO. Следует отметить, что компонент FOZO выделяется в первую очередь по изотопным отношениям Pb [Stracke et al., 2005]. Этот компонент не типичен для базальтов Гавайских островов (рис. 4), для которых характерны высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ [Lupton, 1983; Bryce et al., 2005]. Вклад компонента FOZO максимален для

Предполагаемые изотопные составы Sr-Nd-Pb для конечных компонентов мантии Земли (по данным работ [Armienti, Gasperini, 2005; Stracke et al., 2005])

Assumed Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Earth's mantle (after [Armienti, Gasperini, 2005; Stracke et al., 2005]).

	DMM	EM1	EM2	HIMU	FOZO*
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70200	0.70530	0.70780	0.70285	0.7031
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51330	0.51236	0.51258	0.51285	0.51294
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.00	17.40	19.00	21.80	20.00
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.39	15.47	15.61	15.86	15.65
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^{**}$	38.42	38.85	38.86	40.12	39.50

Примечание: * – приводятся значения для центра поля базальтов, относящихся к этому компоненту по данным работы [Stracke et al., 2005], ** – приведено для компонентов типа не-DUPAL.

Note: * – field centered data for basalts of this component (after [Stracke et al., 2005]), ** – for the non-DUPAL type.

базальтов Камерунской линии (рис. 4), для которых предполагается верхнемантийный источник [King, Ritsema, 2000]. Иными словами, количество парадоксов при традиционном объяснении вариаций $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтах различных регионов не уменьшается, а только увеличивается.

Наиболее вероятной альтернативой концепции недегазированной или частично дегазированной нижней мантии является предположение о поступлении ^3He в мантию с субдуцируемыми осадками [Anderson, 1993; Allègre et al., 1993]. В осадки ^3He попадает с космической пылью, а в мантии высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ сохраняются в минералах, не содержащих Th и U (т.е. в минералах, не накапливающих ^4He). Эта идея позволяет легко объяснить низкие концентрации общего гелия для образцов с высокими $^3\text{He}/^4\text{He}$ и широкие вариации этих отношений в пределах одного вулкана. Проблема этого альтернативного объяснения заключается в сохранности гелия в слэбе при субдуцировании осадков, его неполной дегазации при нагреве осадков во время субдукции [Schwarz et al., 2005].

ВОВЛЕЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБОКИХ СЛОЕВ ЗЕМЛИ В ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Ядро

Плюмовая модель [Morgan, 1971] постулирует зарождение плюмов на границе ядро–мантия и, таким образом, допускает вовлечение вещества ядра в вулканизм некоторых регионов Земли. В литературе регулярно появляются утверждения, что обнаружены геохимические данные, доказывающие это, однако всему этому на сегодняшний день предлагается другое объяснение, не требующее непосредственного вовлечения ядра. В основном речь шла о ^{187}Re - ^{187}Os и ^{186}Pt - ^{186}Os изотопных системах (^{187}Re и ^{186}Pt являются радиоактивными с периодами полураспада ~42 и ~450 млрд лет, соответственно). Так, в работе [Walker et al., 1995] в гавайских пикритах были обнаружены повышенные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, указывающие на Re/Os выше хондрита в источнике плавления. На основании этого сделан вывод о доказательстве вовлечения вещества ядра, поскольку Re должен был предпочтительно накапливаться во внешнем ядре при кристаллизации внутреннего ядра. Ожидалось, что этот процесс

должен также сопровождаться обогащением платины, приводя к повышению $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ во внешнем ядре и в зарожденных на границе ядро–мантия плюмовых магмах, несмотря на очень большой период полураспада ^{186}Pt [Walker et al., 1995]. Такие повышенные значения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в Сибирских траппах и Гавайских пикритах вскоре были обнаружены авторами этой же группы [Walker et al., 1997; Brandon et al., 1998]. Аномально высокие $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ были зафиксированы в некоторых иридосминах [Bird et al., 1999], что также интерпретировалось в качестве доказательства вовлечения вещества ядра в область генерации плюмовых магм. Однако вскоре появились некоторые сомнения в реалистичности такой интерпретации [Meibom, Frei, 2002]. За ними (сомнениями) последовал цикл публикаций, в которых утверждается, что осмиевые изотопные данные могут быть объяснены пироксенитовым источником плавления [Smith, 2003], рециклированием железо-марганцевых конкреций [Scherstén et al., 2004] и наличием сульфидов в источнике плавления [Luguet et al., 2008]. Пример из статьи [Scherstén et al., 2004], в которой убедительно показано, что при достаточно широких вариациях $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ изотопные вариации вольфрама в Гавайских пикритах не отличаются от мантийных значений, приведен на рис. 5. Эти вариации трудно объяснить даже специально подобранной «экстремальной» моделью эволюции изотопных отношений осмия и вольфрама в ядре [Scherstén et al., 2004]. Нереалистичность такой экстремальной модели подтверждается недавними экспериментальными данными по фракционированию Pt, Re и Os между твердым и жидким металлами в системе Fe-Ni-S при высоких давлениях [Hayashi et al., 2009]. Интересно, что измерения по лавам островов Французской Полинезии, также с предполагаемым глубинным плюмовым источником, не показали каких-либо отклонений $\epsilon^{182}\text{W}$ от мантийного значения [Takamasa et al., 2009] (рис. 5).

