

МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЗОН СПРЕДИНГА**В.Н. Шарапов, Ю.В. Перепечко, М.П. Мазуров***Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Обобщены и систематизированы материалы численного моделирования динамики мантийно-коровых систем от области декомпрессионного плавления и сопряженного развития базитовых магм, выделения флюидных потоков из кристаллизующихся интрузивов до отложения рудных масс в коровых областях океанического и внутриплитного спрединга. В качестве основы при выборе параметров использованы данные изучения реальных проявлений магматических флюидных систем медленноспрединговых срединно-океанических хребтов (СОХ) и трапповой формации Сибирской платформы (СП). Задачи формирования зон плавления решены для двух ситуаций: 1) появление горячей точки под СОХ с океанической корой толщиной 7—10 км, под которой располагается метасоматизированная литосфера, 2) развитие зоны плавления под аномально толстой корой. Определено, что динамика эволюции магматической системы под утолщенной земной корой обладает большей компактностью, симметричностью и продолжительностью формирования.

Численное моделирование динамики зон плавления под континентальными плитами с учетом строения литосферы и размеров соседствующих кратонов и плит позволило заключить: 1) область плавления в литосфере несколько больше размеров лавового фронта по его длинной оси, 2) она имеет многослойное строение (из этого следует, что при относительной однородности субстрата выплавки будут однородны и однотипны), 3) зоны магмогенерации относительно автономны, что качественно объясняет известную цикличность состава лав и первопричину отличия разных петрохимических провинций.

Расчеты параметров и закономерностей изменения составов флюидов, отделяющихся на границе солидуса от затвердевающего расплава базальта в магматической камере, осуществлено с помощью модифицированного программного комплекса „Селектор“ по двум схемам — проточного реактора и ступенчатых резервуаров. На глубине магматического очага 30—40 км квазистационарный температурный профиль во флюидной магматической системе устанавливается за время 0,5—1 млн лет. Восстановленный неконденсированный флюид достигает поверхности морского дна, формируя отложения графита и ферритов Fe, Ti, Mn, обнаруженные в породах гребня Срединно-Атлантического хребта. Расчетные данные подтверждены физическим моделированием процесса отложения углерода при взаимодействии синтез-газа с минералами базитов и гипербазитов. При конденсации газов сопутствующая углероду минерализация определяется соотношением концентраций C, H, Cl, F и S в магматическом флюиде. В кристаллизующейся магматической камере в интервале ликвидус—солидус идет существенное изменение состава отделяющихся флюидов. При ретроградном кипении расплава происходит разделение флюида на малоплотную фракцию и солевой раствор.

Внутрикамерные процессы ретроградного кипения и автометасоматические изменения изверженных пород аналогичны в СОХ и в тех интрузивах СП, где явления ассимиляции вмещающих пород и контаминации базитовых расплавов минимальны. В случае ассимиляции базитовыми расплавами пород коры, особенно карбонатно-соленосных пород, угольных пластов, залежей углеводородов или околонефтяных вод образуются „аномальные“ магматические флюиды. Сумма углеводородов в них составляет до 60 отн.%, причем метана — 45—50 %. Суммарное содержание H₂O, H₂S, N₂ и H₂ в таком флюиде на 2 порядка больше, чем содержание CO₂ и CO. Именно такие флюиды являются рудоносными.

*Мантийно-коровые системы, астеносфера, плавление, флюиды, метасоматоз.***MANTLE-CRUST MAGMATIC-FLUID SYSTEMS IN SPREADING ZONES****V.N. Sharapov, Yu.V. Perepechko, and M.P. Mazurov**

We present a synthesis of numerical modeling data for the evolution of mantle-crust systems in oceanic and continental spreading zones from decompression melting with the associated generation of mafic magmas and fluid release in their crystallization to mineral deposition in the crust. Model parameters were chosen to match those appropriate for natural magmatic-fluid systems in slow-spreading mid-ocean ridges (MOR) and the Siberian trappean province. The development of a melting region was modeled for two cases: (1) a hot spot beneath a mid-ocean ridge, with 7—10 km thick oceanic crust underlain by metasomatized lithosphere, and (2) a melting region beneath anomalously thick crust. Magmatic systems beneath thick crust were found out to be more compact and symmetrical and undergo a longer evolution.

Numerical modeling for continental melting zones with regard to the lithospheric structure and the size of the juxtaposed cratons and plates allowed the following inferences: (1) the extent of the predicted lithospheric melting region slightly exceeds the length of the respective lava field, (2) the melting zone has a layered structure (therefore, melts derived from a relatively homogeneous substrate should be homogeneous and of the same type), (3) magma sources are relatively independent, which provides a qualitative explanation for the known cyclicity of lava compositions and the spatial distribution of major-element compositions of rocks in igneous provinces.

The behavior of the compositions of fluids released at the solidus boundary from the crystallizing basaltic melt were computed using the Selektor software in a flow reactor and a step source modifications. Modeling shows that a quasi-steady temperature profile of a fluid-magmatic system related to a 30—40 km deep magma source sets up for 0.5 to 1 m.yr. We infer that uncondensed reduced fluids reach the seafloor surface and produce graphite and Fe, Ti, and Mn ferrite deposits found in the crest of the mid-Atlantic Ridge. The numerical results were supported by physical modeling of carbon deposition during the interaction of synthetic gas with mafic and ultramafic minerals. Carbon-related mineralization associated with gas condensation is controlled by the relative contents of C, H, Cl, F, and S in magmatic fluids. The composition of released fluids changes notably within the liquidus-solidus range in a crystallizing magma source. During retrograde boiling, fluid separates into a low-density fraction and a brine.

Retrograde boiling in magma chambers and auto-metasomatism of igneous rocks are similar in mid-ocean ridges and in the Siberian trappean province in the case of very low wall-rock assimilation and contamination of mafic melts. Assimilation of crustal material, especially carbonates and salt-bearing rocks, coal beds, hydrocarbons, or oil water, by mafic melts produces anomalous magmatic fluids with up to 60 rel.% total hydrocarbons, including 45—50% CH₄, and total H₂O, H₂S, N₂, and H₂ two orders of magnitude higher than CO₂ and CO. These very fluids become ore-forming solutions.

Mantle-crust fluid systems, asthenosphere, melting, fluids, metasomatism.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время возросло внимание к мантийно-коровым флюидно-магматическим системам зон спрединга как к атрибуту развития плюмов и их воздействия на литосферу либо как к механизму сопряжения процессов магматизма и рудообразования в зонах глубинных разломов над областями декомпрессионного плавления, связанных с горячими точками и с областями метасоматоза в мантии и земной коре [Mantle metasomatism, 1987; Рябчиков, 2001; Летников, 2003; Кирдяшкин и др., 2005]. В коре океанов и континентов комплекс процессов мантийно-корового взаимодействия сопряженно проявляется в зонах спрединга. Если следовать логике анализа такого рода процессов с точки зрения природы зон растяжения в литосфере, то такие зоны континентальных плит с характерным базитовым магматизмом можно считать начальными стадиями раскрытия океанов [White McKenzie, 1989, 1995]. В таком случае области медленного спрединга срединно-океанических хребтов (СОХ) следует относить к стадии отмирания процесса раскрытия океанов. Эта проблема представляет интерес в отношении численного моделирования динамики развития многоуровневых астенолинз под зонами спрединга и моделирования равновесной физико-химической динамики флюидных систем, сопряженных с процессами охлаждения базитовых магм, выплавляемых над горячими точками в зонах спрединга.

Содержательной базой для численных экспериментов могут являться данные изучения реальных проявлений магматогенных флюидных систем зон спрединга. Для медленноспрединговых СОХ ими могут служить данные изучения продуктов их воздействия на породы земной коры, включений в изверженных породах, а также состава газов на выходах трещинных зон на морское дно. Характерным примером проявления мантийно-коровых магматических систем континентальных зон спрединга является трапповая формация Сибирской платформы (СП) и развитие флюидных систем, связанных с магматическими процессами в земной коре, которые доступны для непосредственного изучения.

Накопленные данные об эволюции флюидов в малоглубинных интрузивных камерах и о составе глубинных флюидов в осевых частях СОХ, к сожалению, весьма фрагментарны. Поэтому, численное моделирование процессов эволюции астенолинз и связанной с ними динамики потоков мантийно-коровых флюидов СОХ позволяет в настоящее время только начать исследование наиболее существенных термодинамических факторов состояния и характерных свойств эндогенных систем, определяющих их сходство и различия на мантийном и коровом уровнях развития.

ДИНАМИКА ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛАСТЕЙ ГЕНЕРАЦИИ МАГМ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ЗОН СПРЕДИНГА

С начала 90-х годов прошлого века в геодинамике интенсивно развивается количественное моделирование динамики конвекции в мантии Земли и описания процессов декомпрессионного плавления мантийных пород над горячими точками [Miyayama, 1994; Ribe and Christensen, 1994; Morgan et al., 1995; Smrekar, Parmentier, 1996; Mandlik, Christensen, 1997; Трубицын, Рыков, 1999]. При анализе этой проблемы была исследована эволюция области активного спрединга океанической мантии на основе полной диаграммы состояния лерцолитов [Шарапов и др., 2000; Перепечко, Шарапов, 2001]. Также была рассмотрена динамика плавления мантийных пород над горячей точкой для случая океанической земной коры переменной мощности на примере Гавайского вулканического хребта [Шарапов и др., 2005] и динамика системы, совмещающей СОХ и горячие точки при аномально большой толщине земной коры на примере Исландской магматической системы [Sharapov et al., 2005a].

