

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ НАДАСТЕНОСФЕРНЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

В.Н. Шарапов

Институт геологии ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Мантийно-коровые флюидные системы, связанные с зонами декомпрессионного плавления над горячими точками, имеют ряд особенностей: 1) место и время развития флюидной системы меняется на прогрессивной и регрессивной ветвях существования астенولينзы; 2) структурные характеристики проницаемых зон над ее кровлей являются определяющими для динамики массообмена и формирования особенностей колонны метасоматических изменений пород литосферы, в том числе и полноты их гранитизации; 3) при глубокой метасоматической переработке мантийных пород их плотность может существенно отличаться от исходной таким образом, что аномально высокие и низкие величины этого параметра в поле T могут оказаться ортогональными принятым при томографических интерпретациях зависимостям $\rho = f(T, P)$; 4) локальное плавление метасоматизированных пород литосферы над астенولينзой, по-видимому, стандартный процесс в рассматриваемых мантийно-коровых флюидных системах.

Горячие точки, мантийная система, динамика, массообмен, метасоматоз.

EVOLUTION OF MANTLE-CRUST FLUID SYSTEMS

V.N. Sharapov

Mantle-crust fluid systems are associated with zones of decompression melting above hot spots. The place and duration of their development are different at the progressive and regressive stages of the related melting zone (asthenolens). Mass exchange and metasomatism of lithosphere rocks (structure of metasomatic column), including the degree of granitification, are controlled by the structural pattern of permeable zones above the fluid systems. Strong metasomatic rework of mantle rocks can change their density as much as to make the anomalous high and low densities in the temperature field orthogonal to the $\rho = f(T, P)$ functions used in tomographic interpretations. Local melting of metasomatized lithospheric rocks above the melting zones appears to be quite common to the mantle-crust fluid systems.

Hot spot, mantle system, dynamics, mass exchange, metasomatism

ВВЕДЕНИЕ

Проблема количественного описания эволюции мантийно-коровых магматогенных флюидных систем является элементом общеглобальной задачи динамики трансформаций форм конвективного переноса вещества и энергии через верхнюю мантию Земли, а также фиксации в земной коре и на ее поверхности эндогенных потоков вещества и энергии [1]. Системная постановка такой структурно-динамической задачи была сделана в серии статей Г.Л. Поспелова [2, 3], тогда как корректные количественные физические и математические модели динамики лишь для магматизма корового уровня удалось построить и в общих чертах показать в анализе конкретных магматогенных явлений много позднее [4—8]. Анализ динамики мантийно-коровых систем наиболее просто исследовать в зонах, где области плавления мантийных толщ наиболее близки к поверхности Земли, а породы верхней мантии практически выходят на поверхность морского дна. Создание эффективных алгоритмов для количественного описания таких систем позволило начать исследовать океанические мантийно-коровые магматические системы [9].

В последние 10—15 лет много внимания уделено количественному анализу адвективных потоков разуплотненного вещества в мантии Земли (плюмы), которые ранее связывали с горячими точками. Появились качественные представления о воздействиях плюмов и суперплюмов на все типы геодинамических процессов в земной коре. С последними сопоставляют потоки от внешней границы ядра Земли: разуплотненного мантийного вещества [10, 11 и др.], восстановленных флюидов [12], расплавов мантийных пород [13]. Известные количественные нестационарные модели динамики тепломассопереноса для указанных выше случаев построены пока для первого типа конвекции. На основе развития полученных в [9] результатов ниже мы будем обсуждать элемент сформулированной в [1] общеглобальной проблемы для частного случая ретроградного кипения мантийных магм. Задача представлена в форме

комплексной модели эволюции магматогенных мантийно-коровых систем [14—16] пока в рамках схемы двухуровневой конвекции в мантии Земли [17].