Нижняя мантия

Исследования включений в алмазах показывают, что малая их часть (<1 %) содержит необычные минеральные ассоциации, которые, весьма вероятно, соответствуют условиям нижней мантии [Stachel, 2001]. Проблема изучения таких нижнемантийных

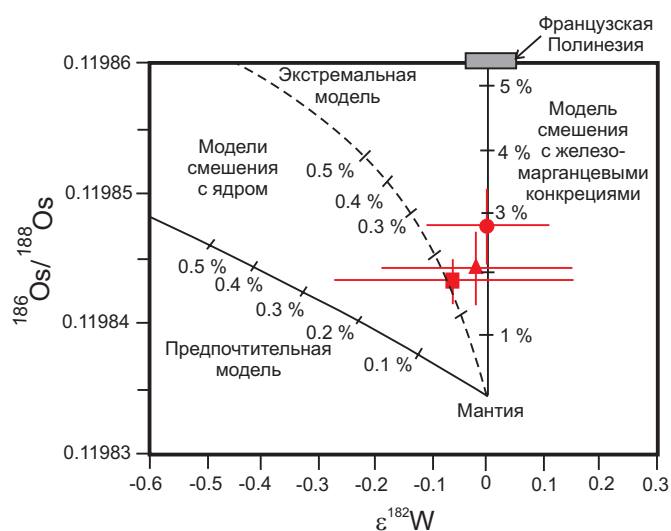


Рис. 5. Диаграмма $\epsilon^{182}\text{W}$ - $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для трех Гавайских пикритов [Scherstén et al., 2004]. Серым полем показан интервал $\epsilon^{182}\text{W}$, полученный в работе [Takamasa et al., 2009] для базальтов HIMU (о-ва Мангайа, Руруту, Тубайи) и EM1 (о-в Раротонга) Французской Полинезии (по лавам Французской Полинезии нет данных по $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, однако если предположить, что существует корреляция между $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, подобно выявленной для Гавайских пикритов [Brandon et al., 1998], то HIMU-лавы Французской Полинезии, характеризующиеся $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ преимущественно > 0.143 [Lassiter et al., 2003], должны иметь $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os} > 0.11986$). $\epsilon^{182}\text{W}$ представляет собой отклонение $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ в образце от стандарта в 10^{-2} %.

Fig. 5. $\epsilon^{182}\text{W}$ - $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ diagram for three Hawaiian picrites [Scherstén et al., 2004]. Grey field shows an interval of the $\epsilon^{182}\text{W}$ obtained for HIMU basalts from Mangaia, Rurutu and Tubai islands and EM1 basalts from Rarotonga island of the French Polynesia [Takamasa et al., 2009] (there are no data on $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ for basalts of the French Polynesia, however, assuming a correlation between $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ like those for the Hawaiian picrites [Brandon et al., 1999], the HIMU basalts of the French Polynesia, having $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} > 0.143$ [Lassiter et al., 2003], should have $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os} > 0.11986$). $\epsilon^{182}\text{W}$ is a deviation of $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ in a sample from a standard measured in 10^{-2} %.

ассоциаций заключается не только в трудности их идентификации, но и в том, что при пути на поверхность минералы претерпевают ретроградные изменения. Иными словами, зачастую обнаруживаются не сами нижнемантийные минералы, а минералы, перекристаллизованные в условиях более низкого давления и температуры. Например, некоторые пироксены особого состава считаются продуктами ретроградных изменений MgSi- и CaSi-перовскитов, стабильных в условиях нижней мантии (см. [Irifune et al., 2000] и ссылки в этой работе).

Абсолютным рекордсменом в смысле нижнемантийных ассоциаций во включениях является муниципальный район Жуина (Juína) в Бразилии (центральная часть Южной Америки). Здесь было обнаружено больше половины всех известных алмазов с включениями нижнемантийных минералов [Hayman et al., 2005]. На основании мономинеральных находок ферропериклаза и его полиминеральных агрегатов с перовскитами и ретроградным оливином (оливином, кристаллизовавшимся из рингвудита) делается вывод о том, что глубина формирования

алмазов, захвативших эти минералы, может соответствовать либо самым низам переходной зоны – верхам нижней мантии либо глубине до 1700 км [Hayman et al., 2005]. В других работах также не исключается возможность кристаллизации алмаза в верхах нижней мантии, однако вопрос о максимальной возможной глубине не поднимается (например, [Brenker et al., 2007]). На рис. 6 приведены оценки глубины кристаллизации различных минеральных ассоциаций, обнаруженных в алмазах Жуины, исходя из сопоставления с данными экспериментов в пиролитовой и «базальтовой» системах. Следует отметить, что, несмотря на возможность кристаллизации, например, ферропериклаза на глубинах, значительно больших, чем 650 км, нет строгих оснований считать обнаруженные ассоциации более глубинными, чем, скажем максимально известные глубины землетрясений (~700 км). Кроме того, неизвестно, может ли ферропериклаз кристаллизоваться на меньших глубинах, например из карбонатитовых расплавов. Так, во включениях алмазов из кимберлитовой трубки «Интернациональная» на Сибирской платформе были обнаружены нановключения, в том числе содержащие ферропериклаз [Logvinova et al., 2008]. Основными компонентами включений являются карбонаты, флогопит, сульфидные и щелочные фазы, происхождение которых предполагается на глубинах порядка 200 км, т.е. в основании литосферной мантии [Logvinova et al., 2008]. Происхождение ферропериклаза в этой работе не обсуждается.

Помимо включений в алмазах, предположительно нижнемантийные ассоциации минералов (продукты распада CaSi- и MgSi-перовскитов, наряду с мажоритом, характерным для переходной зоны (рис. 6)), были обнаружены в мантийных ксенолитах из альноитов острова Малайта в Тихом океане (альноитами называют кимберлитоподобные магмы, извергавшиеся в пределах океанической коры). Эти альноиты извергались ~34 млн лет назад в районе плато Онтонг-Ява [Collerson et al., 2000]. Данная работа, однако, была подвергнута критике на том основании, что идентификация минералов осуществлялась по их химическому составу и ИК-спектроскопии [Neal et al., 2001]. Ни тот, ни другой метод, согласно [Neal et al., 2001], не позволяет однозначно отделить нижнемантийные перовскиты (а точнее продукты их распада) от пироксенов (в работе [Neal et al., 2001] ставилась под сомнение и идентификация мажорита. В своем ответе К.Д. Коллерсон с соавторами [Collerson et al., 2001] сосредоточились на мажорите, практически полностью оставив в стороне вопрос правильной идентификации перовскитов).