Следует отметить, что исследования указанных современных магматических систем в рамках нескольких комплексных проектов позволили вскрыть их структуру, пространственную и временную эволюцию составов выплавов [Исландия..., 1978; Foulger et al., 2000; De Paolo et al., 2001]. Полученные данные стимулировали дискуссию о возможных механизмах взаимодействия вещества астеносферы и литосферы при конвекции в верхней мантии. Обзор аргументации „про“ и „контра“ плюмовой природы области магмогенерации зон спрединга приведен [Anderson, 2005]. Поэтому, не касаясь указанной дискуссии, сосредоточимся на обсуждении наименее исследованных посредством численного моделирования аспектов появления зон декомпрессионного плавления мантийных пород и развития сопряженных с ними областей плавления в литосфере, а также на исследовании особенностей магматогенных флюидных мантийно-коровых систем зон спрединга океанических и континентальных плит.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИЙНЫХ ПОРОД НАД ГОРЯЧИМИ ТОЧКАМИ ПОД МЕТАСОМАТИЗИРОВАННОЙ ЛИТОСФЕРОЙ

В данной статье рассматривается формирование структуры зон плавления под осью СОХ над горячими точками при наличии метасоматизированной литосферы переменной толщины, поскольку динамика активного спрединга в СОХ на разных этапах эволюции астеносферы для одноуровневой области декомпрессионного плавления в верхней мантии уже рассматривалась [Шарапов и др., 2000]. Эта задача активно обсуждается в дискуссии о существовании плюмов [Anderson, 2005]. Численное моделирование этой задачи в данной статье проведено нами на основе модифицированной модели Буссинеска [Перепечко, Шарапов, 2001]. Систему управляющих уравнений (1) из указанной работы, включающую в себя законы сохранения массы, импульса, энергии, замыкает уравнение состояния (3), включающее основные твердотельные фазовые переходы, присутствующие в верхней мантии и соответствующие лерцолитовому составу верхней мантии [Rock Physics..., 1995], а выше по разрезу — метасоматизированной мантии [Майсен, Беттчер, 1979; Wyllie, 1995]. Параметры фазовой диаграммы лерцолитов приведены в таблице; в ней приняты следующие обозначения для каждого фазового перехода: $\Delta\rho_i$ — скачок плотности; P_i, T_i — характерные давление и температура; $\gamma_i = \left(\frac{dP}{dT}\right)_i$ — наклон кривой Клапейрона; d_i — ширина i -го фазового перехода (в единицах давления). Физические характеристики мантийной среды задавались следующим образом: $\rho_{\min} = 3,26 \text{ г/см}^3$ (соответствует плагиоклазовому лерцолиту при нормальном давлении); удельная теплоемкость $C_p = 1200 \text{ Дж/кг}$; температуропроводность $\chi = 1 - 1,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициент теплового расширения $\alpha = 3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$. Кинематическая вязкость ν является функцией температуры и давления и принимает значения от $1,5 \cdot 10^{16}$ до $6 \cdot 10^{17} \text{ м}^2/\text{с}$. Безразмерные параметры задачи: число $Pr = 10^{21} - 10^{23}$, число $Re = 1,3 \cdot 10^6$.

Граничные условия. Рассматривается тип верхней границы системы в соответствии с показанным для Срединно-Атлантического хребта (САХ) [Исландия..., 1978; Foulger et al., 2000]: на поверхности ультрабазитовой мантии присутствует базальтовая земная кора переменной толщины от 7 до 40 км. Верхняя граница коры принимается свободной с постоянной температурой $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Толщина метасоматизированной литосферы в рассматриваемом приближении является переменной величиной, которая определяется по кривой зависимости вязкости от температуры и давления, а также положения верхней границы возникающей и эволюционирующей астеносферы. На нижней границе верхней мантии принимались условия непроницаемости и прилипания и задавалось постоянное во времени распределение температуры в интервале $1550\text{—}2330 \text{ }^\circ\text{C}$, моделирующее тепловое влияние нижней мантии. В качестве альтернативной рассматривалась модель с условием проскальзывания на нижней границе. На боковых

Параметры фазовых переходов, учитываемые при численном моделировании

Фазовый переход	P , кбар	T , $^\circ\text{C}$	γ , бар/град	d , кбар	$\Delta\rho$, г/см^3
Шпинель—перовскит	235	1800	0	100	0,38
β -шпинель— γ -шпинель	182	1700	46	10	0,06
Оливин— β -шпинель	135	1600	37	40	0,22
Гранатовый лерцолит—шпинелевый и плагиоклазовый лерцолит	9,7	700	17	6	0,12
Плавление лерцолита	28	1400	82	2	0,11
Плавление деплетированного метасоматизированного ультрабазита	12	950	820	2	0,11
Плавление гранита	2	750	190	0,7	0,1

границах принимались условия, эмулирующие отсутствие границы: нормальные производные вертикальной компоненты скорости и температуры, а также горизонтальная компонента скорости, полагались равными нулю. В качестве альтернативной рассматривалась модель с заданным распределением температуры на боковых границах. На нижней границе вводились горячие точки — области, протяженностью 100—200 км, в которых температура задавалась на 5—20 % выше окружающей. При моделировании развития траптов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты учитывалась структура литосферы согласно работам [Никулин и др., 2001; Егоркин, 2004], распределение горячих точек под ее морфоструктурами задавалось по известным материалам о распределении полей траптов и кимберлитовых тел [Эренчик и др., 2000; Суворов и др., 2000].

ДИНАМИКА ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СОХ

Максимальные скорости спрединга при развитии астенолинз под СОХ, как показано в работе [Шарапов и др., 2000], соответствуют начальным стадиям формирования поднятия литосферы над областью адвекции с образованием зоны растяжения в осевой части формирующегося хребта. По полученным оценкам, скорость спрединга составляет от ~7 см/год во время образования астенолинзы до ~9 см/год при наиболее интенсивном декомпрессионном плавлении. К моментам отмирания астенолинз скорость спрединга снижается до 2,5—3 см/год. В период максимальной декомпрессионной генерации магм для магматической системы СОХ характерна структура „гавайского типа“: наличие магмопроводящего канала от кровли астеносферы до поверхности морского дна и серии разноглубинных промежуточных гидродинамически связанных интрузивных камер [Barth et al., 1994]. Для медленноспредингового этапа эволюции СОХ, по-видимому, наиболее характерно отсутствие малоглубинных интрузивных камер [Mantle..., 1992; Ito et al., 1996]. Вдоль оси Срединно-Атлантического хребта (САХ) фиксируются все указанные структурные типы магматических систем. В Центральном секторе САХ есть мантийная астенолинза и магмопроводники, питающие неовулканическую зону в осевой рифтовой долине. В области САХ, примыкающей к Азорской горячей точке, появляются малоглубинные камеры

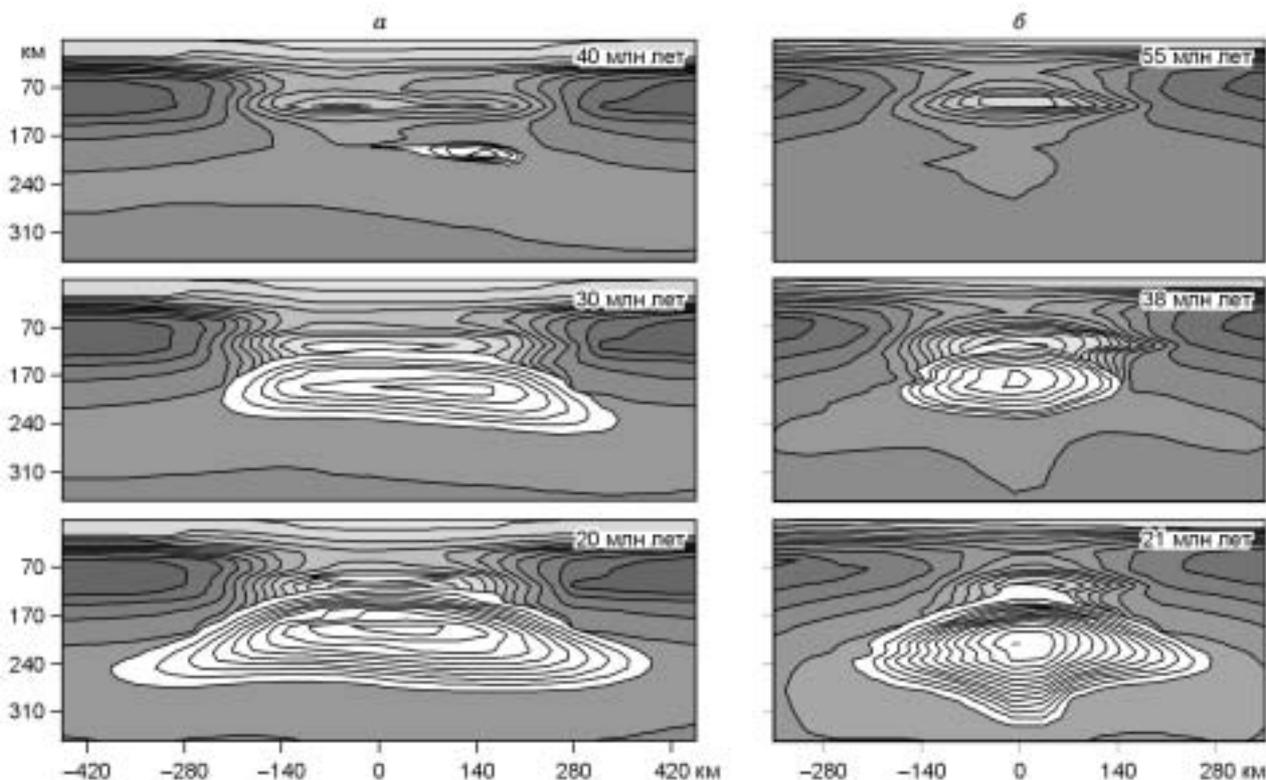


Рис. 1. Динамика развития зон плавления под океаническими зонами спрединга над горячей точкой (начальные и граничные условия приведены в тексте).

Динамика формирования области декомпрессионного плавления и области плавления в метасоматизированной литосфере: *а* — для случая „нормальной“ океанической земной коры, *б* — для случая „аномальной“ океанической земной коры, характерной для Исландского щита и вулканических островов. Зоны плавления показаны изолиниями с шагом 4 об. %.

анизотропией, низким отражением и другими свойствами, типичными для высокотемпературных генераций графита.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ, СВЯЗАННЫЕ С МАНТИЙНЫМИ ОЧАГАМИ МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫХ СОХ

Фашии измененных пород медленноспрединговых СОХ описаны [Лисицын и др., 1990]. Особенностью высокотемпературного преобразования деплетированных ультрабазитов является развитие амфиболитизации и биотитизации, а также присутствие амфибол-флогипит-полевошпатовых жил. По минералогическим оценкам, температурный интервал их формирования составляет ~870—950 °С.

Изменение состава магматогенного флюида, отделяющегося на границе солидуса от затвердевающего расплава базальта в магматическом очаге, моделировалось по схеме, описанной В.Н. Шараповым [2005]. При этом были учтены данные работы [Sugisaki, Namura, 1994] о составе углеводородов в гавайских базальтах. Физикохимия процесса отложения твердых конденсатов из газовой фазы минералов и метасоматическое взаимодействие флюид—порода моделировались с помощью ПК „Селектор“ [Карпов и др., 1994] по двум схемам: 1) схема проточных реакторов с однородным временным шагом — внешний газовый резервуар → базит → мантийный трещиноватый субстрат-1 → мантийный трещиноватый субстрат-2 → ... — $n(8—18)$ → конденсатор; 2) проницаемый базитовый или ультрабазитовый субстрат (число ступенчатых резервуаров от 19 до 39) → конденсатор. Расчеты для вебстеритовой мантии, щелочного базальта и N-MORB, а также газовой фазы состава O—C—H—N—Cl—F—S проведены с использованием следующих баз данных: C_DUMP.TDB, G_Yokokawa.TDB, G_Reid.TDB, начальное давление газовой смеси в резервуаре $P_0 = 40 - 1$ кбар, $T_0 = 1200 - 1000$ °С; конечная температура на выходе их из области фильтрации $T_k = 400 - 40$ °С, конечное давление $P_k = 500 - 200$ бар. Часть этих результатов была показана ранее [Шарапов, 2005]. Следует обратить внимание на квазистационарное физико-химически равновесное состояние мантийно-коровой флюидной системы, в которой восстановленный некоонденсированный флюид достигает поверхности морского дна. Возможность получения такого рода расчетов появилась после модификации К.В. Чудненко стандартной версии ПК „Селектор“ для задач подобного рода.

