

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ (*интрателлурические*) ФЛЮИДЫ: НОВАЯ МОДЕЛЬ ПЛЮМОВ И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА

Н.С. Жатнуев

Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

Предлагается флюидная модель формирования мантийных плюмов. При эмиссии газа из ядра Земли происходит его накопление на границе ядро—мантия в виде линз, которые при достижении критического размера прорываются в мантию и мигрируют к поверхности. Создается относительно стационарный трансмантийный поток флюида с границы ядро—мантия, прогревающий мантию и взаимодействующий с ней. В основании прочной литосферы поток останавливается и распространяется латерально, вызывая плавление с формированием магматических резервуаров, массово внедряющихся и изливающихся при достижении критических размеров.

Мантийные плюмы, трансмантийные флюиды, флюидоразрыв, магморазрыв, флюидные полости, избыточное давление.

TRANSMANTLE (*intratelluric*) FLUID FLOWS: A NEW MODEL FOR PLUMES AND PLUME MAGMATISM

N.S. Zhatnuev

A fluid model for the formation of mantle plumes is proposed. During the emission of gas from the Earth's core, it accumulates as lenses at the core–mantle boundary. Reaching a critical size, the lenses burst out into the mantle and migrate to the surface. A relatively stationary transmantle fluid flow from the core–mantle boundary appears, which heats the mantle and the layer interacting with it. The flow stops in the base of the hard lithosphere and spreads laterally, causing its melting accompanied by the formation of magma chambers, which, reaching critical sizes, massively intrude and flow out.

Mantle plumes, transmantle flows, fluid fracturing, magma fracturing, fluid cavities, excess pressure

ВВЕДЕНИЕ

Гипотеза мантийных плюмов (МП) получила начало с работ [Wilson, 1963; Morgan, 1971]. Со временем она обрела развитие в виде идеи горячих полей [Зоненшайн, Кузьмин, 1983, 1992]. Всесторонний анализ проблемы МП приводится в работах [Добрецов, 2008; Пучков, 2009; Кузьмин и др., 2011], где рассматриваются предполагаемая природа и механизмы их образования. Из работ [Летников, 2001; Летников, Дорогокупец, 2001; Добрецов, 2008; Пучков, 2009] следует, что причиной формирования МП является дегазация ядра водородом и углеводородами, которые в процессе подъема окисляются в воду и углекислоту. Однако механизмы подъема МП и детали эволюции в рассмотренных работах различны. По [Летников, 2001], плюмы формируются за счет тепловых взрывов на границе ядро—мантия с выбросом газов, находящихся под $P > 1300$ кбар (130 ГПа) и $T > 4000$ °С и «прожигающих» мантию на пути к поверхности. Взаимодействие водородного флюида с кислородсодержащей матрицей генерирует тепло и воду, что приводит к преобразованию изначально водородного плюма в водно-водородный с наличием летучих соединений металлов. По [Добрецов, 2008], источниками плюмов являются мантийные воронки на границе ядро—мантия, которые имеют термохимическую природу и формируются при поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления у подошвы мантии. Конвективный, по сути, механизм на основе экспериментов с вязкими жидкостями был предложен в работах [Griffiths, Campbell, 1990; Campbell, 2005], где в результате подъема легкого вещества в более тяжелой среде формировалась структура типа «head and tail» (голова-хвост).

В первых двух гипотезах [Летников, 2001; Добрецов, 2008] предполагается, что МП формируются в процессе проплавления непрерывного канала от ядра вплоть до основания литосферы. Однако, как показано автором настоящей работы [Жатнуев, 2010], в протяженных магматических каналах возникают большие избыточные давления, намного превышающие прочность пород, и в этом случае материал плюма непосредственно должен был поступать на поверхность катастрофическими прорывами сквозь литосферу, чего на самом деле не наблюдается. В случае, описываемом в [Griffiths, Campbell, 1990;

Campbell, 2005], наоборот, процесс подъема должен быть медленным, поскольку это конвективный механизм, и его скорость сопоставима со скоростью мантийной конвекции. При реализации такого механизма, вне сомнения, можно было бы наблюдать отклонение плюма от вертикали на значительный угол под воздействием «мантийного ветра» [Пучков, 2009].

ГИПОТЕЗА ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Впервые в нашей стране гипотезу о наличии растворов подкорового происхождения, названных трансмагматическими и производящими гранитизацию, плавление и метасоматоз, выдвинул Д.С. Коржинский [1952]. Гипотеза о глубинном происхождении флюидов, вызывающих плавление корового субстрата, была намечена еще П. Термье в 1910 г., который объяснял метаморфизм и плавление в коре наличием «колонн фильтрации — потоков просачивающихся восходящих ювенильных растворов» [Коржинский, 1968; Овчинников, 1973]. Эту же гипотезу поддержали Ю.А. Кузнецов, Э.П. Изох и Л.Н. Овчинников, которые на основании геологических наблюдений и обзора обширной литературы по магматизму, метаморфизму и сопровождающих их явлений пришли к выводу о глубинных, мантийных источниках тепла и флюидов, вызывающих магматизм, метаморфизм и рудообразование [Кузнецов, Изох, 1969; Овчинников, 1973]. Однако оставались неясными вопросы о механизмах миграции мантийных флюидов и источниках тепла, необходимых для реализации эндогенных процессов в коре, поскольку предполагаемый механизм поступления вещества из мантии по глубинным разломам не может быть реализован в связи с пластичной реологией мантии, а также нижней коры. Причем реологическая слоенность коры и литосферы может быть весьма сложной, где хрупкие слои сменяются пластичными и снова хрупкими на значительную глубину от поверхности [Corti et al., 2003].

Автором настоящей работы полностью поддерживаются взгляды этих исследователей о мантийной природе источников тепла и флюида и предлагается конкретный механизм поступления горячих флюидов из глубокой мантии в верхние горизонты Земли, а также отличающийся от рассмотренных выше механизм формирования мантийных плюмов и сопровождающего их магматизма.