ПОСТРОЕНИЕ КАЧЕСТВЕННОЙ СХЕМЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТОГЕННОЙ МАНТИЙНО-КОРОВОЙ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ

Для простоты и ясности изложения обсуждаемой задачи оттолкнемся от случая развития магматической системы, аналогичной Гавайской горячей точке [18, 19]. Динамика ее развития показана в [20]. Для рассматриваемого ниже вопроса необходимо указать, в какой момент эволюции системы и в какой части области декомпрессионного плавления конвектирующих мантийных пород началась дистилляция летучей фазы, а также, как будет эволюционировать мантийно-коровая флюидная система с изменением со временем такого магматического очага. На рис. 1 показана 2Д схема эволюции области декомпрессионного плавления для случая той его степени в Гавайской магматической системе, которая считается по геохимическим характеристикам толеитовых лав приемлемой для петрогенетических построений [21, 22]. Определение времени и места проявления ретроградного кипения в системе следует из условия его развития, т. е. от положения границы солидуса в области отходящих от зоны адвекции конвективных потоков. Из физической картины развития декомпрессионного плавления мантийных пород следует [9], что в некоторой зоне отходящих от области адвекции гетерофазных конвективных потоков начинается кристаллизация выплавки из максимально разогретого мантийного вещества, имеющего при данных T и P предельную величину декомпрессионного частичного плавления мантийного субстрата. При этом формально область отделения флюида от астенолинзы выражена границей полного исчезновения жидкости в отходящем от зоны адвекции конвективном потоке. От этой боковой границы солидуса в астенолинзе с некоторого момента эволюции последней граница дистилляции начнет смещаться к центру области декомпрессионного плавления. Такая структура системы будет существовать на прогрессивной ветви эволюции магматического очага (см. рис. 1, б, в), когда происходит подъем верхней границы плавления, разрастание астенолинзы в стороны от зоны адвекции и достижение предельно высокого верхнего уровня стояния этой границы. С момента начала отмирания астенолинзы, когда кристаллизация выплавки идет вдоль всей ее верхней границы, ретроградное кипение будет происходить над всей площадью астенолинзы (см. рис. 1, а). Хотя необходимость учета этого граничного условия очевидна, в используемой нами численной модели декомпрессионного плавления, построенной Ю.В. Перепечко [9, 23], корректно включить его в используемую нами численную схему пока не удалось.

Характер поведения рассматриваемой мантийно-коровой флюидной системы для регрессивного этапа эволюции астенолинзы можно качественно определить по результатам корректного решения задачи ретроградного кипения базитовых магм для уровня глубин порядка 10—12 кбар [9], рассчитанное время существования магматической системы может возрасти на 25—50 % [23]. При расчете массообмена тип кривых распределения температур в литосфере мы получаем по [14], где рассматривается конвективный теплообмен в слоистой неоднородно-проницаемой литосфере, связанный с фильтрацией магматогенного флюида от границы ретроградного кипения независимо от характера эволюции структуры магматической системы (см. рис. 1). Основное внимание будет сосредоточено на задаче массообмена по описанию равновесной динамики физико-химического взаимодействия флюид—порода. Такую постановку вопроса необходимо прокомментировать в следующих отношениях: 1) в нашем случае не использована известная задача динамики неизотермического метасоматоза с развитием конвективного плавления при гранитизации [4], поскольку она построена в предположении существования перегрева расплава, через который барботирует газовая фаза (это ортогональное для обсуждаемого здесь процесса условие отделения газовой фазы); 2) необходимо получить физико-химическое описание взаимодействия флюида конкретного состава и мантийных пород; 3) оговорить физическую картину взаимодействия, а динамику прогресса толщ литосферы рассматривать для расходов флюида, характерных ретроградному кипению базитовых магм [4, 6, 9]; 4) определить основные понятия, использованные далее при построении модели процесса, поскольку в петрологической литературе и в физикохимии есть разночтения одинаковых терминов. В частности, под „метасоматозом“ мантийных пород петрологи пока понимают спектр изменений их состава, связанный с воздействием на твердую фазу как газовых смесей и жидких флюидов, так и расплавов [24]. При этом источники тех и других в известных нам качественных изотермических модельных построениях четко не обозначаются. При описании участия в метасоматозе газообразных флюидов не рассматривается неизотермическая динамика массообмена в форме сублимации. При количественном описании массообмена фильтрующихся расплавов и пород в последние годы используется „хроматографическая схема“ массообмена [24]. Нами такие случаи описываются в рамках задачи Веригина как ассимиляция [4]. Отметим, что теория изотермической и неизотермической динамики метасоматических процессов для рассматриваемого случая взаимодействия флюид—порода развита в [4, 7, 25]. Некоторые ее аспекты позднее по ряду моментов были дополнены [26—28]. Указанные источники при наличии данных о кинетике реальных реакций могли бы с необходимой полнотой описать динамику метасома-