Проведенные расчеты, выполненные по схеме [Шарапов, 2005], показывают, что названное состояние в зависимости от количества и исходного состава магматического флюида в системе достигается при длительности процесса ~120—200 условных временных шагов. Как показано [Шарапов и др., 2004], при глубине магматического очага 30—40 км квазистационарный температурный профиль устанавливается во флюидной магматогенной системе за время ~0,5—1 млн лет. Временные отрезки развития магматических систем Атлантики по [Мазарович, 2000] составляют не менее 20 млн лет, тогда как отдельные стадии магматизма — несколько миллионов лет [Силантьев и др., 2003]. Расчет выполнен для случая воздействия потока флюида на трехслойную литосферу, состав которой моделировал разрез Исландской системы: до глубин ~40 км предполагается присутствие измененных габброидов, возможно ультрабазитов; ниже мантия состоит из деплетированных ультрабазитов; с 20 км до поверхности Земли в рифтовой зоне возможно наличие дифференцированных интрузивов, состав которых может, судя по составу лавовых разрезов и вулканов, меняться от базитов до гранитоидов [Исландия..., 1978]. Если исходить из данных численного моделирования (см. рис. 1), то кровля магмогенерирующих зон может достигать глубины 60 км от поверхности Земли. От нее отделяется флюид с характеристиками p_{O_2} , близкими к оценкам [Kelley, 1996] и расчетам [Шарапов и др., 2000].

Из исследованных вариантов ниже приведены данные, которые наиболее четко отражают соотношения макрогазов для системы C—O—H и изменение состава и плотности метасоматических пород по всему разрезу литосферы (рис. 2). Из-за ограниченности объема статьи здесь не приводятся особенности Исландской системы, в которой породы литосферы могут подвергаться воздействию окисленных флюидов с высоким содержанием воды и углекислоты [Луканин и др., 1991].

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ МНОГОУРОВНЕВЫХ ЗОН ПЛАВЛЕНИЯ ПОД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ЗОНАМИ СПРЕДИНГА

Постановка задачи многоуровневых зон плавления под континентальными зонами спрединга вытекает из результатов изучения вертикальной и латеральной петрохимической зональности составов интрузивных и эффузивных пород трапповой формации [Шарапов и др., 2001, 2003; Шарапов, 2004]. В используемой модели предусматривается возможность развития плавления метасоматизированной ультрабазитовой мантии под границами Мохо и нижней земной коры. Поскольку нет диаграмм состояния, корректно описывающих составы выплавки из этих частей литосферы, численное моделирование преследовало более простые цели: 1) выяснить динамику развития области плавления в многослойной

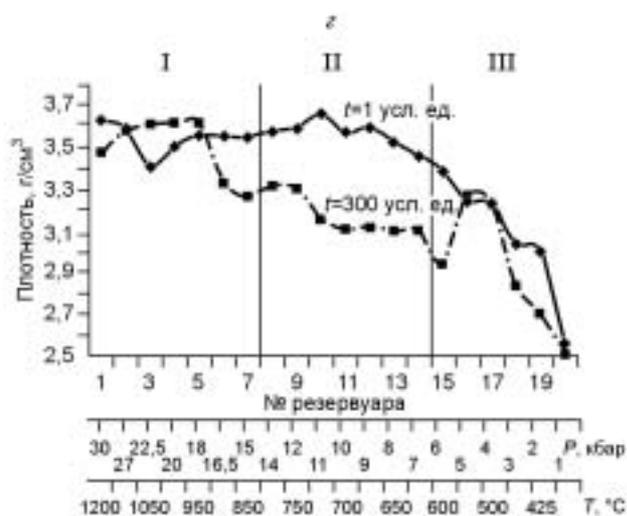
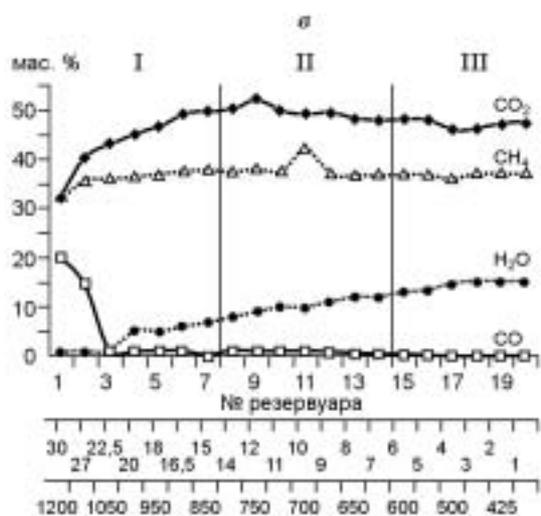
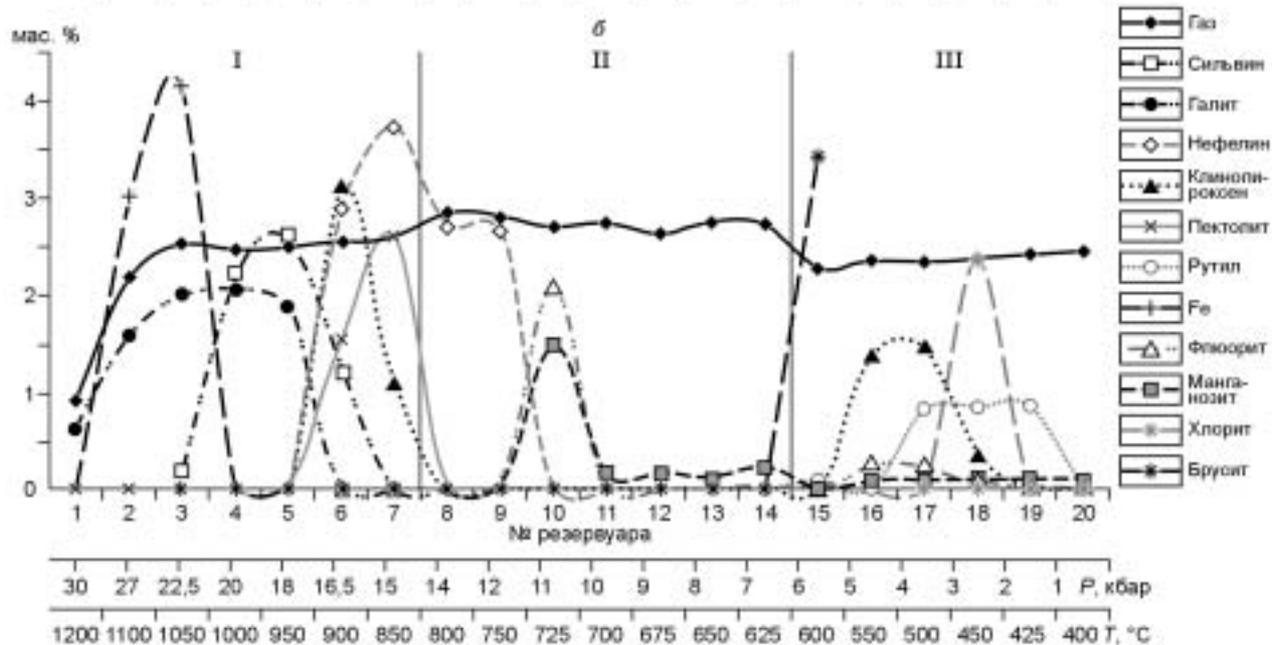
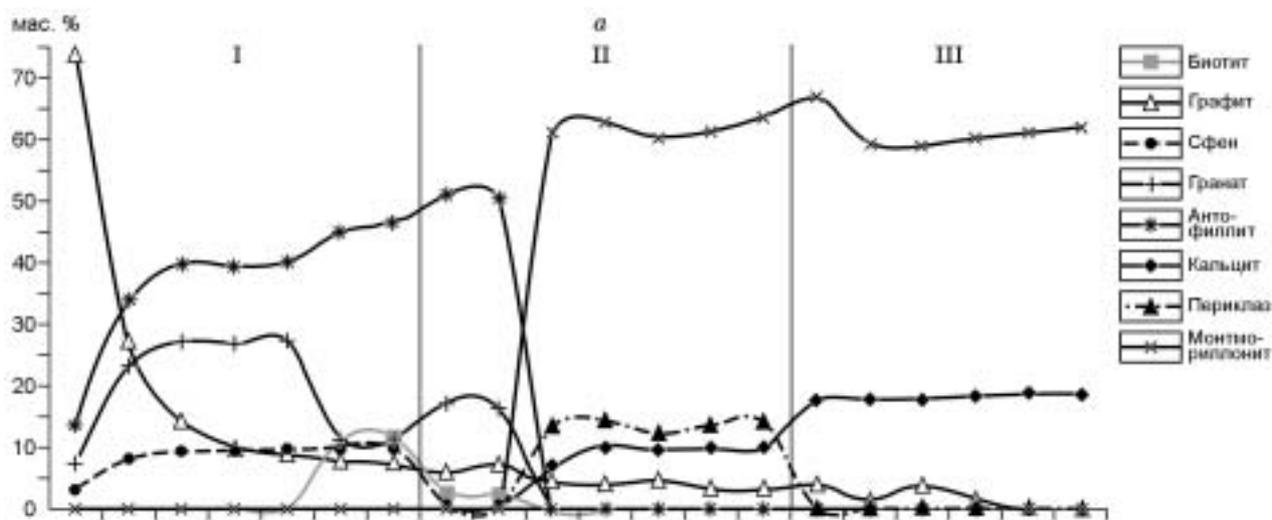


Рис. 2. Квасистационарное распределение метасоматических зон в разрезе слоистой океанической литосферы, возникающее при воздействии потока мантийных магматогенных флюидов постоянного состава в источнике, распределение состава макрогазов в потоке и виртуальная плотность измененных пород.

a, б — составы минералов в разрезе измененных пород; *в* — соотношения газов во флюиде в поле давлений и температур; *г* — соотношение плотности пород на начальном и квазистационарном этапах эволюции их составов. Начальный состав пород в разрезе приведен в тексте. Вертикальными линиями показаны границы пород разного состава (I—III).