МОДЕЛЬ ТРАНСМАНТИЙНЫХ ФЛЮИДНЫХ ПОТОКОВ И ФОРМИРОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ ПЛЮМОВ

Предлагаемая автором модель поступления тепла и вещества основана на возможности миграции вверх порций флюидов в пластичной мантии в виде субвертикальных изолированных полостей-трещин. Суть механизма миграции трещинных полостей была изложена в [Жатнуев, 2005]. Движение осуществляется за счет сжатия стенок полости литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает давление в «голову» полости, где возникает избыточное давление (ИД), пропорциональное вертикальному размеру системы и разности плотностей флюида и породы (рис. 1, а). Рассчитанные векторы флюидного и литостатического давления на стенку полости показаны на рис. 1, б. При достаточной вертикальной протяженности и разнице плотностей флюида и вмещающей пластичной среды ИД становится выше прочности породы и происходит «флюидоразрыв» в голове и, в силу постоянства объема, схлопывание хвостовой части полости. Этот процесс обеспечивает ее продвижение вверх, что аналогично всплыванию пузырей газа в жидкости, но только в нашем случае процесс развивается в твердой, пластически деформируемой среде.

В графическом виде механизм возникновения избыточного давления представлен на рис. 1, в. Обоснование возникновения избыточного давления следующее.

Если взять субвертикальную полость-трещину, заполненную флюидом (см. рис. 1, а), в условиях пластического состояния породы, то литостатическое давление в голове (верхней части) трещинной полости $P_{\text{лит}}$ (см. рис. 1, в) на глубине H_1 составляет:

$$P_{\text{лит}} = \int_0^{H_1} g(h) \rho_r(h) dh, \quad (1)$$

где ρ_r — плотность пород; H_1 — глубина от поверхности Земли до вершины трещины; g — ускорение силы тяжести; h — переменная интегрирования. Литостатическое давление в «хвосте» (нижней части) трещинной полости $P_{2\text{лит}}$ вычисляется таким же образом по формуле (1), но только для глубины H_2 .

Собственное давление флюида в основании трещинной полости с допущением того, что плотность флюида одинакова по всей высоте полости, составляет

$$P_{\text{фл}} = \rho_{\text{фл}} gl, \quad (2)$$

здесь $\rho_{\text{фл}}$ — плотность флюида, l — протяженность трещины по вертикали.

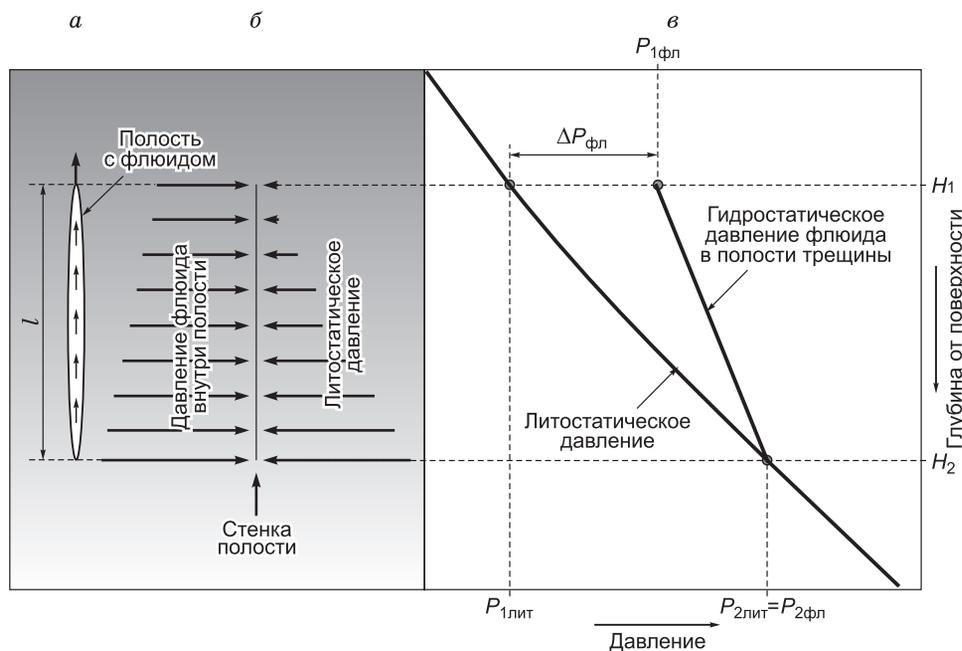


Рис. 1. Механизм возникновения избыточного давления в замкнутой трещинной полости в условиях пластических деформаций:

a — вертикальная полость с флюидом: стрелками показан переток флюида внутри полости и гидроразрыв в голове трещины, l — высота полости; *б* — векторы гидростатического давления флюида, действующего изнутри, и литостатического давления, действующего снаружи на стенку полости; *в* — графики литостатического и гидростатического давления в полости. $\Delta P_{\text{фл}}$ — величина избыточного давления флюида в голове полости.

Давление флюида $P_{2\text{фл}}$ в «хвосте» трещины (на глубине H_2) равно литостатическому давлению $P_{2\text{лит}}$, а давление флюида вверху трещинной полости (на глубине H_1) составляет