Переходная зона и глубокие горизонты верхней мантии

Из предыдущего раздела видно, что некоторые включения в алмазах и некоторые мантийные ксенолиты содержат в себе минералы переходной зоны мантии [Collerson et al., 2000; Hayman et al., 2005; Brenker et al., 2007; Wirth et al., 2007] (рис. 6).

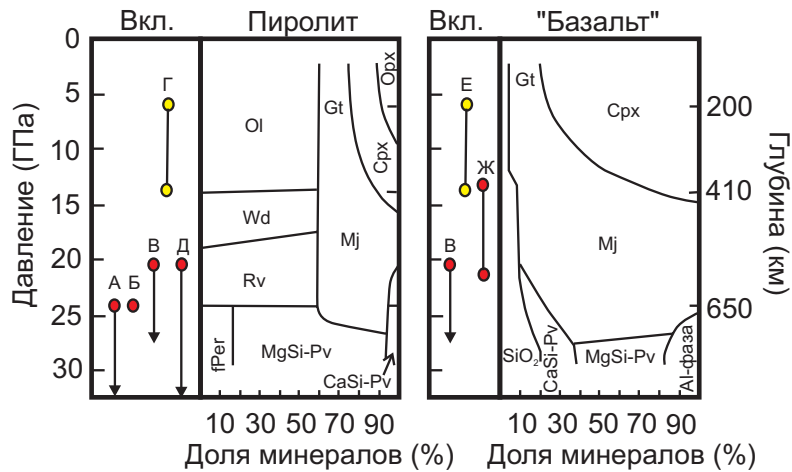


Рис. 6. Вероятная глубина образования минеральных включений в алмазах из россыпей муниципального района Жуина (Juína) (Бразилия) по данным сопоставления минеральных ассоциаций во включениях с фазовыми диаграммами для пиролита и «базальта» при высоком давлении и мантийной геотерме [Hayman et al., 2005; Brenker et al., 2007; Wirth et al., 2007]. Минеральные ассоциации во включениях: А – fPer ± CaSi-Pv, MgSi-Pv, ретроградный ОI; Б – fPer, CaSi-Pv, MgSi-Pv, ОI, ТАРР; В – CaSi-Pv, Sf; Г – ОI ± Pnt, Срх?; Д – CaSi-Pv, CaTi-Pv, Carb; Е – Pyr ± SiO₂, Fe; Ж – Egg. Сокращения названий минералов: ОI – оливин; Wd – вадслеит; Rv – рингвудит; fPer – ферропериклаз; MgSi-Pv, CaSi-Pv и CaTi-Pv – перовскиты; Gt – гранат; Mj – мэйджорит; Срх – клинопироксен; Орх – ортопироксен; ТАРР – тетрагонально алмадин-пироповая фаза; Sf – сфен (титанит); Pnt – пентландит; Carb – карбонаты; SiO₂ – коэзит и стишовит (в зависимости от давления); Fe – природное железо; Egg – водная фаза Egg (при мантийной геотерме фаза Egg в водных условиях стабильна почти во всем диапазоне переходной зоны). Рисунок модифицирован после статьи [Hayman et al., 2005] с учетом более поздних данных [Brenker et al., 2007; Wirth et al., 2007].

Fig. 6. A possible depth of origin for mineral inclusions in diamonds of placer deposits in municipal region Juína (Brazil) after a comparison with the phase diagram for pyrolite and «basalt» at high pressure conditions and mantle geotherm [Hayman et al., 2005; Brenker et al., 2007; Wirth et al., 2007]. Mineral assemblages: А – fPer ± CaSi-Pv, MgSi-Pv, retrograde ОI; Б – fPer, CaSi-Pv, MgSi-Pv, ОI, ТАРР; В – CaSi-Pv, Sf; Г – ОI ± Pnt, Срх?; Д – CaSi-Pv, CaTi-Pv, Carb; Е – Pyr ± SiO₂, Fe; Ж – Egg. Symbols: ОI – olivine; Wd – wadsleyite; Rv – ringwoodite; fPer – ferropericlase; MgSi-Pv, CaSi-Pv and CaTi-Pv – perovskites; Gt – garnet; Mj – majorite, Cpx – clinopyroxene, Орх – orthopyroxene, ТАРР – tetragonal almandine-pyrope phase; Sf – sphene (titanite); Pnt – pentlandite; Carb – carbonates; SiO₂ – coesite and stishovite (depending on the pressure); Fe – native iron; Egg – water phase Egg (at the mantle geotherm the phase Egg at water conditions is stable throughout practically the whole mantle transition zone). Figure is modified after [Hayman et al., 2005] with accounted data for later works [Brenker et al., 2007; Wirth et al., 2007].

Несмотря на то, что обнаружение мажорита в ксенолитах из альноитов о-ва Малайта [Collerson et al., 2000] было поставлено под сомнение [Neal et al., 2001], в других случаях идентификация минералов переходной зоны не подвергалась критике. Таким образом, вещество переходной зоны может участвовать в вулканических процессах, по крайней мере при формировании щелочных магм.