литосфере над границей декомпрессионного плавления в конвектирующей верхней мантии над горячим пятном; 2) оценить пространственные масштабы такой области и соотнести их с размерами лавового щита; 3) понять характер сопряжения между этими областями плавления. Хотя в литературе известна попытка расчета „контактного“ плавления пород литосферы над астеносферой [Turner et al., 1996] для описания выплавления толеитов, задача динамики нестационарного состояния системы пока не была исследована.

Формально моделирование динамики развития многоуровневых зон плавления под континентальными плитами проводилось аналогично описанному выше экспериментам для океанических зон спрединга. В данном случае структура литосферы и размеры соседствующих кратонов и плит задавались согласно оценкам [Никулин и др., 2001; Егоркин, 2004] для Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, а распределение горячих пятен под ними согласовывалось с положением на уровне эрозивного среза различных структурно-петрохимических областей проявления трапповых и кимберлитовых полей [Эренчик и др., 2000; Суворов и др., 2000]. Результаты расчетов в отношении раскрытия указанных выше задач суммированы (рис. 3).

Анализ полученных результатов позволяет говорить, что в максимуме развития область плавления в литосфере несколько больше размеров лавового щита по его длинной оси. Второй особенностью такой области является ее „слоеобразная“ форма. Следовательно, при относительной однородности субстрата выплавки из него на большей части площади магматических проявлений на поверхности СП также будут относительно однородны и однотипны по временному тренду составов при формировании лавовых разрезов. Третьей особенностью полученной магматической системы является определенная автономность зон магмогенерации, что качественно может объяснять известную цикличность состава лав в отношении его „контаминированности“ и „неконтаминированности“ составов [Naldrett et al., 1992], а

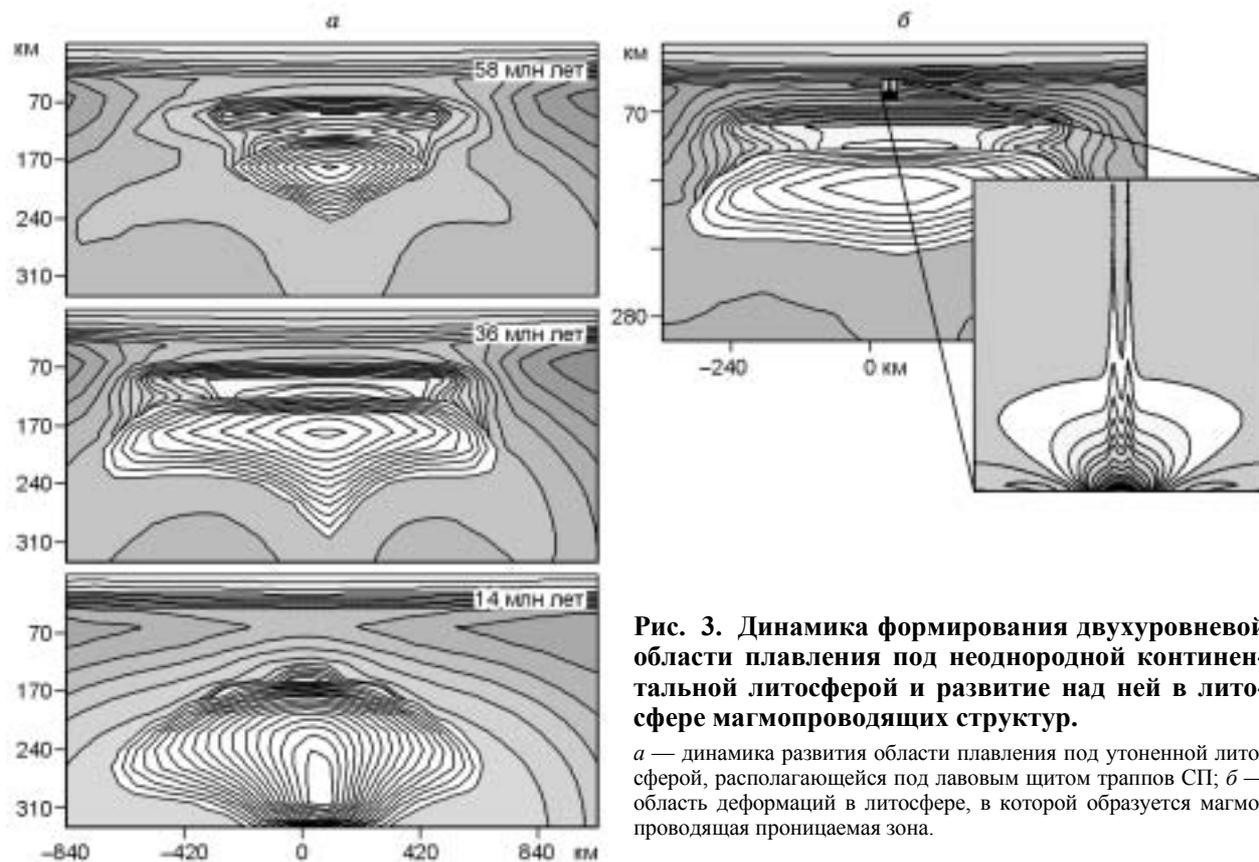


Рис. 3. Динамика формирования двухуровневой области плавления под неоднородной континентальной литосферой и развитие над ней в литосфере магмопроводящих структур.

a — динамика развития области плавления под утоненной литосферой, располагающейся под лавовым щитом траппов СП; *б* — область деформаций в литосфере, в которой образуется магмопроводящая пронизываемая зона.

также природы резко различных магматических циклов в Норильско-Харалахской и Маймеча-Котуйской петрохимических провинциях СП [Рябов и др., 2001].

СПЕЦИФИКА ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ, СОПРЯЖЕННЫХ С РАЗВИТИЕМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗОН СПРЕДИНГА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В мантийно-коровых флюидно-магматических системах континентальных плит проявляются те же уровни, что и в океанических быстроспрединговых СОХ, но с весьма характерной спецификой, связанной с взаимодействием интрузивных тел с карбонатно-соленосными породами в разрезе кристаллической земной коры и платформенного чехла, а также с рассолами, околонефтяными водами и залежами углеводородов [Павлов, 1975; Пухнаревич, 1986; Мазуров, Бондаренко, 1997; Рябов, 1999; Рябов и др., 2001]. Однако, когда нет такого рода взаимодействия, магматогенные флюидные системы близки тем, что были описаны [Kelley, 1996]. Отметим особенности тех и других.

Физико-химические особенности магматических флюидов, определяющих появление внутрикамерных и экзоконтактовых месторождений трапповой формации Сибирской платформы

С внедрением и становлением тел интрузивных траппов Сибирской платформы связан широкий спектр флюидогенных месторождений: от скарновых в диатремах и разломных зонах до ликвационных скоплений самородного железа. Учитывая относительно узкий интервал вариации составов базитовых магм, возникает проблема оценки факторов, определяющих столь разительные масштабы отделяющихся при их кристаллизации летучих, и вариаций окислительно-восстановительного потенциала в надкритических флюидах. В литературе обсуждается два главных фактора, влияющих на физико-химические характеристики субсолидусной флюидной фазы при ретроградном и декомпрессионном кипении базитового расплава в интрузивных камерах: 1) фракционирование при кристаллизации, 2) ассимиляция вмещающих пород и барботаж аллогенных потоков газов через кристаллизирующийся расплав.

В данной статье оценка физико-химических характеристик указанных генетических магматических типов флюидов проведена на основе изучения постсолидусных изменений состава изверженных пород в большеобъемных интрузивных телах Западного сектора СП и известных минералого-геохимических характеристик руд и околорудных пород месторождений самородного железа СП и магнетит-магнотитовых месторождений Ангаро-Илимской провинции [Павлов, 1975; Мазуров, 1985; Рябов и др., 2001]. Такой анализ выполнен с помощью ПК „Селектор“ в двух модификациях: 1) расчет равновесий в статических условиях гетерофазных систем, 2) расчет равновесий при наличии потока флюидов от границы солидуса к контакту интрузивного тела. Определение начальных и граничных условий для численного моделирования сводилось к следующим процедурам: 1) интервал температур задавался по расчету температуры на контакте интрузивов из решения соответствующей тепловой задачи ($T_{\text{конт}} \approx 700 \text{ }^\circ\text{C}$), а температура солидуса — из решения задачи равновесной кристаллизации „среднего толеита“ с помощью ПК „КОМАГМАТ“ ($T_{\text{сол}} \approx 1000 \text{ }^\circ\text{C}$), интервал давлений (P) в системах принимался из учета известной толщины перекрывающей интрузив толщ пород и высоты магматической камеры ($P \approx 200 - 1000 \text{ бар}$), 2) состав флюидов в указанных интервалах температур и давлений определялся по гетерофазному равновесию минералов известной ассоциации и спектра виртуальных комбинаций независимых компонентов в смеси C—H—O—Cl—F—N—S , массовая доля которых не превышала 2—4 %. Близкое совпадение вычисленных и наблюдаемых составов минералов принималось в качестве правдоподобной оценки для состава флюида.

Для пород интрузивных траппов западного сектора Сибирской платформы (онекский комплекс) [Васильев и др., 2004] характерно наличие магматических оксидных, моносulfидных и промежуточных твердых растворов, а также наложение на них новых генераций послемагматических стадий в связи с автометасоматическими преобразованиями [Мазуров и др., 2005].

В участках скаполитизации и альбитизации происходило растворение титаномагнетитов, причем ильменитовые частицы были замещены титанитом и рутилом, а на месте магнетита был сформирован агрегат силикатных зерен, в том числе хлорита, серпентина, актинолита. Пентландит при этом замещается виоларитом и кобальтсодержащим пиритом, а пирротин в результате реакции дисульфидизации замещается графическим агрегатом пирита и магнетита. В этих же участках появляются прожилки марганцовистого ильменита вместе с ильваитом, бабингтонитом и эпидотом. В эту же стадию возникают гидротермальные генерации халькопирита и пирротина, а в участках серпентинизации можно наблюдать агрегатные псевдоморфозы серпентина, гистерогенного магнетита, халькопирита и валлериита по оливину.