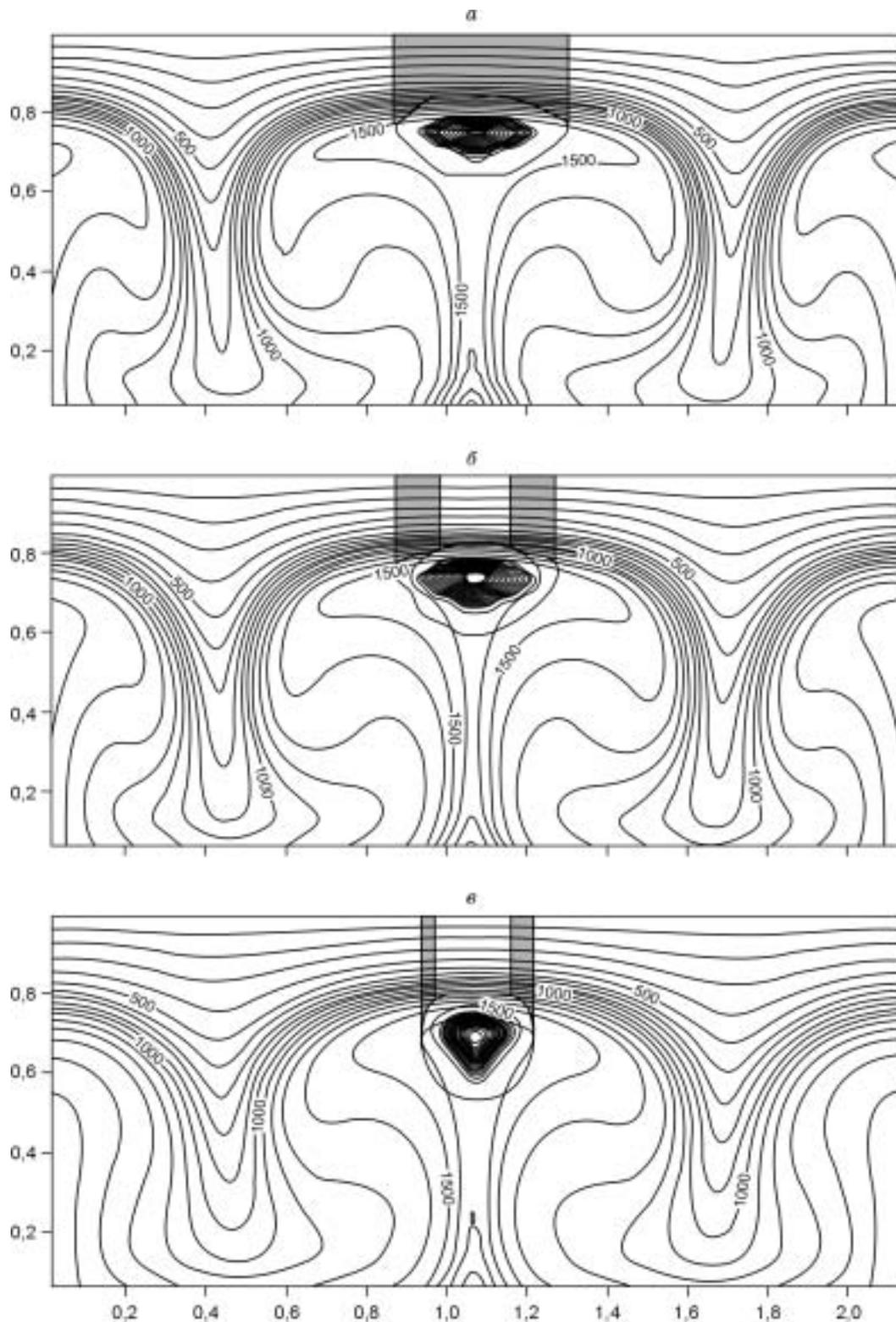


Рис. 1. Распределение температур над горячей точкой, положение области декомпрессионного плавления и границ дистилляции летучих от верхней границы астенотинзы для разных моментов ее эволюции после появления аномальной температуры под область перовскитового перехода.
а — 70, *б* — 60, *в* — 50 млн лет. В „ящике“ $x = 3000$, $y = 700$ км, T горячей точки, °С, размер аномальной зоны $l = 100$ км. В области плавления (астенотинза) степень содержания расплава приведена в относительных процентах.