То, что происходит обмен веществом в верхних 650–700 км, не вызывает сомнения хотя бы потому, что субдукция океанических плит до этих глубин фиксируется по очагам глубокофокусных землетрясений. Погружающаяся в переходную зону мантии плита неизбежно перемещает сопоставимый по объему материал в верхнюю мантию. Однако гораздо более интересными являются вопросы, до каких глубин может погружаться континентальная кора, с каких горизонтов она может быть выведена обратно на поверхность в виде высокометаморфизованных пород и какая глубина для них является критической в смысле их возвращения на поверхность. То, что континентальная кора может погружаться до глубин свыше 100 км в поле стабильности алмаза и затем возвращаться на поверхность Земли, на сегодняшний день не вызывает сомнения [Sobolev, Shatsky, 1990; см. также обзор Green, 2005]. Для гранатовых лерцолитов комплексов ульт-

равысокого метаморфизма Альп Арами (Alpe Arami) предполагается глубина их погружения свыше 300 км (переход ильменита в перовскит) и, возможно, вплоть до переходной зоны мантии (области стабильности вадслеита) с последующим выводом их на поверхность [Dobrzhinetskaya et al., 1996]. Механизм такого погружения и, в первую очередь, обратного выведения на поверхность не известен. Этот вывод о сверхглубоком погружении был поставлен под сомнение в техническом комментарии к статье [Dobrzhinetskaya et al., 1996] в работе [Hacker et al., 1997], однако отвергнут авторами, хотя они и не исключили возможную интерпретацию о существенно меньшей глубине (~150 км). Для менее глубокой интерпретации необходимо допущение о существенно водных условиях, как, например, в надсубдукционном мантийном клине [Green et al., 1997]. Если интерпретация ультраглубокого происхождения перидотитов Альп Арами, а соответственно и исходно коровых пород этого комплекса, верна, то это означает, что существенные по размерам блоки пород могут не только субдуцироваться до глубин переходной зоны мантии, но и выводиться с этой глубины на поверхность, не теряя своей сплошности.

Расчетные модели показывают, при всех существующих разногласиях в экспериментальных дан-

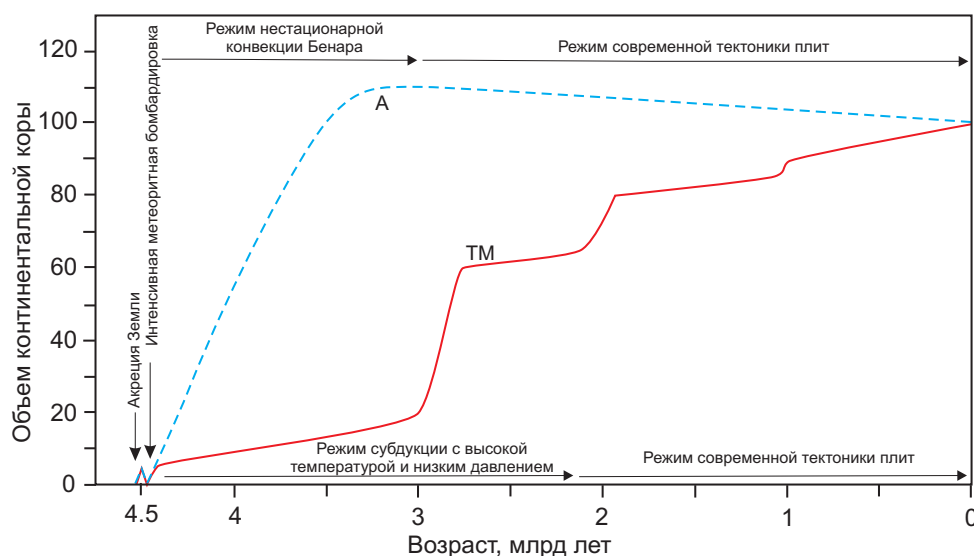


Рис. 7. Изменение объема континентальной коры согласно стандартной геохимической модели (сплошная красная линия) и модели практически постоянного объема континентальной коры (steady-state model) (пунктирная синяя линия). Сокращения «ТМ» и «А» указывают на последовательных сторонников этих двух контрастных моделей – С.П. Тэйлора и С. МакЛеннона (например, [Taylor, McLennan, 1985]) и Р.Л. Армстронга (например, [Armstrong, 1991]).

Fig. 7. Continental crust volume change according to the standard geochemical model (solid curve) and the steady-state continental crust model (dashed curve). Acronyms «TM» and «A» are for the consecutive proponents of these two contrasting models – Taylor and MacLennan (e.g., [Taylor, McLennan, 1985]) and Armstrong (e.g., [Armstrong, 1991]), respectively.

ных, в зависимости от исходного состава корового вещества оно может быть выведено на поверхность обратно с разных глубин верхней мантии и даже переходной зоны [Dobrzhinetskaya, Green, 2007]. При этом метаморфизованные коровые породы, по-видимому, не могут проникнуть через фазовый раздел 650 км, поскольку они оказываются менее плотными, чем породы нижней мантии [Nishiyama et al., 2005]. Оказавшись глубже «точки возврата», такие коровые породы рано или поздно будут плавиться, приводя к появлению на поверхности необычных магм кислого или щелочного состава. В частности, существует предположение, что граниты А-типа (anorogenic granites) могли формироваться непосредственно в мантии [Bonin, 2007].