Вблизи поздних проницаемых зон проявлена сульфуризация титаномагнетита: частицы магнетита псевдоморфно замещаются моноклинным пирротинном, а титанит и рутил вместе с калишпатом и альбитом

образуют агрегатные и контурные псевдоморфозы. В сопряженных с ними зонах окварцевания и карбонатизации встречаются мушкетовит и пирит, а также агрегатные псевдоморфозы рутила, кварца и кальцита по титаномagnetиту. Самыми поздними гидротермальными минералами в преобразованных долеритах являются жилки и гнезда халькопирита, галенита, кобальтсодержащего пирита, сфалерита и акантита в хлоритовой массе. Послемагматические преобразования в интрузивах долеритов связаны с хлорным метасоматозом.

В южных районах СП главный интерес имеют объекты ангаро-илимского промышленного типа, содержащие железные руды и сопутствующую минерализацию. Они обладают рядом особенностей состава, строения, размещения и формирования руд, вызванных спецификой развития рудно-магматических систем в геодинамических условиях рассеянного спрединга [Мазуров, Бондаренко, 1997]. Область рудоотложения в этих системах приурочена к верхним частям сложных вулканотектонических построек. На профилях глубинного сейсмического зондирования эти районы выделяются как аномалии повышенной скорости продольных волн. По-видимому, рудоносные вулканотектонические постройки, пронизывающие платформенный чехол, на глубине переходят в эшелонированную по вертикали группу промежуточных магматических камер базитовой магмы. Одна из таких камер вскрыта разведочным бурением на Коршуновском месторождении. Породы траппового комплекса на разных уровнях рудоносных построек слагают тела, отличающиеся по форме, размеру, облику, степени механических и химических преобразований. По видовому набору здесь встречаются породы от долеритовых порфиритов до габбро-долеритов, что связано с отличиями термического режима затвердевания разных по форме и размеру тел базитовой магмы в неоднородных средах. В петрохимическом отношении все неизменные разности пород, как и в крупнообъемных телах онекского комплекса, относятся к толеит-базальтовой серии. По индикаторным характеристикам редкоземельных и несовместимых элементов они аналогичны высокотитанистым базальтам покровных траппов, первичная магма которых зарождалась в пределах неистощенной мантии. Следует отметить, что на химический состав пород повлияли процессы контаминации в промежуточных очагах, что отражено в торий-урановых отношениях. Влияние взаимодействия магм в местах затвердевания с разными по составу вмещающими толщами сказалось в повышении количества щелочей, особенно калия, и в обогащении легкими редкоземельными элементами.

Метасоматическими процессами были охвачены переслаивающиеся пачки доломитов, мергелей, известняков, каменных солей, аргиллитов, песчаников, а также дезинтегрированные породы траппового комплекса и разнородные брекчии. Возрастной диапазон вмещающих пород — от нижнего кембрия до триаса. Более древние карбонатно-эвапоритовые свиты вверх по разрезу сменяются терригенно-карбонатными и терригенными. Именно этим определяется литолого-стратиграфический контроль метасоматизма и рудообразования, текстурный узор руд и механизм их отложения. В пределах доступного для изучения пространства обосновывается [Мазуров, Бондаренко, 1997] выделение четырех групп и десяти вещественно-морфологических разновидностей рудных залежей, образованных в связи с закономерной эволюцией развития рудно-магматической системы в благоприятных структурно-литологических сочетаниях. Тесная сопряженность развития тектонической структуры с пульсационным поступлением магматических масс и реакцией с химически активной вмещающей средой — специфическая черта этой геодинамической обстановки.

Формирование рудно-магматических систем началось с вторжения базитовой магмы в слоистую толщу платформенного чехла, поднятия магмы по вертикальному каналу и образования трубчатых тел. Излияние базальтов на поверхность и проникновение их в виде силлов в обводненные верхнепалеозойские отложения приводило к фреатическим явлениям, эксплозиям в центре и на периферии магмовода. На этом этапе могли появляться небольшие сегрегации магматических титаномagnetитовых руд внутри потоков, покровов, а также апатит-магнетитовые жилы внутри трубчатых тел.

Второй этап отвечает времени формирования промежуточной камеры в пределах карбонатно-эвапоритовых толщ нижнего кембрия, экранированных терригенными свитами. При многократных инъекциях магмы в слоистые термически и химически неустойчивые породы происходило взаимодействие магмы с эвапоритами. Исходя из мощности перекрывающих толщ, рудогенерирующая камера находилась на глубине около 3,5 км. В контактах с доломитами формирование шпинель-форстеритовых магнезиальных скарнов и сопутствующих им магнетитовых руд магматической стадии осуществлялось при участии суперсоленых (до 70 % CaCl_2 -экв.) флюидов в интервале 820—740 °С. Характерные минеральные ассоциации магнезиальных скарнов в контактах долеритов с эвапоритами: форстерит + шпинель + фассаит + графит + магнетит + магнезиальный ильменит + апатит + хлормагнетит. Магнетит включал изоморфные примеси Mg, Al, Ti, Mn, Zn, V, образовавшие при охлаждении сложный узор структур распада твердых растворов.

Третий (послемагматический) этап — это многостадийное формирование рудоносных трещинных зон и отложение главной массы руд. Он начинался с гравитационного обрушения надкупольных участков интрузивов, образования полостей отслоения и серий проницаемых участков среди всех типов пород. Руды были сформированы при сложном сочетании процессов замещения и выполнения пространства,

переотложения и перекристаллизации. Телескопирование минеральных ассоциаций в связи с неоднократным подновлением путей движения рудоносных флюидов обусловило неповторимый облик руд. Широко представлены брекчиевые, брекчиевидные, полосчатые, штокверковые, кокардовые, крустификационные, друзовые, сферолитовые и оолитовые текстуры, а структуры изменяются от грубозернистых до колломорфных. Магнетит образует большое число генераций, закономерно изменяется по составу примесей и микроструктуре, находится в парагенезисе с минералами известковых и магнезиальных скарнов и скарноидов, образованных по породам экзоконтакта и в разной степени измененным породам траппового комплекса. В послемагматические стадии магнетит кристаллизовался по механизму послойного роста граней и содержит многочисленные твердые включения. Ансамбль сопутствующих минералов включает флогопит, паргасит, тремолит, диопсид, сфен (титанит), клинохлор, серпентин, апатит, гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, эпидот, актинолит, альбит, адуляр, цеолиты, кварц, ангидрит, кальцит, галит. Сульфиды среди экзоконтактовых новообразований немногочисленны и представлены пирротин, пиритом, халькопиритом, марказитом и другими минералами. Параметры минералообразования среднетемпературной стадии следующие: температура 560—380 °С, давление менее 1000 бар, соленость растворов — выше 40 % CaCl₂-экв.

На средне- и низкотемпературных стадиях значительную долю в составе флюидов составляли мобилизованные захороненные растворы, о чем свидетельствует большое число и закономерная эволюция минералов бора и сложных кристаллогидратов в разных по составу замещаемых породах. Многократная перекристаллизация в длительно существовавших проницаемых зонах обусловила формирование необычных форм минералов, составляющих ценное коллекционное сырье. Здесь распространены радиально-лучистые, друзовые агрегаты магнетита, расщепленные сноповидные кристаллы эпидота, актинолита, сферолиты пренита, натролита, щетки аметиста, антискелетные формы магнетита, гранатов, сталактиты халцедона, клинохлора, редкие формы карбонатов, в том числе исландского шпата.

Физико-химическое моделирование гетерофазных равновесий при отсутствии массопереноса в указанном выше диапазоне температур и давлений, C/N от 2 до 0,01; Cl/S — от 1 до 0,1 и весовой доли флюида больше 3 % показало следующие закономерности в изменении минерального состава пород и газовой фазы в системе. Для диапазона изменений C/N ~ 1—2 характерно существование безводных флюидов и минимальные масштабы вторичных изменений в породе. Содержание воды более долей процента появляется в газовой смеси при C/N > 0,25, более 30 % можно ожидать при C/N < 0,1. Ассоциация послемагматических минералов амфибол—сфен—магнетит—галит—сильвин—пирротин, по-видимому, образуется во всем диапазоне температур: от $T_{\text{сол}}$ до $T_{\text{конт}}$. При $T < 740 - 730$ °С к ним добавляются слюды и ангидрит, когда C/N < 0,02. Углерод и некоторое количество самородного железа виртуально получены для области $T_{\text{конт}}$ при C/N > 0,5. Появление рутила можно ожидать при таких же условиях. Отложение кальцита отвечает области варьирования C/N > 0,02. Калиевый полевой шпат фиксируется в описанных минеральных ассоциациях при C/N > 0,2. Если исходить из полученных виртуальных соотношений параметров состояния, а также гетерофазных равновесий и наблюдаемых минеральных ассоциаций в реальных изверженных породах трапповых интрузивов, то можно указать следующие оценки составов равновесных магматических флюидов, существующих до полной кристаллизации магматических тел: 1) при отсутствии ассимиляции коровых пород толеитовые расплавы при кристаллизации в чехле СП выделяют флюидную фазу, состав которой может отвечать диапазону $0,1 < C/N < 1$; 2) сомнительно, чтобы весовая доля флюида превышала 1,5—2 %; 3) наиболее масштабные вторичные изменения изверженных пород в интрузивах происходят после полного затвердевания пород при $T < 700$ °С; 4) появление хлорита относится к области температур менее 500 °С; 5) серпентинизация оливина происходит ниже температуры критической точки для H₂O, как и образование различных карбонат-кварцевых прожилков с пиритом и другими сульфидными минералами. Существенно то, что в „нормальных“ магматических флюидах отсутствует метан, а отложение углерода для безводных флюидов относится к диапазону температур менее $T_{\text{конт}}$. Таким образом, отклонения от указанных виртуальных соотношений в составе гетерофазных флюидных включений в минералах метасоматически измененных изверженных породах могут указывать на наличие ассимиляции карбонатных или соленосных пород при интродуировании расплавов из питающих мантийных очагов через толщи коровых пород и отложений чехла СП [Павлов, 1975; Рябов, 1999].

Металлоносность магматических флюидов для указанного выше диапазона варьирования C/N может быть оценена по полученным характеристикам относительных содержаний во флюидной фазе Fe, Ti, Mn, Al, Si, которые экстрагируются из расплава Cl и F. Так, содержания FeCl₂ могут достигать (%): 17—20; TiF₃ — 0,001—0,002; K₂Cl₂ — 1; NaAlF₄ — 2—5; SiF₄ — 0,03—0,3. Инертными петрогенными компонентами при массопереносе магматическими флюидами являются Ca и Mg. Несложно видеть, что высокотемпературные метасоматиты, фиксируемые в эндо- и экзоконтактах трапповых интрузивов, слагающие известковые скарны, скаполититы и альбититы, магнетитовая и пирротиновая минерализация [Мазуров и др., 2005] обеспечиваются компонентами нормальных магматических флюидов толеитовых расплавов.

Учет массопереноса в рассмотренном диапазоне температур и давлений существенно не меняет приведенные оценки.