тических процессов мантийных пород. Однако таковые не известны. Следовательно, эти материалы пока малопродуктивны при рассмотрении конкретных магматических мантийных систем и изменения вмещающих их пород. Далее, похоже, что отмеченными схемами метасоматоза процессы массообмена в мантийных породах не исчерпываются. Ранее было показано [5], что под базальтовыми вулканами островных дуг в области перехода земная кора—верхняя мантия проявляются процессы растворения и перекристаллизации базитовых и ультрабазитовых пород, локальное плавление минералов газами и рост дендритов ряда минералов из газовой фазы. При этом в исходных породах существенно возрастает пористость. Как следует из данных изучения структурных и минералогических изменений, в мантийных породах под внутриплитными четвертичными вулканами [29] подобные процессы проходят значительно глубже границы Мохо, по-видимому, достигая уровня генерации выплавки щелочных базальтов. Мы полагаем [15, 16], что наиболее полно такое взаимодействие магматогенных флюидов и мантийных пород можно оценить на основе известной схемы пар—жидкость—кристалл (ПЖК) [9, 16], в которой учитываются и процессы сублимирования (растворение минералов мантийных пород и переход летучих соединений в газовую фазу), и локального плавления пород при конденсации газовой фазы, и рост кристаллов из газовой фазы при ее выделении из магматических мантийных очагов. Но практическая реализация этой возможности [15, 16] также опирается в отсутствие данных о константах сублимации минералов мантийных пород. Остается попытка реализовать процесс равновесной динамики сублимации, конденсации и метасоматоза на основе метода минимизации термодинамических потенциалов. Нами такие возможности реализуются с помощью программного комплекса (ПК) СелекторWin в модификации проточных реакторов, разработанного группой И.К. Карпова [30, 31]. Таким образом, мы попытались получить первое численное описание для схемы рис. 1 путем сшивания нескольких задач: 1) дегазации кристаллизующегося в мантийном очаге базитового расплава; 2) расчета равновесного состава газовой смеси с раскристаллизовавшейся из базитовой жидкости породой; 3) расчета физико-химического взаимодействия этой газовой смеси с породами мантийного субстрата и оценки баланса массы при массообмене между фазами; 4) равновесной неизотермической динамики сублимирования базитовых и гипербазитовых пород; 5) динамики равновесной конденсации из газовой смеси переменной плотности на стенке трещины [14]. Ниже дополнительно к этим результатам будет обсуждаться случай фильтрации магматогенного флюида через породы литосферы.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Пусть имеется отмирающая астенолинза базитового расплава над горячей точкой [20], где от верхней границы кристаллизующейся магмы отделяется флюид постоянного состава. При установившемся процессе фильтрации распределение температур по потоку в зависимости от проницаемости пород в разрезе литосферы будет отвечать двум предельным случаям: квазилинейному и квазиadiaбатическому [14], которые в качестве оценок сверху и снизу использовались в расчетах физико-химической динамики массообмена. Для наглядности эффекта взаимодействия флюид—порода в отношении изменения минералогических и петрофизических характеристик пород литосферы рассматривался однородный лерцолитовый состав мантийного субстрата. Физикохимия процесса взаимодействия газовой фазы и породы моделировалась по схеме проточных реакторов [30]: резервуар (кристаллизующийся базитовый расплав) → мантийный трещиноватый субстрат-1 → мантийный трещиноватый субстрат-2 → ...- n (20—40) → внешняя среда (океаническое дно, атмосфера). Начальные и граничные условия численных экспериментов были следующими: 1) начальное давление газовой смеси в резервуаре-1 $P_0 = 45—20$ кбар, конечное давление $P_k = 1—0,5$ кбар, изменение P по разрезу считалось линейным; 2) $T_0 = 1100—1200$ °С, конечная температура на выходе флюида из области фильтрации $T_k = 400$ °С. При описании динамики неизбежно ведение некой временной шкалы протекания процесса. В нашем случае возможно принятие только безразмерной шкалы, строящейся по следующему принципу: пусть имеется некоторый виртуальный отрезок продолжительности численного эксперимента t , равный 1, который разделяется на некоторое конечное количество однородных отрезков от $0 \rightarrow t_{0+1}, t_{0+2} \dots \rightarrow t_n$. Сумма таких шагов и есть виртуальное время t . В нашем случае для удобства проведения численных экспериментов и ручной обработки их результатов выбрано $n = 100$.