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ГЛУБИННАЯ ГЕОДИНАМИКА

Согласно стандартной геохимической модели континентальная кора сформировалась в результате частичного плавления мантии. Обычно считается, что этот процесс формирования коры продолжается по настоящее время в областях надсубдукционного вулканизма [Tatsumi, 2005] и что объем континентальной коры непрерывно увеличивается во времени [Taylor, McLennan, 1985] (рис. 7). Такая модель изначально вовсе не учитывала возвращение корового материала обратно в мантию посредством субдукции или деляминации и его последующее повторное плавление (рециклинг). В настоящее время рециклинг не ставится под сомнение, однако его роль в формировании континентальной коры в стандартной геохимической модели не считается

существенной. Как было показано выше, стандартная геохимическая модель имеет ряд проблем, известных под названием «парадоксов». Одной из существенных проблем в модели постоянного увеличения объема корового материала является также то, что в энсиматических островных дугах не фиксируется образование континентальной коры, несмотря даже на длительную субдукцию. В то же время энсиалические островные дуги уже заложены на древнем континентальном основании. В ходе субдукции древней океанической коры под континент дуга может отрываться от континента вместе с континентальным основанием, а затем аккретироваться обратно [Lee et al., 2007]. Таким образом, рост континентальной коры в так называемой «субдукционной фабрике» (subduction factory) фактически не наблюдается.

Альтернативой постоянному увеличению объема континентальной коры является ее практически неизменный объем с раннего докембрия или даже постепенное уменьшение объема. Эта точка зрения рассмотрена, например, в работах [Armstrong, 1991; Hamilton, 2003; Garagash, Ermakov, 2004]. В такой модели роль рециклинга является определяющей в процессах вулканизма, а верхняя мантия никогда не имела хондритовый состав, что в целом согласуется с Sm-Nd изотопной системой в метеоритах и базальтах.

Выводы

Из обзора различных представлений о составе мантии и динамике обмена вещества между разными горизонтами мантии видно, что по многим прин-

ципиальным вопросам на сегодняшний день не существует однозначно сформированного мнения. Так, несмотря на то, что многие геохимики и геофизики рассматривают возможность субдупирования слэбов вплоть до границы ядро–мантия и последующего возвращения материала в область подлитосферной магмогенерации в качестве непреложного факта, петрологические доказательства самого глубокого поступления вещества на поверхность ограничиваются верхними горизонтами нижней мантии (~650–700 км), т.е. глубиной самых глубоких землетрясений. Имеющийся фактический материал (например, включения ферропериклаза в некоторых алмазах и высокоскоростные аномалии на разрезах сейсмической томографии) не опровергает вовлечение более глубоких горизонтов мантии, но и не дает этому однозначного подтверждения. В то же время геохимические данные скорее свидетельствуют в пользу полной вещественной изоляции ядра от мантийных процессов, чем в пользу вовлечения вещества ядра в процессы магмообразования под вулканически активными районами посредством глубоких мантийных плюмов. Стандартная геохимическая модель с хондритовым составом примитивной мантии и деплетированной верхней мантией в результате постоянной экстракции расплавов, формирующих кору, характеризуется целым рядом геохимических парадоксов. Весьма вероятно, мантия, которую мы считаем деплетированной, на самом деле является примитивной, а объем континентальной коры остается практически неизменным с раннего докембрия. Постоянный рециклинг легкоплавкой коры в мантию посредством субдукции и дегламации приводит к появлению на поверхности изотопно- и микроэлементно-обогащенных расплавов, которые восполняют утраченный объем коры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Статья написана по случаю создания журнала «Геодинамика и тектонофизика». Данная работа частично поддержана Интеграционным проектом СО РАН 10.2. Автор благодарит С.И. Шермана за ценные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 608 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 409 с.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. – М.: Энергоиздат, 1981. – 222 с.
- Соботович Э.В., Семенов В.П. Вещество метеоритов. – Киев: Наукова Думка, 1984. – 192 с.
- Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 150. – P. 1–6.
- Allègre C.J., Manhès G., Göpel C. The age of the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1995. – V. 59. – P. 1445–1456.
- Allègre C.J., Sarda P., Staudacher T. Speculations about the cosmic origin of He and Ne in the interior of the Earth // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1993. – V. 117. – P. 229–233.