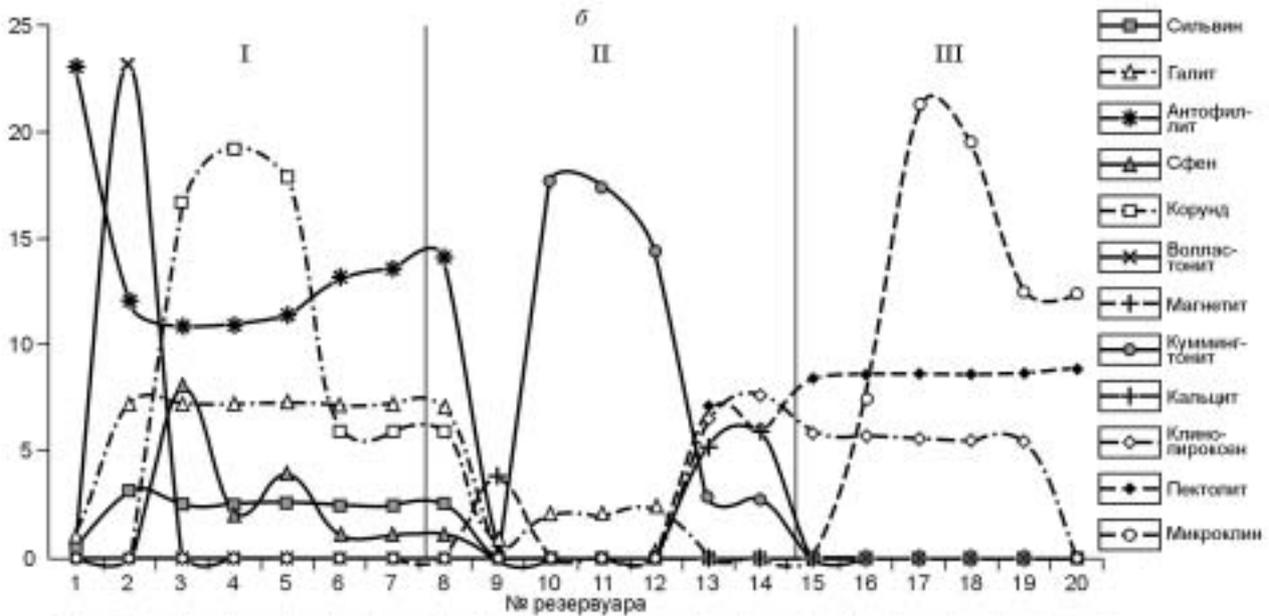
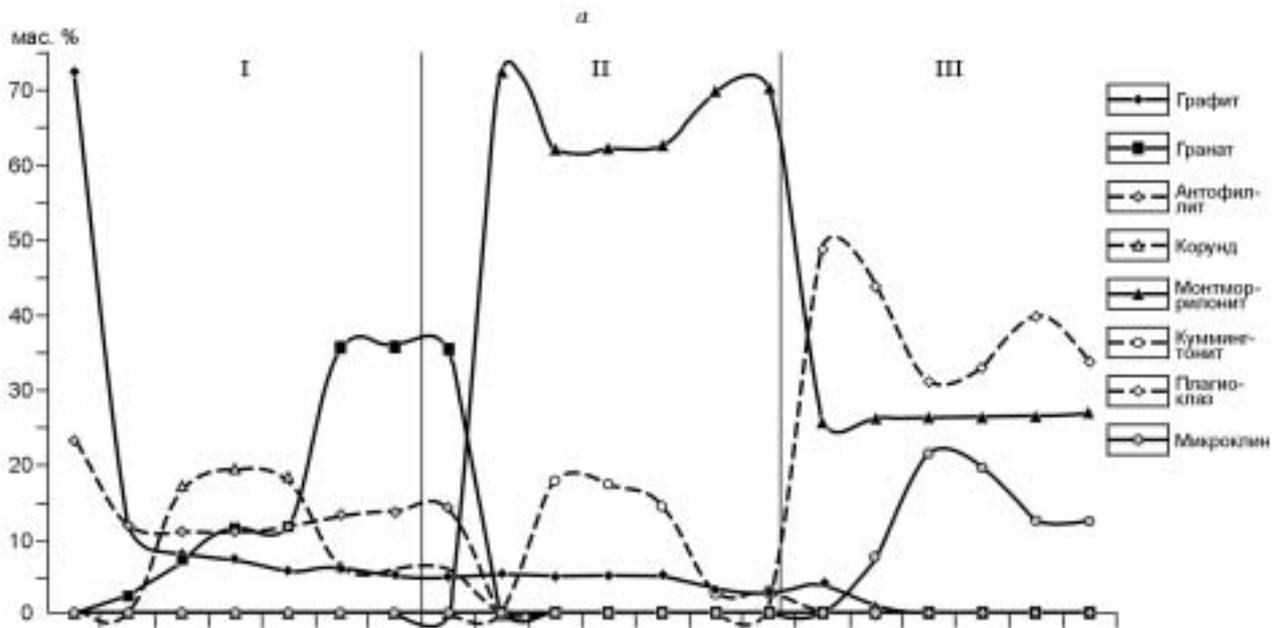
Физико-химический анализ изложенных тенденций температурной эволюции нормальных составов магматических флюидов в равновесии с твердой фазой в интрузивных трапах уместно дополнить изложением результатов моделирования равновесной динамики преобразования изверженных пород при отделении от расплава восстановленных флюидов, появление которых может быть связано с ассимиляцией пород, содержащих углеводороды, или с барботированием магматической жидкости аллогенным потоком восстановленных флюидов. В таком случае в зонах проницаемости должны формироваться существенно графитизированные метасоматиты, содержащие скопления самородного железа. В составе метасоматической колонки в эндо- и экзоконтактной области интрузивного тела неизбежно формирование характерной минеральной температурно-пространственной зональности: 1) безводные магнезиальные скарны: форстерит + углерод + шпинель + моноклинный пироксен (~1000—900 °C); 2) водосодержащие магнезиальные скарны и кварц + углерод + энстатит + диопсидовые жилы (~900—800 °C); 3) среднетемпературные водосодержащие магнезиальные скарны с хлоритом и магнетитом (~775—475 °C), в которых, при температуре ниже 550—500 °C, формируются магнетитовые жилы. Появление указанных метасоматитов определяется весьма своеобразным составом флюидов, в которых сумма углеводородов составляет до 60 относительных процентов, причем метан в ней имеет содержание порядка 45—50 %. Суммарное содержание H_2O , H_2S , N_2 и H_2 в таком флюиде на два порядка больше, чем содержание CO_2 и CO . При этом ряд подвижности петрогенных компонентов в рассматриваемом случае совершенно другой, чем в “нормальном толеитовом” флюиде: $Si > Ca > Mg > Fe > K > Ti$. Характерно, что Na обладает минимальной подвижностью в сравнении с перечисленными компонентами. Соединения петрогенных компонентов во флюиде достигают 20—25 % от его общего веса. Таким образом, именно „аномальные“ магматогенные флюиды, скорее всего, и являются рудообразующими при становлении интрузивного траппового комплекса СП [Павлов, 1975; Мазуров, Бондаренко, 1997; Рябов, 1999; Рябов и др., 2001].

Развитие мантийно-коровых флюидных систем в блоках континентальной литосферы, где нет карбонатных отложений

Численное моделирование развития мантийно-коровых флюидных систем над зонами магмогенерации под континентальной плитой проведено по схеме, аналогичной той, что описана для океанических зон спрединга. В данном случае также рассматривался трехслойный разрез литосферы состава: 1) учитываемая положение верхней границы плавления в литосфере (рис. 4), принята метасоматизированная ультрабазитовая литосфера (60—40 км); 2) нижняя земная кора (40—20 км), в среднем состоящая из диорита; 3) верхняя земная кора (10—3 км), в среднем сложенная гранитовыми породами. Исходный состав флюидов, согласно полученным минералогическим оценкам для Онекского интрузива, считался в отношении p_{O_2} промежуточным между QW и QFM буферами. Характерные виртуальные квазистационарные разрезы метасоматизированных пород литосферы и составы газов в потоках флюидов приведены на рис. 4. Наиболее существенным для понимания влияния процессов метасоматоза в проницаемых зонах литосферы над мантийными магматическими очагами является, по-видимому, необходимость объяснения наличия аномальных по плотности участков в нижней земной коре и границ перехода между мантией и земной корой [Суворов и др., 2000].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ВЕРИФИКАЦИЯ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КИНЕТИКИ

Для установления природы пузыристых графитовых образований, драгированных в трех различных точках Срединно-Атлантического хребта [Шарапов и др., 2000], проведено физическое и физико-химическое моделирование процесса конденсации углерода из газовой фазы, отделяющейся от базитового расплава. В физическом эксперименте изучалась динамика конверсии смеси восстановленных газов при ее взаимодействии с рудными и нерудными минералами мантийных пород. В этих экспериментах применялась установка, созданная в филиале „Цеосит“ Института катализа СО РАН, для исследования каталитической конверсии потока синтез-газа [Sharapov et al., 2005b; Явления..., 2006]. В нашем случае в качестве катализаторов использовались непротированные образцы гранатового и шпинелевого лерцолита, дунита, горнблендита, хромита, магнетита. Эксперименты проводились в интервалах температуры 250—550 °C и давления 30—40 бар с газовой смесью состава $H_2 = 65$ об.%, $CO = 34,8$ об.%, $N_2 = 0,2$ об.%; время взаимодействия составляло от 4 до 40 ч. В пробах, использованных при физическом моделировании, содержалось все минеральное разнообразие лерцолита и пикробазальта, что дало возможность проследить изменение поверхности и межзерновых границ всей ассоциации при разных режимах экспериментов, оценить условия синтеза свободного углерода. Установлено, что в процессе экспериментов идет катали-



30 27 22,5 20 18 16,5 15 14 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 P, кбар
1200 1100 1050 1000 950 900 850 800 750 725 700 675 650 625 600 550 500 450 425 400 T, °C

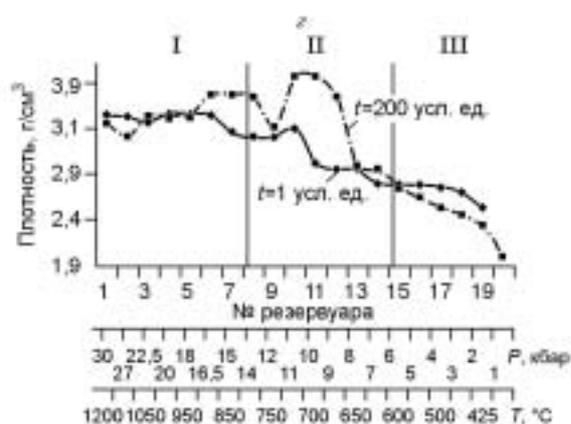
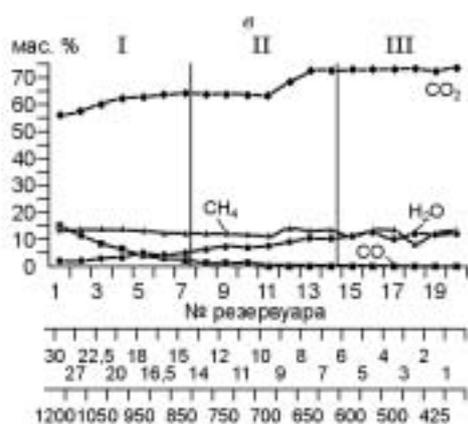


Рис. 4. Квазистационарное распределение метасоматических зон в разрезе слоистой континентальной литосферы, возникающее при воздействии потока мантийных магматогенных флюидов постоянного состава в источнике, распределение состава макрогазов в потоке и виртуальная плотность измененных пород.