Последовательность численных экспериментов при оценке равновесий в породах литосферы строилась по следующей схеме: 1) предварительно определялся возможный спектр равновесных минеральных ассоциаций в указанных интервалах T и P для фиксированного начального состава лерцолита и определялось распределение p_{O_2} и ρ (плотность) для времени t_0 ; 2) для однородно распределенных по разрезу модельной литосферы реакторов ($n = 20—40$) исследовалось последовательное взаимодействие флюид—порода от реактора к реактору одной порции флюида, весовое количество которого по отношению к весу породы в реакторе-1 на выходе из внешнего резервуара было < 2 мас.%; 3) после достижения равновесного состояния фаз флюид перемещался из реактора-1 в реактор-2 и так — до конечного реактора, далее флюид

рассеивался во внешней среде; число таких последовательных прогонок флюида равнялось 100, т. е. $t_0 \rightarrow t_{0,1} \rightarrow t_1$; 4) содержание флюида и его состав в каждом реакторе на каждом временном шаге менялись в соответствии с тем равновесным состоянием, которое отвечало локальным значениям T и P , а также составам породы и флюида на входе в резервуар на каждом временном шаге; 5) в источнике обычно газовая смесь состояла из следующих независимых компонентов: O, C, H, N, S, Cl, F.

При моделировании составов магматогенных флюидов необходимо учитывать возможные величины p_{O_2} . Отметим, что современные величины p_{O_2} в толще литосферы, по-видимому, варьируют в области между значениями IW- и QFM-буферов, тогда как более глубокие зоны верхней мантии, а также толщи нижней мантии характеризуются более низкими величинами p_{O_2} [32, 33]. С другой стороны, известны случаи относительно высоких величин p_{O_2} в расплавах базитов, поступающих на поверхность Земли из магматического очага над горячей точкой (Исландия). Исходя из такого рода соображений, при дистилляции флюидов от верхней границы кристаллизующихся астенотинз можно ожидать относительно широкого диапазона составов магматогенных газовых смесей. В целях получения оценок возможных пределов колебания составов измененных пород литосферы в численных экспериментах мы рассмотрели „виртуально предельные“ границы их варьирования в источнике в отношении изменения мольной доли кислорода (мольные количества $O = 0-2,2$), что соответствовало переходу всего железа в измененной породе при t_1 от Fe^0 ($O=0$) до Fe^{+3} ($O=2,2$).

В каждом эксперименте состав флюида в источнике принимался постоянным, а в отдельных экспериментах мольные количества указанных компонентов газовой смеси варьировались в интервалах: N = 0,01—0,02; S = 0,1—0,01; Cl = 1,0—0,02; F = 1,0—0,01; C = 4—0,1; H = 4—0,2. Мольные количества O в системе варьировались следующим образом. Для случая „восстановленного флюида“ мольное количество O при t_0 в каждом резервуаре соответствовало его сумме в оксидах для принятого химического состава лерцолита в 1 кг породы. При расчете равновесий в реакторах кислород в газовую фазу для случая $t > t_0$ заимствовался из минералов пород или газов, которые отвечали равновесию в породе для данных T и P при t_0 . При последующих шагах по времени ситуация повторялась в отношении возникшего на предыдущем шаге равновесного состава породы. Для окисленных флюидов мольное количество O в источнике в отдельных экспериментах варьировалось от 0,25 до 2,2.

Существуют определенные проблемы при использовании известных баз данных для рассматриваемой задачи [30, 31, 34]. Проведенные ранее оценки таковых [14] позволили остановиться в серии численных экспериментов на сочетании S_DUMP_DB, G_REID_DB, G_Yokokawa_DB.