- Anderson D.L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid // *Nature*. – 1982. – V. 297. – P. 391–393.
- Anderson D.L. Helium-3 from the mantle: Primordial signal or cosmic dust? // *Science*. – 1993. – V. 261. – P. 170–176.
- Anderson D.L. The helium paradoxes // *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. – 1998. – V. 95. – P. 4822–4827.
- Anderson D.L. A statistical test of the two reservoir model for helium isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2001. – V. 193. – P. 77–82.
- Anderson D.L. The case for irreversible chemical stratification of the mantle // *International Geology Review*. – 2002. – V. 44. – P. 97–116.
- Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // *Journal of Petrology*. – 2007. – V. 48. – P. 693–709.
- Armstrong R.L. The persistent myth of crustal growth // *Journal of Australian Earth Science*. – 1991. – V. 38. – P. 613–630.
- Bennet V.C., Brandon A.D., Nutman A.P. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics // *Science*. – 2007. – V. 318. – P. 1907–1910.
- Bird J.M., Meiborn A., Frei R., Nägler Th.F. Osmium and lead isotopes of rare OsIrRu minerals: derivation from the core-mantle boundary region? // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1999. – V. 170. – P. 83–92.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of concept, problems and prospects // *Lithos*. – 2007. – V. 97. – P. 1–29.
- Boyett M., Blichert-Toft J., Rosing M., Storey M., Telouk P., Albarède F. ^{142}Nd evidence for early Earth differentiation // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – V. 214. – P. 427–442.
- Boyett M., Carlson R.W. ^{142}Nd evidence for early (>4.53 Ga) global differentiation of the Earth silicates // *Science*. – 2005. – V. 309. – P. 576–581.
- Brandon A.D., Walker R.J., Morgan J.W., Norman M.D., Prichard H.M. Coupled 186-Os and 187-Os evidence for core–mantle interaction // *Science*. – 1998. – V. 280. – P. 1570–1573.
- Brenker F.E., Vollmer C., Vincze L., Vekemans B., Szymanski A., Janssens K., Szaloki I., Nasdala L., Joswig W., Kaminsky F. Carbonates from the lower part of transition zone or even the lower mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 260. – P. 1–9.
- Bryce J.G., DePaolo D.J., Lassiter J.C. Geochemical structure of the Hawaiian plume: Sr, Nd, and Os isotopes in the 2.8 km HSDP-2 section of Mauna Kea volcano // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2005. – V. 6. – P. Q09G18.
- Carlson R.W. Isotopic constraints on the Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – V. 48. – P. 2357–2372.
- Carlson R.W., Lugmair G.W., Macdougall J.D. Columbia River volcanism: The question of mantle heterogeneity or crustal contamination // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1981. – V. 45. – P. 2483–2499.
- Caro G., Bourdon B., Halliday A.N., Quitte G. Super chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon // *Nature*. – 2008. – V. 452. – P. 336–339.
- Castillo P. The DUPAL anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // *Nature*. – 1988. – V. 336. – P. 667–670.
- Cheng Q.C., Macdougall J.D., Zhu P. Isotopic constraints on the Eastern Seamount Chain source // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 135. – P. 225–233.
- Chesley J.T., Ruiz J. Crust-mantle interaction in large igneous provinces: Implications from Re-Os isotope systematics of the Columbia River flood basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 154. – P. 1–11.
- Cizkova H., Cadek O., van den Berg A.P., Vlaar N.J. Can lower mantle slab-like seismic anomalies be explained by thermal coupling between the upper and lower mantles? // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – V. 26. – P. 1501–1504.
- Cizkova H., Matyska C. Layered convection with an interface at depth of 1000 km: stability and generation of slab-like downwellings // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2004. – V. 141. – P. 269–279.
- Class C., Goldstein S.L. Evolution of helium isotopes in the Earth's mantle // *Nature*. – 2005. – V. 436. – P. 1107–1112.
- Collerson K.D., Hapugoda S., Kamber B.S., Williams Q. Rocks from the mantle transition zone: Majorite-bearing xenoliths from Malaita, Southwest Pacific // *Science*. – 2000. – V. 288. – P. 1215–1223.
- Collerson K.D., Hapugoda S., Kamber B.S., Williams Q. “Majorite” and “Silicate Perovskite” mineral compositions in xenoliths from Malaita. Reply // *Science*. – 2001. – V. 288. – P. 1015a.
- Deniel C. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume-lithosphere interactions in the genesis of Grande Comore mag-