$$P_{1\text{фл}} = P_{2\text{фл}} - P_{\text{фл}}. \quad (3)$$

Тогда ИД в голове трещинной полости (см. рис. 1, *в*) равно

$$\Delta P_{\text{фл}} = P_{1\text{фл}} - P_{1\text{лит}}. \quad (4)$$

Принимая ядро как источник восстановленного флюида [Летников, 2001; Летников, Дорогокупец, 2001; Добрецов, 2008], учитывая его жидкое состояние и твердое состояние граничащей с ним мантии, можно предположить, что эмиссия газа из ядра приведет к образованию на границе ядро—мантия линз — горизонтальных полостей (рис. 2, слева), накапливающих флюид (в какой-то мере это «воронки» [Добрецов, 2008]). Это может быть связано с достаточно большой скоростью эмиссии и невозможностью вещества нижней мантии поглотить этот газ или «пропустить» его вверх. Возможно, образованием множества таких флюидных линз и их взаимодействием с веществом нижней мантии можно объяснить природу суперсвеллов слоя D'' , которые, по данным [Burke et al., 2008], имеют не просто термальную природу, а являются вещественной неоднородностью. Однако бесконечно разрастаться эти линзы не могут, и при достижении критического размера (см. рис. 2) они прорываются путем «флюидоразрыва» (по аналогии с гидроразрывом), трансформируясь в вертикальную замкнутую трещинную полость, и уходят вверх в мантию. В начальный момент после прорыва высота полости сопоставима с латеральными размерами линзы при сохранении того же объема, что много больше ее исходной высоты. Это, в связи с резким увеличением высоты, предопределяет мгновенный рост ИД, величина которого становится много выше прочности мантии и способствует быстрому старту полости вверх. Однако очень большие вертикальные полости в пластичной среде неустойчивы и, по всей вероятности, дробятся на меньшие, аналогично дроблению больших пузырей воздуха при подъеме в жидкости. Механизм этого процесса автором не рассматривался.

Критический размер — высота флюидной линзы, при которой ИД становится выше прочности мантии на разрыв. ИД, соответствующее критическому размеру, вычисляется по уравнениям (1)—(4), но для его расчета необходимы данные по прочности мантии на границе с ядром и по свойствам флюида

дов, которые при термодинамических условиях слоя D'' достоверно неизвестны и являются предметом дискуссий. Для расчетов в нашем случае величина прочности в основании мантии принята близкой ее значению в основании литосферы, по [Corti et al., 2003]. Как следует из этих данных, реологические характеристики литосферы различных типов от стабильной четырехслойной до молодой двухслойной океанизированной значительно различаются. Однако прочность (σ_m) любого типа литосферы к основанию (к мантийной части) становится менее 50 МПа (рис. 3). Плотность флюида для расчетов использована из [Летников, Дорогокупец, 2001], где показано, что на границе ядро—мантия удельная плотность (г/см^3) убывает в ряду N_2 — 3.5; CH_4 — 1.4; He — 1.25; H_2 — 0.4. Для разных вариантов расчета величина прочности мантии принята с «запасом» — 20, 50 и 100 МПа, что значительно выше таковой у основания литосферы, по [Corti et al., 2003], а плотности флюида — 1, 2 и 3 г/см^3 , что близко данным [Летников, Дорогокупец, 2001].

Результаты расчетов показаны на рис. 2 (справа). При прочности мантии 20 МПа и плотности флюида 1 г/см^3 $h_{кр}$ линзы будет равна около 0.4 км (h_1 при $\sigma = 20$ МПа), а для плотностей 2 и 3 г/см^3 соответственно ~0.5 и 0.65 км (h_2 и h_3 при $\sigma = 20$ МПа). Если прочность мантии увеличить до 50 и 100 МПа при тех же плотностях флюида, то критические размеры будут равны $h_1 - h_3$ при $\sigma = 50-100$ МПа (см. рис. 2), из чего следует, что максимальные мощности флюидных линз при данных прочностных параметрах нижней мантии и плотностях флюида 1—3 г/см^3 не превышают 3.4 км ($\sigma = 100$ МПа).

Таким образом, из расчетов мы можем предполагать, что на границе ядро—мантия могут накапливаться флюидные линзы высотой до 3.4 км, трансформирующиеся при прорыве в вертикальные полости-трещины, высота которых много превышает критическую, но конкретно судить об их размерах на данном этапе трудно.

В процессе накопления на границе ядро—мантия флюид попадает из одних химико-термодинамических условий в совершенно иные (из металлического ядра в оксидную мантию) и, по всей вероятности, вступает во взаимодействие с веществом мантии, вызывая, возможно, плавление и растворение компонентов. Далее, при подъеме через мантию флюид испытывает эволюцию, связанную с уменьшением общего давления и температуры, а также адиабатическое расширение. В то же время экзотермическое окисление флюида может компенсировать потерю тепла, связанную с адиабатическим расширением и общим понижением температуры. В таком сложном режиме развития системы однозначно определить ее эволюцию невозможно. Ясно одно, что в процессе подъема флюид разогревается и формирует стволую часть плюма, которая фиксируется сейсмической томографией как область медленной мантии. В ней перемещаются флюидные полости-трещины, достигающие в процессе подъема нижней части литосферы, значительно более прочной, чем подлитосферная мантия (см. рис. 3). Однако разогрев