Пояснения см. на рис. 2.

тический синтез из газов углеводородов, в том числе метана, *n*-парафинов, нафтенов C_6H_8 и ароматических соединений CH_3OH , CH_3OCH_3 . На минералах — природных катализаторах — отлагается высококонденсированная углеродная фаза. Каталитическая активность исследованных сред существенно различается при более низкой температуре. При 350 °С происходит частичное восстановление железа в межзерновых пленках, корродируется поверхность отдельных участков зерен орто- и клинопироксена, базальтового стекла, появляются единичные частицы свободного углерода размером в доли микрометра. При 400 °С образуются плоские дендриты никелистого железа на ортопироксене, увеличивается количество углерода, причем не только вблизи межзерновых пленок, но и на свежих поверхностях силикатов. Частицы углерода концентрируются в порах пузыристого базальтового стекла, в дефектных участках межзернового пространства. При 450 °С тонкораспыленные частицы углерода адсорбируются на поверхности всех минералов, в том числе и шпинели, которая во всех предыдущих случаях оставалась гладкой. На гранях ортопироксена и оливина, на многочисленных отрицательных вициналях (фигурах травления) локализуются биоморфные агрегаты углерода с отходящими от них тонкими ветвями самородного железа.

В пробах, подвергнутых воздействию газов при 500 °С, все минералы покрыты слоем углерода, местами содержатся тонкие игольчатые и пластинчатые частицы вторичных минералов. По данным фазового рентгеноструктурного анализа, вместе со слабоупорядоченным графитом (пористым углеродом) присутствуют кристаллы магнезиального хлорита, серпентина, магнетита, шпинели, пироксенов, полевого шпата, флогопита, доломита, кальцита и амфиболов. Это означает, что при этих параметрах происходит разрушение структуры первичных минералов лерцолитов и базальтов, зарождение вторичных минералов.

При исследовании на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430VP, снабженном EDX-спектрометром „OXFORD“, частиц сажи, образующейся на стенках реактора, кроме пористого углерода обнаружены наночастицы силикатов и оксидов железа, самородного хромистого железа, карбида железа (когенита). В EDX-спектре этих частиц фиксируется примесь цинка, серы, ванадия, титана, что обусловлено совместным выносом этих элементов вместе с железом из реакционных участков взаимодействия минералов с синтез-газом.

Таким образом, при физическом моделировании в твердой фазе получены аналоги соединений, содержащихся в природных образцах углерода. Они сходны также по текстурным особенностям, размеру и форме минеральных индивидов и агрегатов. Аналогичен у них и набор минеральных ассоциаций.

Для надстеносферной мантии и океанической коры схема конверсии магматогенного газа, отделяющегося от базитового расплава, аналогична в любой точке литосферы (в интервале давления от десятков килобар до десятков атмосфер) при фильтрации восстановленных флюидов как в неизмененных, так и в метасоматически преобразованных ультрабазитах и базитах. Судя по данным физических экспериментов, при этом составы углеводородов мало различаются. При конденсации сопутствующая отложению углерода минерализация существенно зависит от соотношения концентрации C, H, Cl, F и S в отделяющемся магматическом флюиде.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление данных численного моделирования равновесной физико-химической динамики взаимодействия восстановленных магматических флюидов и пород литосферы с результатами физического моделирования такого процесса в проточном реакторе показывает удовлетворительное их совпадение для однотипного диапазона давлений и температур как по составу соединений в газовой фазе, так и составу продуктов конденсации в твердую фазу. Для твердого углерода были получены практически идентичные характеристики природного и экспериментально синтезированного вещества [Sharapov et al., 2005b; Явления..., 2006]. Верификация результатов численных экспериментов позволяет с некоторой уверенностью оценивать возможные типы метасоматических колонок, которые могли формироваться над кровлей отмирающих зон плавления мантийных пород и прогнозировать место и возможные масштабы гранитизации в области границы Мохо и причины проявления или отсутствия зон гранитообразования над горячими точками в континентальной литосфере.

Сопоставление данных численных экспериментов, моделирующих динамику возникновения и эволюции магматийно-кровых магматических и флюидных систем океанических и континентальных зон

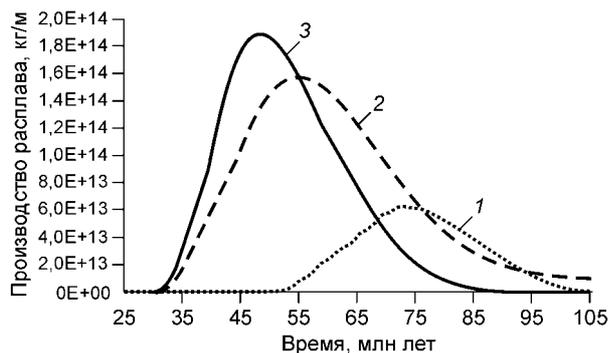


Рис. 5. Интегральные соотношения удельных объемов вылавки для исследованных магматических систем.

1 — океан; 2 — континент; 3 — о. Исландия.

спрединга, позволяет предполагать, что есть определенное сходство между ними в пределах литосферы и нижней земной коры, где явления ассимиляции вмещающих пород или контаминации базитовых расплавов минимальны. Внутрикамерные процессы ретроградного кипения и „автометасоматические“ изменения изверженных пород аналогичны. Однако ситуация кардинально меняется, если в разрезах земной коры есть горизонты карбонатных пород, соленосные отложения и залежи углеводородов.

Отметим то общее, что можно ожидать в мантийно-коровых флюидных системах и генерирующих их многоуровневых зонах плавления мантийных пород. 1. Качественно динамика развития многоуровневых зон плавления в верхней мантии океанических и континентальных зон спрединга сходна. В том и другом случаях при сходной толщине метасоматизированной литосферы над областью декомпрессионного плавления образуется в литосфере второй уровень выплавки базитовых магм. При этом толщина земной коры является основным регулятором степени плавления пород, продолжительности существования астенотиниз (рис. 5) и размеров области верхнего уровня базитовых вылавки. 2. Характер метасоматических процессов над границей магмогенерации под океаническими и континентальными зонами спрединга аналогичен. При их различиях основной вопрос состоит в том, насколько могут различаться составы отделяющихся при кипении магм флюидов в конкретных магматических системах. В этом отношении наиболее важны, по-видимому, следующие факторы: C/N во флюиде; содержание в магме Cl, F, S; величины p_{O_2} в исходных флюидах.

Объяснить появление наблюдающихся продуктов воздействия мантийных флюидов на породы земной коры в Центральном секторе САХ, о которых говорилось выше, можно на основе численного моделирования следующим образом. Наиболее просто объясняются наблюдающиеся выходы метана в листрических сбросах осевой рифтовой долины [Charlou, Donval, 1993]. Как следует из рис. 2, неконденсированные мантийные флюиды в квазистационарную стадию эволюции системы на выходе трещин имеют высокие содержания CH_4 . Продукты высокотемпературного метасоматоза, с которыми сопряжены „трондьемитовые“ жилки в бортах осевой рифтовой долины, могут формироваться при воздействии мантийных флюидов с p_{O_2} , близким QFM буферу в интервале температур 700—900 °С в весьма широком диапазоне давлений. Существует термодинамически оправданная возможность их появления на относительно малых глубинах, а вероятность достижения такого уровня температур в высокопроницаемых зонах разломов на глубинах 5—3 км следует из полученных оценок типов температурных профилей над границей ретроградного кипения мантийных магм [Шарапов и др., 2000].

Наиболее сложно оценить условия появления микрослитков ферритов с каплевидными выделениями самородного железа [Шарапов и др., 2000]. Образующие их флюиды должны были иметь p_{O_2} более низкие, чем в случае появления „трондьемитовых“ жилок, при этом в них должны быть высоки содержания железа и много ниже концентрации кремния при высоком содержании хлоридов щелочных металлов и кальция. Судя по численному моделированию процессов массопереноса в восстановленных флюидах, подобные составы газовой смеси можно ожидать только в области температур 1000—1200 °С. При наличии в системе щелочей температура плавления метасоматизированных деплетированных ультрабазитов и ликвирования получившихся расплавов может быть порядка 900 °С [Теория..., 1982]. Но в таком случае это иные флюиды, чем формировавшие зоны высокотемпературного метасоматоза, описанные Силантьевым и др. [2003]. Можно предполагать, что такого рода флюиды могли быть связаны с малоглубинными интрузивными телами, существовавшими в более ранний этап эволюции СОХ, как это показано в работах [Kelley, 1996; Силантьев и др., 2003].

Отдельной проблемой является интерпретация полученных данных об изменении плотности пород в метасоматических разрезах в мантийно-коровых флюидных системах. Как отмечалось ранее [Шарапов, 2005], интерпретация температурных условий в пределах воздействия потоков мантийных флюидов на породы литосферы в отношении плотности измененных пород не соответствует стандартам томографических построений геофизиков. Приведенные выше данные — ясные иллюстрации этого тезиса.