- mas (Indian ocean) // *Chemical Geology*. – 1998. – V. 144. – P. 281–303.
- Deniel C., Vidal P., Coulon C., Vellutini P.-J., Piguet P. Temporal evolution of mantle sources during continental rifting: The volcanism of Djibouti (Afar) // *Journal of Geophysical Research*. – 1994. – V. 99. – P. 2853–2869.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // *Geophysical Research Letters*. – 1976. – V. 3. – P. 743–746.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1979. – V. 43. – P. 615–627.
- Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. – NY: Cambridge University Press, 2005. – 492 p.
- Dobrzhinetskaya L., Green H.W. II. Experimental studies of mineralogical assemblages of metasedimentary rocks at Earth's mantle transition zone conditions // *Journal of Metamorphic Geology*. – 2007. – V. 25. – P. 83–96.
- Dobrzhinetskaya L., Green H.W. II., Wang. S. Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers // *Science*. – 1996. – V. 271. – P. 1841–1845.
- Doucet S., Weis D., Scoates J.S., Debaille V., Giret A. Geochemical and Hf-Pb-Sr-Nd isotopic constraints on the origin of the Amsterdam–St. Paul (Indian ocean) hotspot basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – V. 218. – P. 179–195.
- Dupré H.B., Allègre C.J. Pb-Sr-Nd isotope data of Indian ocean ridges: New evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – V. 76. – P. 288–298.
- Escrig S., Capmas F., Dupré B., Allègre C.J. Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean-ridge basalts // *Nature*. – 2004. – V. 431. – P. 59–63.
- Fisher D.A. Rare gas abundances in MORB // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1986. – V. 50. – P. 2531–2541.
- Garagash I.A., Ermakov V.A. A probable geodynamic model of the early Earth // *Doklady Earth Sciences*. – 2004. – V. 394. – P. 73–77.
- Goldstein S.L., Soffer G., Langmuir C.H., Lehnert K.A., Graham D.W., Michael P.J. Origin of a “Southern Hemisphere” geochemical signature in the Arctic upper mantle // *Nature*. – 2008. – V. 453. – P. 89–93.
- Gonnermann H.M., Mukhopadhyay S. Non-equilibrium degassing and a primordial source for helium in ocean-island volcanism // *Nature*. – 2007. – V. 449. – P. 1037–1040.
- Gonnermann H.M., Mukhopadhyay S. Preserving noble gases in a convecting mantle // *Nature*. – 2009. – V. 459. – P. 560–563.
- Graham D.W. Noble gas isotope geochemistry of Midocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of mantle source reservoirs // Noble gases in geochemistry and cosmochemistry / Eds. D. Porcelli, C.J. Ballentine, R. Wieler *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. – 2002. – V. 47. – P. 247–317.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. – 1997. – V. 7, № 4. – P. 1–7.
- Green H.W. II. Psychology of a changing paradigm: 40+ years of high-pressure metamorphism // *International Geology Review*. – 2005. – V. 47. – P. 439–456.
- Green H.W. II., Dobrzhinetskaya L., Bozhilov K. Determining the origin of ultrahigh pressure Iherzolites. Reply // *Science*. – 1997. – V. 278. – P. 704–707.
- Green T.H. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis: Sedona 16 years later // *Chemical Geology*. – 1994. – V. 117. – P. 1–36.
- Hacker B.R., Sharp T., Zhang R.Y., Liou J.G., Hervig R.L. Determining the origin of ultrahigh pressure Iherzolites // *Science*. – 1997. – V. 278. – P. 702–704.
- Hamilton W.B. An alternative Earth // *GSA Today*. – 2003. – V. 13, № 11. – P. 4–12.
- Hanan B.B., Blichert-Toft J., Pyle D.G., Christie D.M. Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge // *Nature*. – 2004. – V. 432. – P. 91–94.
- Hanan B.B., Graham D.W. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes // *Science*. – 1996. – V. 272. – P. 991–995.
- Hart S.R. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // *Nature*. – 1984. – V. 309. – P. 753–757.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and enrichment: isotopic evidence // *Science*. – 1992. – V. 256. – P. 517–520.
- Hayashi H., Ohtani E., Terasaki H., Ito Y. The partitioning of Pt-Re-Os between solid and liquid metal in the Fe-Ni-S system at high pressure: implications for inner core fractionation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – in press.
- Hayman P., Kopylova M., Kaminsky F. Lower mantle diamonds from Rio Soriso (Juina area, MatoGrosso, Brazil) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 149. – P. 430–445.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: Message from oceanic volcanism // *Nature*. – 1997. – V. 385. – P. 219–229.
- Hooper P.R., Hawkesworth C.J. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalts // *Journal of Petrology*. – 1993. – V. 34. – P. 1203–1246.
- Hopp J., Trierloff M. Helium deficit in high-He-3/He-4 parent magmas: predegassing fractionation, not a “helium paradox” // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – V. 9. – Q03009.
- Irifune T., Miyashita M., Inoue T., Ando J., Funakoshi K., Utsumi W. High-pressure phase transformation in $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ and implications for origin of ultra-deep diamond inclusions // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – V. 27. – P. 3541–3544.
- Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps // *The origin of melting anomalies: Plates, plumes and planetary processes* / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. *Geological Society of America Special Paper*. – 2007. – V. 430. – P. 635–668.
- Ivanov A.V., Balyshev S.O. Mass flux across the lower-upper mantle boundary: Vigorous, absent, or limited? // *Plates, plumes, and paradigms* / Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson. *Geological Society of America Special Paper*. – 2005. – V. 388. – P. 327–346.
- Kellog L.H., Wasserburg G.J. The role of plumes in mantle helium fluxes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1990. – V. 99. – P. 276–289.
- King S.D., Ritsema J. African hotspot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons // *Science*. – 2000. – V. 290. – P. 1137–1140.
- Kostitsyn Yu.A. Terrestrial and chondritic Sm-Nd and Lu-Hf isotopic systems: Are they identical? // *Petrology*. – 2004. – V. 12. – P. 397–411.
- Lassiter J.C., Blichert-Toft J., Hauri E.H., Barszus H.G. Isotope and trace element variations in lavas from Raiivavae and Rapa, Cook-Austral islands: constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia // *Chemical Geology*. – 2003. – V. 202. – P. 115–138.
- Lee C.-T.A., Morton D.M., Kistler R.W., Baird A.K. Petrology and tectonics of Phanerozoic continent formation: from island arcs to accretion and continental arc magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 263. – P. 370–387.
- Logvinova A.M., Wirth R., Fedorova E.N., Sobolev N.V. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation // *European Journal of Mineralogy*. – 2008. – V. 20. – P. 317–331.
- Luguet A., Pearson D.G., Nowell G.M., Dreher S.T., Coggon J.A., Spetsius Z.V., Parman S.W. Enriched Pt-Re-Os isotope systematics in plume lavas explained by metasomatic sulfides // *Science*. – 2008. – V. 319. – P. 453–456.
- Lupton J.E. Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle // *Annual Review in Earth and Planetary Science*. – 1983. – V. 11. – P. 371–414.
- Machida S., Hirano N., Kimura J.-I. Evidence for recycled plate material in Pacific upper mantle unrelated to plumes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73. – P. 3028–3037.
- Mahoney J.J., Jones W.B., Frey F.A., Salters V.J.M., Pyle D.G., Davies H.L. Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturalist Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous Plateau volcanism in the Southeast Indian ocean // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 315–345.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.
- Meibom A., Anderson D.L. The statistical upper mantle assemblage // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2004. – V. 217. – P. 123–139.
- Meibom M., Frei R. Evidence for an ancient osmium isotopic reservoir in Earth // *Science*. – 2002. – V. 296. – P. 516–518.
- Meyner C.M., Ludden J.N., Humler E., Luais B., Toplis M.J., Mevel C., Storey M. New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian ocean mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2006. – V. 6. – Q11K11.