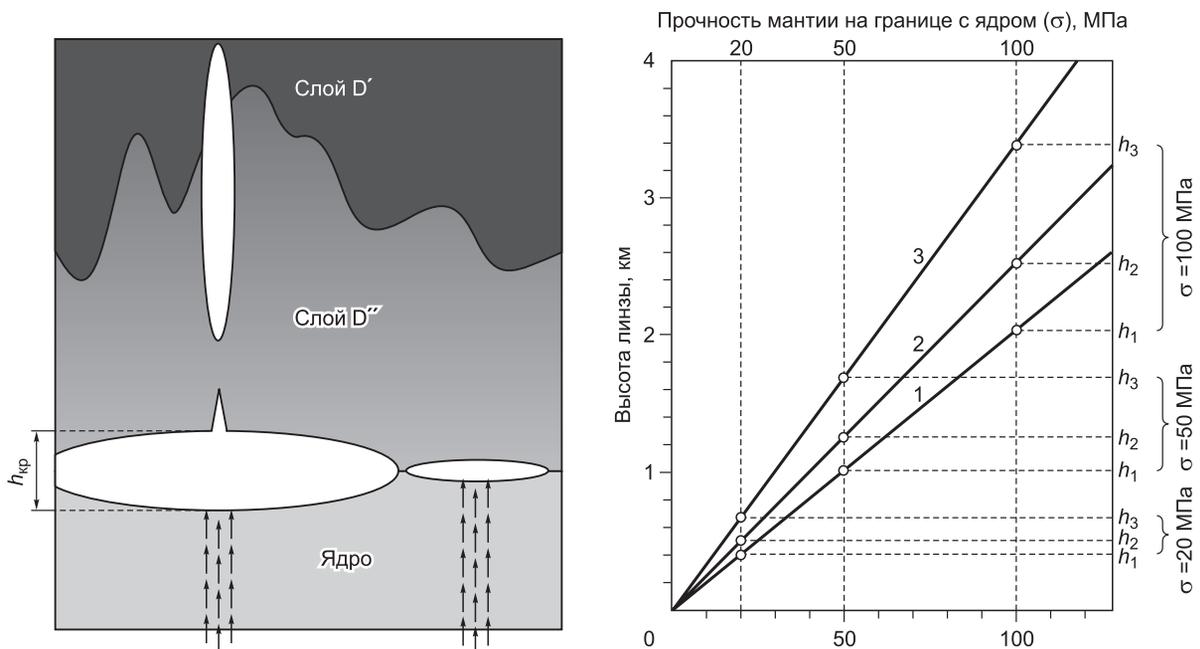


Рис. 2. Схема (слева), показывающая формирование флюидных линз на границе ядро—мантия, их прорыв и подъем в мантии в виде трещинной полости.

Стрелками показан поток флюидов из ядра. $h_{кр}$ — критическая высота линзы, необходимая для ее прорыва в мантию. Справа — рассчитанные критические высоты (h_1-h_3) линз на границе ядро—мантия при ее прочностях 50, 100, 150 МПа. Числа 1, 2, 3 на графиках — значения плотности флюида, г/см^3 .

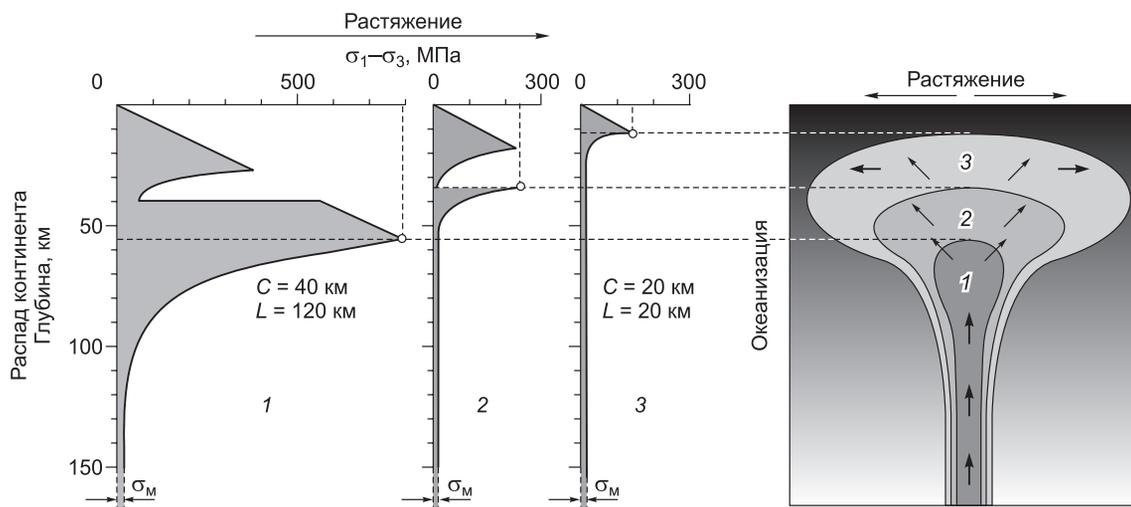


Рис. 3. Примеры прочностных профилей, по [Corti et al., 2003], для молодой стабильной четырехслойной литосферы (1), утоненной трехслойной литосферы (2) и океанизированной утоненной литосферы (3) с дополнениями автора.

σ_m — прочность нижней части литосферной мантии. Точки на графиках и вертикальные штриховые линии показывают максимальную прочность литосферных слоев, а горизонтальные штриховые линии — их глубину от поверхности. C — мощность коры; L — мощность литосферы. Справа — схематическая модель эволюции плюма в соответствии со стадиями эволюции прочности и мощности литосферы.

и воздействие флюида (плюма), согласно [Corti et al., 2003], утоняет и разупрочняет литосферу и вызывает ее плавление. На рис. 3 (слева) показано, как изменяется прочностной профиль литосферы при воздействии плюма. Справа — разрез литосферы, прогреваемой мантийными флюидами (интерпретация прочностных графиков). Номера 1—3 на рисунке соответствуют стадиям развития процесса. На стадии 1 в случае четырехслойной литосферы трещинные полости с флюидом не могут преодолеть барьер на глубине 55 км. На стадии 2 в результате прогрева литосфера разупрочняется, и флюид может подняться на следующий уровень высоты (35 км), и на третьей стадии разогрева и понижения прочности литосферы флюид может подняться до уровня коры. Стрелки на правой части рисунка показывают поток флюидов, который при достижении прочной литосферы расходится по латерали.

ПОДЛИТОСФЕРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДА

Имеется достаточно много данных об обнаружении компонентов мантийных флюидов в гидросфере, однако нет сведений о непосредственном выходе горячих мантийных флюидов на поверхность. Это значит, что предлагаемый механизм переноса флюида перестает действовать при подходе к литосфере, что связано со значительно большей прочностью последней по сравнению с пластичной мантией. Проще говоря, подни-

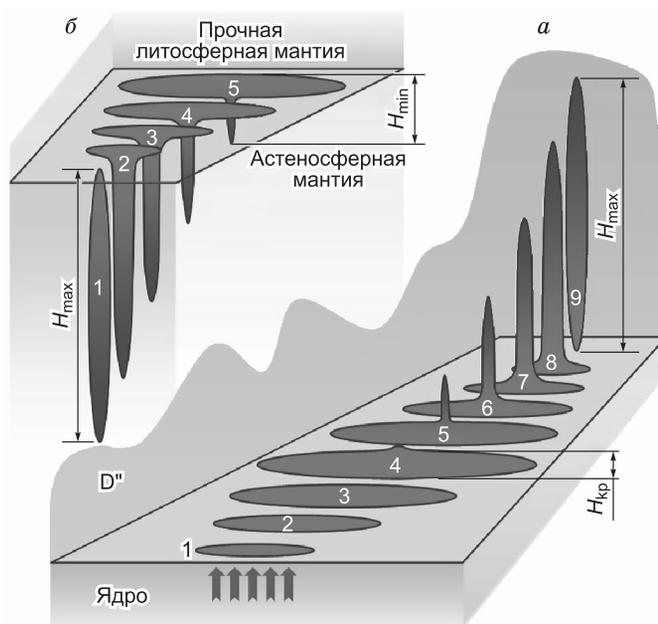


Рис. 4. Общая схема, показывающая накопление флюида в линзах на границе ядро—слой D'' , прорыв в мантию, достижение прочной литосферы и растекание флюида под ней.

a — 1—9 стадии процесса накопления и прорыва флюида на границе ядро—мантия; b — 1—5 — стадии остановки флюидных линз в основании прочной литосферы и процесса их латерального распространения.