Задача о формировании многоуровневых зон плавления под зонами спрединга континентальных плит более многоплановая, чем в случае океанической литосферы. В различных континентальных крупных

изверженных провинциях известны случаи присутствия поздних кислых излияний, которые фиксируются вдоль зон глубинных разломов. Отметим, что на СП проявлений кислых расплавов не выявлено. Однако на границе СП и Западно-Сибирской плиты (ЗСП) известен гранитоидный Болготогский интрузив [Рябов и др., 2001], а на ЗСП описаны риолиты [Альмухамедов и др., 2000]. Численное моделирование демонстрирует отсутствие третьего уровня плавления в литосфере выше границы Мохо в рамках данной модели. Иными словами, в статье реализована ситуация, отвечающая развитию траппов СП. Из результатов решения нестационарной и стационарной многофронтной задачи Стефана для земной коры [Кудрявцев и др., 1969] следует, что выплавление гранитоидов в земной коре над астеносферой возможно при высокой эффективной теплопроводности как мантийных, так и коровых пород. В рассматриваемых термодинамических условиях такое явление может быть связано только с потоками флюидов, отделяющимися от границы кристаллизации в астеносфере. Это заключение приводит нас к общеизвестной схеме Д.С. Коржинского. К сожалению, включение этой схемы в полную постановку задачи динамики конвекции в верхней мантии с развитием области декомпрессионного плавления до настоящего времени не реализовано. Развитие конвективного плавления пород в зонах разломов рассматривалось ранее [Шарапов и др., 1977]. Хотя эта работа непротиворечива в отношении вида диаграммы состояния и допущения о мгновенном насыщении возникающего расплава летучей фазой, возможно или использовать расчеты температурных профилей без учета плавления, как в [Tutner et al., 1996], или использовать результаты цитированной работы на основе „склеивания“ данных расхода флюида при ретроградном кипении с данными динамики конвективного плавления, вытекающих из решения этой задачи В.С. Голубевым [1981].

Полная постановка количественной задачи динамики мантийно-коровых флюидно-магматических систем в рамках моделей М.П. Мазурова [1997] и В.В. Рябова [1999] до настоящего времени не осуществлена. Математическое моделирование проведено только для отдельных фрагментов этих сложных генетических конструкций. В частности, сейчас возможна правдоподобная интерпретация природы аномальных переходов кора—мантия в частных разрезах литосферных континентальных плит [Эренчик и др., 2000; Суворов и др., 2000; Никулин и др., 2001; Егоркин, 2004].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мантийно-коровые магматические и флюидные системы океанических и континентальных зон спрединга аналогичны в отношении эволюции структурно-динамических зон, а также типа взаимодействия магматогенных флюидов и пород литосферы. Наиболее существенно эти процессы различаются в тех случаях, когда в разрезе континентальной земной коры присутствуют карбонатные и солеродные отложения или в осадочном платформенном чехле имеются залежи углеводородов, угольные пласты и околонептяные воды. Примером появления таких уникальных вторично-коровых магматогенных систем являются большинство месторождений Сибирской платформы. Построение корректных математических моделей таких систем связано с большими содержательными и формальными трудностями. В случае субмаринных коровых флюидных систем океанических зон спрединга это можно сказать в отношении термальных систем, на выходе которых в осевых рифтовых долинах СОХ формируются отложения из „черных курильщиков“.

Авторы признательны К.В. Чудненко за возможность работать с новой версией ПК „Селектор“; К.Г. Ионе, К.Г. Моргунову, В.В. Рябову за конструктивные дискуссии; Л.Г. Бишаевой за помощь в подготовке графических приложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64107, 04-05-64322, 05-05-64262) и гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Риолиты — составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 2, с. 200—203.

Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Гора М.П. Особенности петрологии Онецкого крупнообъемного траппового интрузива (Западный сектор Сибирской платформы) // Петрология магматических и метаморфических комплексов, Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 6—11.

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М., Недра, 1981, 206 с.

Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

Исландия и Срединно-Атлантический хребт (геохимия). М., Наука, 1978, 181 с.

Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. СЕЛЕКТОР (программное средство расчета химических равновесий минимизацией термодинамических потенциалов). Иркутск, ИГХ СО РАН, 1994, 123 с.

Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Гладков И.Н., Сурков Н.В. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 891—907.

Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза // Геология и геофизика, 1969 (6), с. 29—37.

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

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океанов. М., Наука, 1990, 240 с.

Луканин О.А., Лапин И.В., Кадик А.А. Физико-химические условия образования магм базальт-ферробазальт-риолитовой вулканических серий Исландии и океанических рифтов // Вулканология и сейсмология, 1991, № 1, с. 46—61.

Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанического дна. М., Научный мир, 2000, 175 с.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск, Наука, 1985, 184 с.

Мазуров М.П., Бондаренко П.М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1584—1593.

Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Гора М.П., Титов А.Т. Генетические особенности сульфидных и оксидных руд, сопряженных с интрузивными траппами юго-запада Сибирской платформы // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита (Материалы между. (X всероссийского) петрографического совещания). Апатиты, Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005, с. 178—180.

Майсен Б., Бетгчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979, 110 с.

Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С. Алмазопрогностика. Иркутск, АЛРОСА, 2001, 311 с.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., Наука, 1975, 246 с.

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1237—1248.

Пухнаревич М.М. Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1986, 336 с.

Рябов В.В. Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (10), с. 1457—1473.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Новосибирск, Нонпарель, 2001, 401 с.

Рябчиков И.Д. Глубинные геосферы и рудогенез // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 3, с. 195—207.

Силантьев С.А., Базылев Б.А., Дассо Л., Карпенко С.Ф., Беляцкий Б.В. Связь плюмового магматизма и мантийного метасоматоза под Срединно-Атлантическим хребтом: петрологические и изотопно-геохимические свидетельства в породах перидотит-габброво-трондьемитовой ассоциации // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 1—19.

Суворов В.Д., Парасотка Б.С., Черный С.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли, 2000, № 7—8, с. 94—113

Теория металлизации железорудного сырья. М., Металлургия, 1982, 256 с.

Трубицын В.П., Рыков В.В. Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Российский журнал о Земле, 1999, т. 1. <http://eos.wdcb.ru/rjes/rje98005.htm>.

Шарапов В.Н. Функции распределения содержаний компонентов в разрезах флэд-базальтов Сибирской платформы как показатели эволюции магматической системы // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 2, с. 241—246.

Шарапов В.Н. Динамика развития надстеносферных флюидных систем // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 459—470.

Шарапов В.Н., Калинин А.С., Васильева Э.Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока // Геология и геофизика, 1977 (2), с. 3—10.

Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000, 405 с.

Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1299—1313.

Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. О локальной и региональной изменчивости в составе пермотриасовых эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (8), с. 741—752.

Шарапов В.Н., Акимцев А.Н., Ащепков И.В., Черепанов А.Н. Динамика тепломассопереноса в разрезе трещиновато-пористой литосферы за границей кипения в мантийном промежуточном очаге // *Геохимия*, 2004, № 2, с. 1271—1284.

Шарапов В.Н., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф. Динамика плавления мантийных пород над горчей точкой под океаническими хребтами // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (3), с. 280—288.

Эренчик Ю.М., Мильштейн Е.Д., Колесник Н.М. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // *Региональная геология и металлогения*, 2000, № 10, с. 209—228.

Явления геокатализа в синтезе природных углеводородов / К.Г. Ионе, В.М. Мысов, В.Н. Шарапов, М.П. Мазуров, С.В. Решетников. Новосибирск, ЗАО РИЦ „Прайс-курьер“, 2006, 141 с.

Anderson D.L. The plume assumption: frequently used arguments // *Mantle Plumes. Org.*, 2005. <http://www.dur.ac.uk/maple.plumes/FUA/html>.

Barth G.A., Kleinrock M.C., Helz R.T. The magma body at Kilauea Iki lava lake: potential insights into mid-ocean ridge magma chambers // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, № B4, p. 7199—7217.

Charlou J-L., Donval J-P. Hydrothermal methane venting between 12° N and 26° N along the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, № B6, p. 9625—9642.

De Paolo D.L., Bryce J.G., Dodson A., Shuster D., Kennegy B. Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2001, v. 2, № 7. doi:10.1029/2000GC000139. <http://start.org/journals/gc/index.html>

Foulger G.R., Pritchard M.J., Julian B.R., Evans J.R., Allen R.M., Nolet G., Morgan W.J., Bergsson B.H., Erlendsson P., Jakobsdóttir S., Ragnarsson S., Stefansson R., Vogfiörd K. The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper // *Geophys. J. Int.*, 2000, v. 142, p. F1—F5.

Ito G., Lin J., Gable C.W. Dynamics of mantle flow and melting at ridge-centered hotspot: Iceland and Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 144, p. 53—74.

Kelley D.S. Methane-rich fluids in the oceanic crust // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, № B2, p. 2943—2962.

Langmuir C.H., Bender J.F., Bence A.E., Hanson G.N., Taylor S.R. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36, p. 133—156.

Mandlik A., Christensen U.P. Effect of mantle depletion buoyancy on plume flow and melting beneath a stationary plate // *J. Geophys. Res.*, 1997, v. 102, p. 5019—5028.

Mantle flow and melt generation at Mid-Oceanic Ridge. Washington, AGU, 1992, 520 p. (Geophys. Monogr. Ser., 71).

Mantle metasomatism / Eds. M.A. Menzies, C.J. Hawkesworth Acad. Press., 1987, 422 p.

Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 24—49.

Morgan P.J., Morgan W.J., Zhang Y.S., Smith W.H.F. Observational hints for a plume-fed, suboceanic asthenosphere and its role in mantle convection // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 12753—12767.

Naldrett A.J., Lighthfoot P.C., Fedorenko V.A., Doherty W., Gorbachev N.S. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR // *Econ. Geol.*, 1992, v. 87, № 4, p. 975—1004.

Ribe N.M., Christensen U.N. Three-dimensional modeling of plume-lithosphere interaction // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 669—682.

Rock physics and phase relations: A handbook of physical constants / Ed. T.J. Ahrens // AGU Ref. Shelf 3. Washington, 1995, 205 p.

Sharapov V., Perepechko Y., Perepechko L. Influence of phase transition and interaction between hot spots on convection in the upper mantle // *EOS Trans. AGU*, 2005a, 86(52), Fall Meet. Suppl.

Sharapov V.N., Ione K.G., Mysov V.M., Mazurov M.P. Abiotic carbon in areas of thermal systems discharge in Mid-Atlantic Ridge // *Organic geochemistry: challenges for the 21st century (Vol. 1)*. 22 IMOG Seville (Spain), 2005b, p. 582—583.

Smrekar S.E., Parmentier E.M. The interaction of mantle plumes with surface thermal and chemical boundary layers: applications to hotspots on Venus // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 5397—5410.

Sugisaki R., Nimura K. Mantle hydrocarbons: abiotic or biotic? // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1994, v. 58, № 11, p. 2527—2542.

Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K., Peate D., Mantovani M. Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 11503—11518.

White R.S., McKenzie D.P. Magmatism at rift zones: the generation of continental margins and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1989, v. 94, p. 7685—7729.

White R.S., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 17543—17585.

Wyllie P.J. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // *J. Geodyn.*, 1995, v. 20, p. 429—468.

*Поступила в редакцию
25 мая 2006 г.*