ДИНАМИКА РАВНОВЕСНОГО МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ ПОТОКАМИ МАГМАТОГЕННЫХ ГАЗОВ

Хотя использованное приближение позволяет получать структурно весьма далекую от реальной картину соотношения между исходным минеральным составом мантийных пород и характером его преобразования на каждом виртуальном временном шаге до конечного равновесного состояния системы в ее локальных T - P точках, соотношения баланса массы компонентов между газовой и твердой фазами в них, по-видимому, можно принимать за малосмещенную оценку сверху. Именно с этой точки зрения излагаются полученные результаты численных экспериментов в рамках начального варьирования величин p_{O_2} за границей отделения флюида от магматической жидкости при принятой температуре солидуса.

Согласно теории динамики подвижных физико-химических барьеров [25], при воздействии на породу потока флюида с p_{O_2} более высоким или более низким, чем p_{O_2} породы и заключенного в ней флюида, при их взаимодействии возникает окислительно-восстановительный геохимический барьер (для краткости далее будем именовать его „роллом“), который будет перемещаться в направлении течения флюида. На этом геохимическом законе построены известные схемы Ф.А. Летникова [12, 35] воздействия мантийных флюидов на породы верхней мантии и земной коры. Теоретически в начале процесса взаимодействия в каждой точке системы значения p_{O_2} буферуются породой, а далее вплоть до границы ролла определяются его значениями на входе в систему. Естественно, в случае восстановленных газовых смесей по потоку образуется ролл окисления, а окисленных — восстановления. В зависимости от глубины источника флюида, распределения температуры в разрезе литосферы характер взаимодействия флюид—порода для газовых смесей одинакового состава несколько различен. В рамках проведенных экспериментов стационарное состояние системы не достигалось, и в верхней части метасоматической колонки всегда сохранялась зона частично измененных пород. Это объясняется очевидной недостаточностью виртуального времени протекания процесса в проведенных численных экспериментах. Ресурс использованных ЭВМ был недостаточным для достижения стационарного состояния при решении столь объемных задач. Рассмотрим полученные реализации применительно к проблеме гранитизации литосферных пород

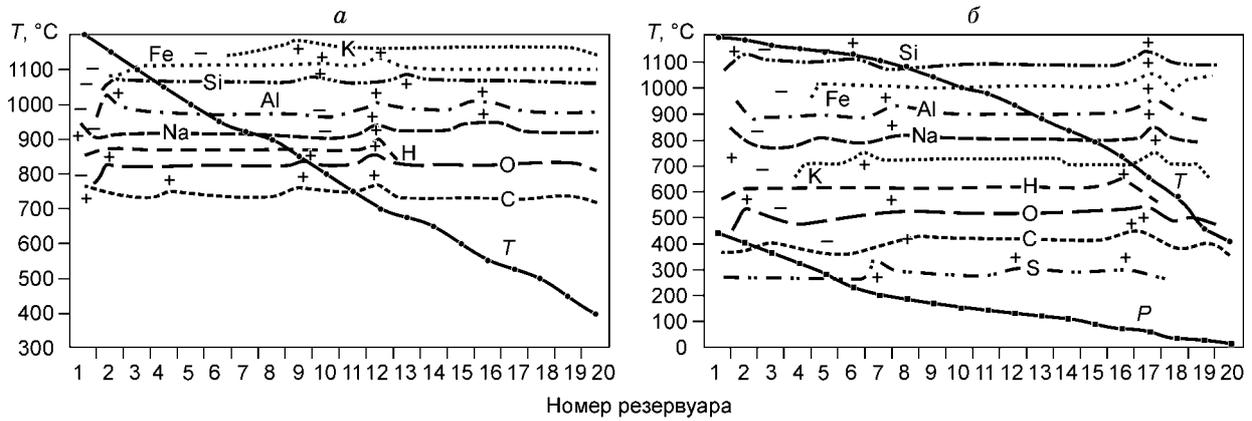


Рис. 2. Распределение зон деплетирования (–) и обогащения (+) петрогенными компонентами в метасоматической колонке при воздействии на породы литосферы восстановленного флюида при линейном (а) и нелинейном (б) распределении температур ($P_0 = 45$ кбар).

магматогенными мантийными флюидами в терминах деплетирования и обогащения пород по разрезу литосферы в отношении отдельных петрогенных компонентов.