мающиеся флюидные полости останавливаются на прочностном барьере у подошвы литосферы (см. рис. 3, 4) из-за недостаточного ИД, которое, как показано выше, зависит от их вертикальной протяженности и плотности флюида в полостях. Схематически процесс подъема флюидных полостей сквозь мантию показан на рис. 4. При $H_{кр}$ избыточное давление в линзе флюида вырастает настолько, что происходит флюидоразрыв (по аналогии с гидроразрывом) вмещающего слоя мантии, и линза, первоначально горизонтально «лежавшая», трансформируется в вертикальную полость и уходит вверх (см. рис. 4, а). При этом вертикальная протяженность полости намного больше $H_{кр}$ и, соответственно, избыточное давление много выше прочности мантии. Это обстоятельство способствует высокой скорости продвижения флюидной полости. Тем не менее, достигая упрочненной литосферы, линза не может ее прорвать, но ИД в ней еще достаточно, чтобы она могла осуществлять горизонтальный флюидоразрыв, растекаясь в менее прочной астеносферной мантии (см. рис. 4, б).

МАГМООБРАЗОВАНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ПЛЮМАМИ

В работе [Летников, 2003] показано, что ни современная, ни мезозойская континентальные геотермы не пересекаются с солидусом мантийных пород, из чего следует, что без дополнительного воздействия на континентальную мантию в виде локального повышения температуры или появления в системе водного флюида плавления мантийных пород ожидать трудно. Таким дополнительным воздействием как на континентальную, так и на океаническую литосферу является тепловое и флюидное воздействие плюма, которое реализуется, как показано выше, в виде флюидных полостей, поступающих через всю мантию от ядра. Отделяющиеся от ядра восстановленные флюиды в процессе подъема окисляются на оксидах металлов переменной валентности, генерируя воду, CO_2 и теплоту в экзотермических реакциях окисления. Как известно [Кадик и др., 1971], вода весьма значительно понижает температуру солидуса и ликвидуса магм.

Схематически это можно показать следующим образом (рис. 5). На диаграмме солидус и ликвидус сухого расплава при поступлении водного флюида смещается влево, в область более низких температур, а геотерма при поступлении тепла с флюидом смещается вправо, навстречу солидусу. В конечном счете формируется мантийный магматический очаг, который при дальнейшем поступлении плюмового флюида увеличивается в размерах как по латерали, так и по вертикали, но преимущественно

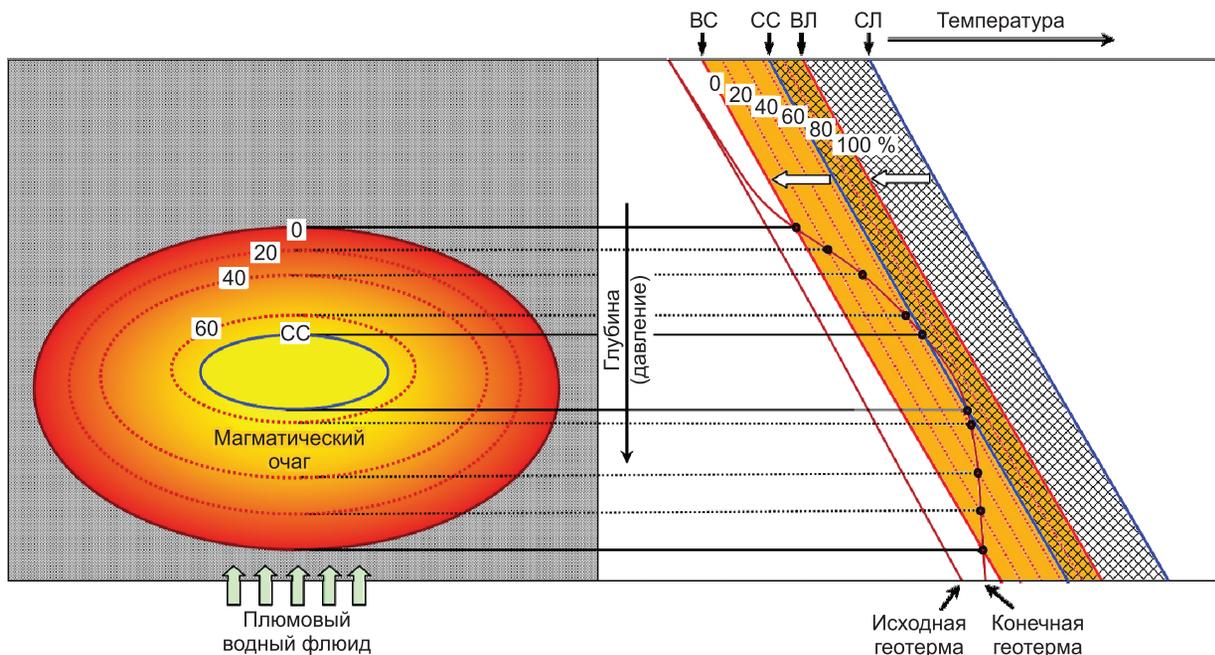
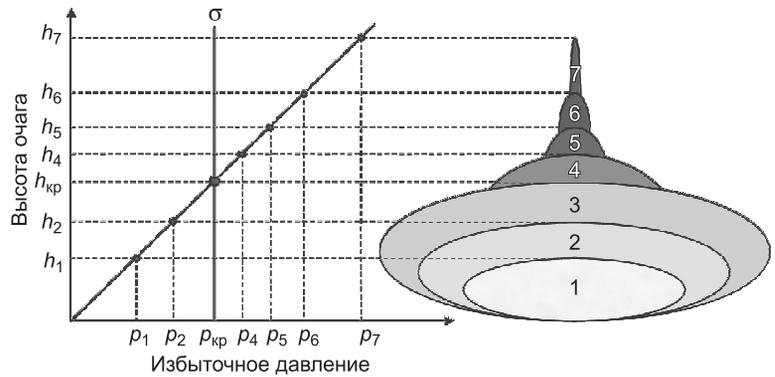