- Morgan W.J.* Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. – 1971. – V. 230. – P. 42–43.
- Murphy D.T., Kamber B.S., Collerson K.D.* A refined solution to the first terrestrial Pb-isotope paradox // *Journal of Petrology*. – 2003. – V. 44. – P. 39–53.
- Mühe R., Bohrmann H., Garbe-Schönberg D., Kassens H.* E-MORB glasses from the Gakkel ridge (Arctic ocean) at 87 °N: Evidence for the Earth's most northerly volcanic activity // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 152. – P. 1–9.
- Neal C.R., Haggerty S.E., Sautter V.* "Majorite" and "silicate perovskite" mineral compositions in xenoliths from Malaita // *Science*. – 2001. – V. 288. – P. 1015a.
- Nishiyama N., Rapp R.P., Irifune T., Sanehira T., Yamazaki D., Funakoshi K.* Stability and P-V-T equation of state of KAlSi₃O₈-hollandite determined by in situ X-ray observations and implications for dynamics of subducted continental crust material // *Physics and Chemistry of Minerals*. – 2005. – V. 32. – P. 627–637.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science*. – 2008. – V. 321. – P. 1828–1831.
- Ozima M., Igarashi G.* The primordial noble gases in the Earth: A key constraint on Earth evolution model // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 176. – P. 219–232.
- Patterson C.C.* Age of meteorites and the Earth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1956. – V. 10. – P. 230–237.
- Pilet S., Hernandez J., Sylvester P., Poujol M.* The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – V. 236. – P. 148–166.
- Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logachev N.A., Ivanov A.V., Demontserova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B.* The DUPAL mantle anomaly of the Tuva–Mongolian massif and its paleogeodynamic implication // *Doklady Earth Sciences*. – 2002. – V. 382. – P. 44–48.
- Rogers N.W., De Mulder M., Hawkesworth C.J.* An enriched mantle source for potassic basanites: Evidence from Karisimbi volcano, Virunga volcanic province, Rwanda // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1992. – V. 111. – P. 543–556.
- Rogers N.W., James D., Kelley S.P., De Mulder M.* The generation of potassic lavas from the Eastern Virunga Province, Rwanda // *Journal of Petrology*. – 1998. – V. 39. – P. 1223–1247.
- Rundqvist D.V., Ryakhovskii V.M., Mironov Yu.V., Pustovoi A.A.* Whether there is a universal Sr-Nd-Pb isotope tracer of the lower mantle plumes // *Doklady Earth Sciences*. – 2000. – V. 370. – P. 110–113.
- Scherstén A., Elliott T., Hawkesworth C., Norman M.* Tungsten isotope evidence that mantle plumes contain no contribution from Earth's core // *Nature*. – 2004. – V. 427. – P. 234–237.
- Schilling J.-G., Kingsley R.H., Hanan B.B., McCully B.L.* Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for Afar mantle plume–continental lithosphere interaction // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – V. 97. – P. 10927–10966.
- Schwarz W.H., Trierhoff M., Altherr R.* Subduction of solar-type gases from extraterrestrial dust: constraints from high-pressure low-temperature metamorphic deep-sea sediments // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2005. – V. 149. – P. 675–684.
- Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1970. – V. 34. – P. 237–243.
- Smith A.D.* Back-arc convection model for Columbia River basalt genesis // *Tectonophysics*. – 1992. – V. 207. – P. 269–285.
- Smith A.D.* Critical evaluation of Re-Os and Pt-Os isotopic evidence on the origin of intraplate volcanism // *Journal of Geodynamics*. – 2003. – V. 36. – P. 469–484.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. – 1990. – V. 343. – P. 742–746.
- Stachel T.* Diamonds from the asthenosphere and the transition zone // *European Journal of Mineralogy*. – 2001. – V. 13. – P. 883–892.
- Staudigel H., Park K.H., Pringle M., Rubenstone J.L., Smith W.H.F., Zindler A.* The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1991. – V. 102. – P. 24–44.
- Stewart K., Rogers N.* Mantle plume and lithospheric contributions to basalts from Southern Ethiopia // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1996. – V. 139. – P. 195–211.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2005. – V. 6. – Q05007.
- Takamasa A., Nakai S., Sahoo Y., Hanyu T., Tatsumi Y.* W isotope compositions of oceanic islands basalts from French Polynesia and their meaning for core-mantle interaction // *Chemical Geology*. – 2009. – V. 260. – P. 37–46.
- Tatsumi Y.* Subduction factory: How it operates in the evolving Earth // *GSA Today*. – 2005. – V. 15, № 7. – P. 4–10.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its composition and evolution. – Oxford, England: Blackwell Scientific Publications, 1985. – 312 p.
- Titaeva N.A.* Interpretation of the isotopic composition of volcanic rocks with reference to the problem of oceanic mantle heterogeneity // *Petrology*. – 2001. – V. 9. – P. 437–449.
- Van Keken P.E., Ballentine C.J.* Dynamical models of mantle volatile evolution and the role of phase transitions and temperature-dependent rheology // *Journal of Geophysical Research*. – 1999. – V. 104. – P. 7137–7168.
- Walker R.J., Morgan J.W., Beary E.S., Smoliar M.I., Horan M.F.* Application of the Pt-190-Os-186 isotope system to geochemistry and cosmochemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – V. 61. – P. 4799–4807.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F.* Osmium-187 enrichments in some plumes: Evidence from core–mantle interaction? // *Science*. – 1995. – V. 269. – P. 819–822.
- Warren P.H.* A depleted, not ideally chondritic bulk Earth: The explosive-volcanic basalt loss hypothesis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – V. 72. – P. 2217–2235.
- Wasserburg G.J., DePaolo D.J.* Models of Earth structure inferred from neodymium and strontium isotope abundances // *Proceedings of the National Academies of Science, USA*. – 1976. – V. 76. – P. 3594–3598.
- Wen L.X.* A compositional anomaly at the Earth's core-mantle boundary as an anchor to the relatively slow moving surface hot-spots and as a source to the DUPAL anomaly // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – V. 246. – P. 138–148.
- Wilson M.* Radioisotope tracers reveal extensive melting in Earth's distant past // *Physics Today*. – 2005. – V. 58. – P. 19–21.
- Wirth R., Vollmer C., Brenker F., Matsyuk S., Kaminsky F.* Inclusions of nanocrystalline hydrous aluminum silicate "Phase Egg" in superdeep diamonds from Junia (Mato Grosso State, Brazil) // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2007. – V. 259. – P. 384–399.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F.* Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to characterization of Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1993. – V. 57. – P. 3677–3704.
- Zindler A., Hart S.R.* Chemical geodynamics // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 1986. – V. 14. – P. 493–571.



Иванов Алексей Викторович, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: 89149090363, e-mail: aivanov@crust.irk.ru



Ivanov, Alexei V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Institute of the Earth's Crust, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89149090363. e-mail: aivanov@crust.irk.ru