Восстановленный флюид. Линейное распределение температур. При воздействии на мантийные породы восстановленного флюида у кровли астенотинзы образуется узкая область деплетирования, из которой происходит вынос Al, Fe, Si, O (рис. 2,а), и относительное накопление Ca, Mg, Na, а также появляются высокие содержания C, Cl, F. В метасоматической колонке относительно широка зона деплетирования K и максимально велика область полного выноса Mn, занимающая всю зону изменений пород от границы дистилляции флюида до внешней границы ролла, за которой его содержание возрастает по сравнению с начальным почти на два порядка. У отдельных петрогенных компонентов по потоку флюида имеются разные кривые распределения, на которых относительно начального содержания есть максимумы и минимумы. Число таких вариаций содержания и величина концентрационных волн различаются, при этом большая часть их максимумов совпадает с областью ролла (см. рис. 2,а).

Нелинейное распределение температур. Сравнение характеристик массопереноса при линейном и нелинейном распределении температур показывает (см. рис. 2), что при схожей равновесной динамике метасоматоза при повышении температуры в большей части разреза литосферы расширяется область проявления максимумов отложения, которая не связана с роллом. Последний, при нелинейном распределении температур смещен к поверхности Земли в низкотемпературную часть термальной системы. При этом ширина области выщелачивания Fe больше, а для K меньше, чем в случае линейного распределения температуры. Максимумы отложения K и Al смещены в более высокотемпературную часть разреза. В случае нелинейного профиля температур в области ролла совпадает положение максимумов Si, Fe, Al,

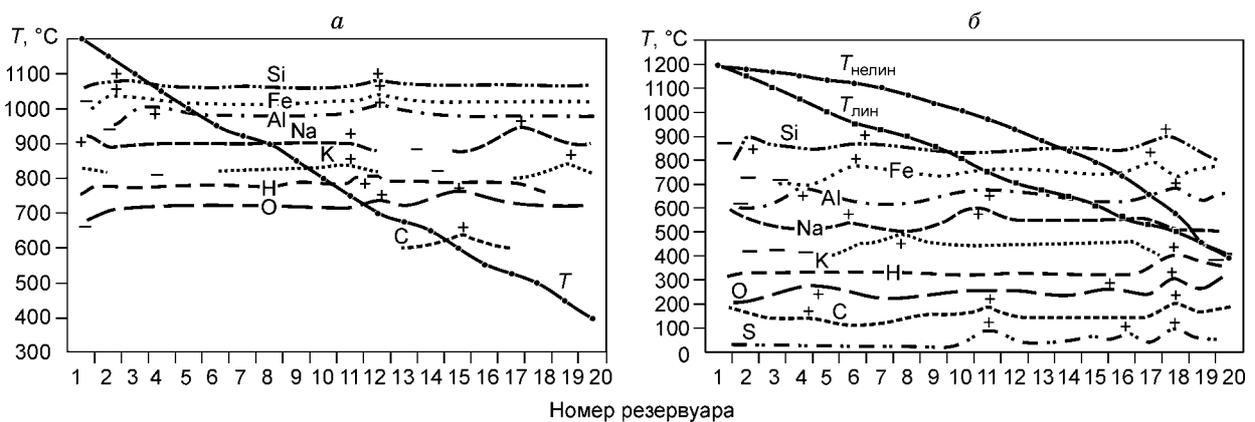
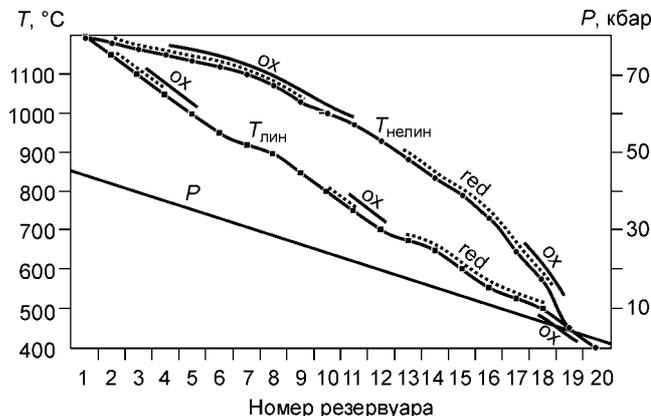


Рис. 3. Распределение зон деплетирования (–) и обогащения (+) петрогенными компонентами в метасоматической колонке при воздействии на породы литосферы окисленного флюида при линейном (а) и нелинейном (б) распределении температур ($P_0 = 45$ кбар). На рисунке (б) для сопоставления показан профиль температур случая а.