Рис. 5. Схематическая диаграмма выплавления мантийных магм в процессе поступления водного флюида и тепла от плюма (справа) и эволюция мантийного магматического очага (слева).

СС и СЛ — сухой солидус и сухой ликвидус мантийных пород (пространство между ними заштриховано), ВС и ВЛ — водный солидус и водный ликвидус (пространство между ними закрашено). Пунктирными изолиниями показана степень плавления породы между водными солидусом и ликвидусом (0—100 %). Белыми стрелками показано смещение солидуса и ликвидуса от сухого к водному при добавлении воды, черными стрелками (внизу) — смещение геотермы при поступлении тепла. На схеме магматического очага (слева) пунктиром показана степень плавления от центра к периферии, а стрелками снизу показан поток горячего плюмового флюида.

Рис. 6. Диаграмма в координатах высота очага — избыточное давление (слева).

Схематическая эволюция очага в процессе роста (справа). $p_1—p_7$ величины избыточного давления в апикальной части очага при высотах очага $h_1—h_7$ на стадиях эволюции очага 1—7.



по первому параметру, что обьязано прочности перекрывающей очаг литосферы. Одновременно возрастает и степень плавления мантийной породы.

Однако при длительном термальном воздействии плюма происходит утонение и прочностная деградация литосферы [Corti et al., 2003], разрастание магматического очага по латерали и увеличение его высоты, которая, в конечном счете, достигает критической величины. Понятие критической высоты, описанной выше для флюидных линз, справедливо и для магматических очагов [Жатнуев, 2010] и заключается в следующем (рис. 6). Так же как и для флюидных линз, она определяется разностью плотностей вмещающей среды и магмы, от которой зависит ИД в апикальной части очага. И если ИД превышает величину прочности (σ) вмещающей среды, то происходит ее магморазрыв (также по аналогии с гидроразрывом), и магма начинает внедряться по направлению уменьшения давления (вверх). Вероятно, это процесс очень быстрый, поскольку развивается на фоне стремительного увеличения высоты магматической колонны, уменьшения общего (литостатического) давления и увеличения ИД. На рис. 6 представлена схематическая диаграмма, постадийно показывающая эволюцию магматического очага в процессе плавления среды. Здесь каждой высоте очага ($h_1—h_7$) соответствует определенное ИД ($p_1—p_7$). Из этого ряда давлений $p_{кр}$ соответствует прочности вмещающей породы (σ). На стадиях 1—3 (правая часть рисунка) происходит увеличение магматического очага за счет плавления без прорыва. На стадии 3, при высоте очага $h_{кр}$ величина ИД достигает $p_{кр}$, при котором оно превышает прочность вмещающих пород (σ) и происходит магморазрыв и внедрение магмы. На стадиях 4—7 с высотами $h_4—h_7$ идет формирование канала внедрения магмы за счет опережающего магморазрыва. В этом случае иницииру-

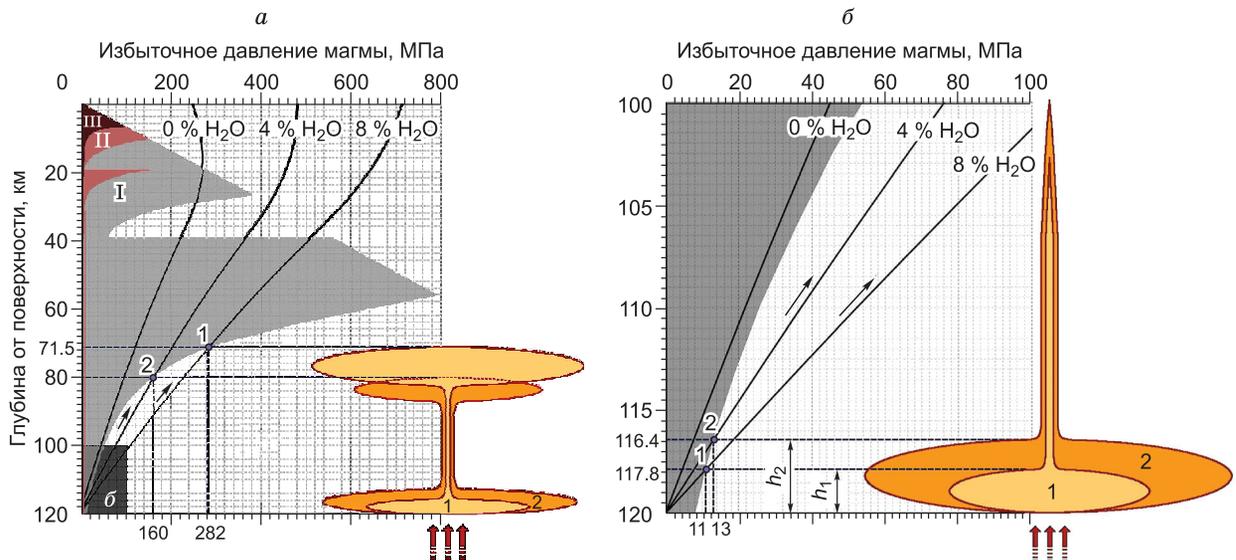


Рис. 7. Диаграмма ИД для очагов перidotитовой магмы в сопоставлении с диаграммами прочности литосферы (затусшевано).

a — ИД для магмы с $C_{H_2O} = 0, 4$ и 8 мас. % для молодой 4-слойной литосферы I, утоненной трехслойной литосферы II и океанизированной литосферы III, по [Corti et al., 2003]. *б* — фрагмент диаграммы *a* в увеличенном виде, показывающий критические высоты (h_1, h_2), необходимые для прорыва магмы при ее разной плотности, зависящей от содержания воды. Мелкими цифрами на горизонтальных осях показаны значения ИД при прорыве, а на вертикальных осях — высоты магматического очага и магматической колонны. Рядом даны схематические модели магматических очагов 1, 2. Стрелками снизу показан поток мантийных флюидов. Остальные пояснения см. в тексте.

ется саморазвивающийся процесс роста высоты магматической колонны и, соответственно, ИД в ее голове. Трещина магморазрыва распространяется в направлении наименьшего сопротивления, т. е. вертикально вверх, вследствие ускоряющегося увеличения ИД в голове колонны и, в конце концов, трансформируется в сравнительно узкий, изометричный в плане, канал-магмовод, формирующийся за счет «абразивного» действия движущегося магматического расплава.

Диаграммы рассчитанных ИД для перidotитовой магмы с различным содержанием воды (с различной плотностью) для глубины подлитосферного очага представлены рис. 7, где они совмещены с диаграммами прочности литосферы, по [Corti et al., 2003]. Для расчетов были использованы плотности перidotитовой магмы с различным водосодержанием из [Отани, Чжао, 2009], плотности литосферы и коры [Рингвуд, 1981; Отани, Чжао, 2009].

Диаграмма *б* (см. рис. 7), являющаяся увеличенным фрагментом диаграммы *а*, показывает, что перidotитовая магма с содержанием воды 8 мас. % может произвести гидроразрыв мантии при ИД, равном 11 МПа, и высоте очага $h_1 = 2.8$ км на уровне 117.8 км от поверхности. Горизонтальные размеры и объем очага определить не представляется возможным, и они могут значительно варьировать и зависеть от того, насколько по латерали распространялся флюид, формировавший голову плюма. По оцен-

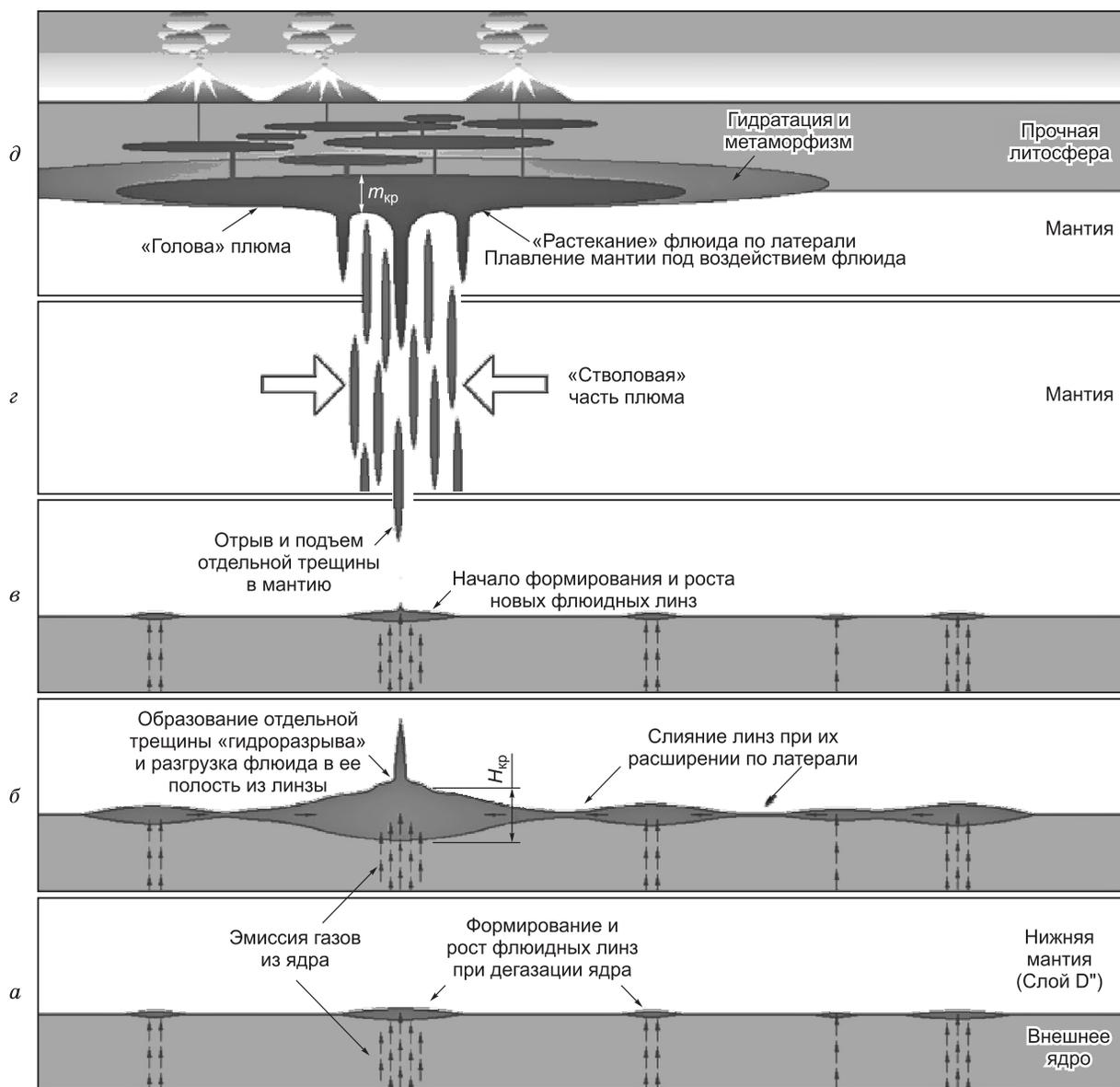


Рис. 8. Схема формирования плюмов и плюмового магматизма.

Буквами (a—д) обозначена последовательность процесса формирования плюмов (вне масштаба). $H_{кр}$ — критическая высота линзы, необходимая для ее прорыва в мантию; $m_{кр}$ — критическая мощность магматического резервуара, необходимая для его прорыва. Остальные пояснения см. в тексте.

кам [Добрецов, 2005], голова плюма по латерали может распространяться более чем на 1000 км. При более высокой плотности магмы, содержащей 4 мас. % воды, ИД, необходимое для прорыва магмы, возрастает до 13 МПа, а критическая высота очага увеличивается до 3.6 км ($h_2 = 120 \text{ км} - 116.4 \text{ км} = 3.6 \text{ км}$). Сухая перidotитовая магма в этом случае не может прорваться к поверхности, поскольку ИД, создаваемое магмой в апикальной части очага, не выходит за пределы затушеванной части диаграммы. Это значит, что ИД не превышает прочности вмещающих пород. Высоты магматических колонн водо-содержащих магм при прорыве растут, и также растут избыточные давления вдоль соответствующих графиков (показано тонкими стрелками на диаграммах). Однако при достижении магматической колонной (8 мас. % H_2O) уровня 71.5 км, траектория графика ИД пересекается с графиком прочности мантии в точке 1 (см. рис. 7, а). Это говорит о том, что ИД магмы (280 МПа) недостаточно для прорыва прочной четырехслойной молодой литосферы, по [Corti et al., 2003]. Тем более прорыв невозможен для магм с меньшим содержанием воды, т.е. более плотных (см. точку 2), но при этом ничто не препятствует внедрению магмы по горизонтали и формированию линзовидной головы плюма.

Как было показано в работе [Corti et al., 2003], длительное тепловое воздействие аномальной мантии (плюма) разупрочняет литосферу, и ее прочностной профиль эволюционирует от состояния I к состоянию II и III (см. рис. 7, а), и в рассматриваемом здесь случае такое разупрочнение со временем позволит магме прорваться далее к поверхности. Несомненно, магматический очаг при этом будет подниматься синхронно с прогревом, а форма его будет грибообразной или линзовидной.

ВЫВОДЫ

Представить общую модель формирования и развития трансмантийных флюидных потоков, мантйных плюмов и плюмового магматизма можно на следующей иллюстрации (рис. 8). В некоторой достаточно обширной области поверхности ядра источники газа формируют флюидные линзы, объединяющиеся по мере роста в более крупные (см. рис. 8, а, б). По достижении критического размера ($H_{кр}$) происходит прорыв и трансформация линзы в трещину, которая одноактно может «унести» весь накопившийся флюид (см. рис. 8, б). После ухода такой трещины формирование линз флюида может возобновиться (см. рис. 8, в). В процессе подъема происходит дробление флюидных трещин-полостей на более мелкие фрагменты до достижения определенных размеров аналогично дроблению больших пузырей газа при подъеме в жидкости. На всем пути движения в процессе подъема флюид взаимодействует с вмещающей мантией, вызывает частичное плавление силикатов, а размеры полостей эволюционируют в связи с декомпрессией и охлаждением содержимого. Длительное существование такого потока вызывает разогрев и разуплотнение мантии и формирование «ствола» плюма (см. рис. 8, г). При подходе к прочной литосфере происходит остановка движения трещин-полостей, связанная с недостатком ИД для прорыва прочной литосферы. Но ИД при этом достаточно для распространения трещин путем «флюидоразрыва» по латерали, что сопровождается прогревом литосферной и подлитосферной мантии горячим флюидом, содержащим воду, метаморфизмом и плавлением. В этом процессе формируется грибообразная голова плюма, представляющая область плавления мантии, которая, взаимодействуя с литосферой, частично ассимилирует и разупрочняет ее. Литосфера типа 1 трансформируется в тип 2 и 3 (см. рис. 3) с значительной потерей прочности, что в последующем обусловит прорыв магматического резервуара на поверхность при достижении им критической мощности $m_{кр}$ (см. рис. 8, д). Механизм прорыва магматических очагов при достижении критической высоты был рассмотрен автором ранее [Жатнуев, 2010]. Вследствие большого объема накопившейся магмы внедрение и излияние может приобрести массовый характер. Возможно, таким путем происходили катастрофические излияния траппов Сибирской платформы и других трапповых провинций.

ЛИТЕРАТУРА

- Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.
- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в области пластических деформаций // ДАН, 2005, т. 404, № 3, с. 380—384.
- Жатнуев Н.С. Динамика глубинных магм // ДАН, 2010, т. 430, № 6, с. 787—791.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1992, 192 с.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971, 268 с.
Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—59.

Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли (МГК, XXIII сессия. Доклады советских геологов, проблема 1). М., Наука, 1968, с. 69—74.

Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., Наука, 1969, с. 7—20.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 3—23.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 4, с. 291—307.

Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1262—1269.

Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли сверхглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // ДАН, 2001, т. 378, № 4, с. 535—537.

Овчинников Л.Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 318—329.

Отани Э., Дапэн Чжао. Роль воды в глубинных процессах в верхней мантии и переходном слое: дегидратация стагнирующих субдукционных плит и ее значение для «большого мантийного клина» // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1385—1392.

Пучков В.Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, с. 3—22.

Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. М., Наука, 1981, 113 с.

Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plume generation zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core–mantle boundary // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 265, № 1—2, p. 49—60.

Campbell I.H. Large Igneous Provinces and the mantle plume hypothesis // Elements, 2005, v. 1, p. 265—269.

Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F., Manetti P., Sokoutis D. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth Sci. Rev., 2003, v. 63, p. 169—247.

Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure in mantle starting plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 99, p. 66—78.

Morgan W.J. Convective plumes in the lower mantle // Nature, 1971, v. 230, p. 42—43.

Wilson J.T. A possible origin of Hawaiian islands // Can. J. Phys., 1963, v. 41, p. 863—866.

*Рекомендована к печати 24 сентября 2015 г.
М.И. Кузьминым*

*Поступила в редакцию
3 июня 2015 г.*