Рис. 4. Соотношение зон обогащения измененных пород литосферы петрогенными компонентами при воздействии восстановленных (red) и окисленных (ox) флюидов.



K, Na. Иными словами, это область максимальной гранитизации субстрата. Заметим, что в случае линейного профиля температур максимумы K и Na разнесены, зона отложения Si смещена выше по разрезу, чем Fe, Al и Na (см. рис. 2), а Ca, Mg максимально инертны.

Окисленные флюиды. Линейное распределение температур. Наличие потока окисленных флюидов в системе может привести к своеобразному профилю изменений в разрезе литосферы, который мало совместим с признаками гранитизации. 1. Максимумы щелочей разнесены и смещены в низкотемпературную область термальной системы. 2. Максимумы Si, Fe, Al располагаются в высокотемпературной части системы, и за ними следуют зоны интенсивного деплетирования щелочей. 3. Максимумы щелочей располагаются выше зоны максимального содержания оксидов железа и титана (рис. 3,а).

Нелинейное распределение температур. При таком профиле температурное воздействие на породы литосферы потока окисленных флюидов может привести к иному типу разреза метасоматических изменений пород литосферы, чем при линейном профиле T (см. рис. 3,б). В этом случае могут образовываться обширные зоны высокотемпературного деплетирования Fe, K и Al, произойти резкое разделение максимумов щелочей в высокотемпературной области флюидной системы и выщелачивание K и Na в области ролла.

Соотношение положения зон обогащения петрогенными компонентами в разрезе метасоматической колонки для рассмотренных случаев показано на рис. 4. Анализ полученных численных данных позволяет предполагать, что в процессах гранитизации пород литосферы мантийными магматогенными флюидами изменения состава пород, скорее, связаны с мало окисленными магматогенными флюидами. При этом масштабы и глубина преобразований исходных пород зависят от двух составляющих газовой смеси: соотношений мольных долей C-H-O и Cl-F-S. Первые определяют тип и характеристики ролла, а вторые — масштабы деплетирования пород над границей дистилляции летучих и гранитизацию разреза при снижении T и P по потоку флюидов. Очевидно, что схема Ф.А. Летникова [12] гранитизации мантийных и коровых пород восстановленными флюидами вполне правдоподобна для случая эволюции астенотиниз. Показанные характеристики массообмена над магматическими очагами базитовых расплавов в верхней мантии (см. выше и [14]) позволяют утверждать, что построения многих авторов в отношении связи гранитоидного магматизма с суперплюмами полезно было бы конкретизировать в отношении физико-химических характеристик магматогенных флюидов и гидродинамики их потоков над астенотинизами. При прочих равных условиях преобладание процессов конденсирования над метасоматическими реакциями, или наоборот, приведет к существенно различным результатам преобразования исходных субстратов в области температур, при которых возможно выплавление гранитоидных расплавов. Реализация описанных изменений состава пород литосферы неизбежно приводит к изменению плотности [36, 37]. Попытаемся оценить возможные значения величин такого рода изменения для различных P - T фаций.

О ВОЗМОЖНЫХ ВАРИАЦИЯХ ПЛОТНОСТИ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ НАД ГОРЯЧИМИ ТОЧКАМИ ПРИ ДИСТИЛЛЯЦИИ ЛЕТУЧИХ ИЗ МАНТИЙНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Плотность горных пород является экстенсивным параметром состояния системы, который аддитивен сумме значений плотностей минералов породы при данных T и P и ее пористости. В ПК СелекторWin плотность равновесных минеральных ассоциаций вычисляется на каждом временном шаге эксперимента. Как следует из полученных результатов, эволюция данного параметра может быть весьма значительна. Общей особенностью взаимодействия флюидов с ультрабазитовым субстратом (без учета их плавления) при линейном профиле температур является появление в диапазоне времен $t_{0,55}—t_1$ в интервале температур $750—650$ $^{\circ}\text{C}$ для восстановленных и $675—500$ $^{\circ}\text{C}$ для окисленных флюидов измененных пород с аномально высокой плотностью, которая на 30—60 % выше по сравнению с начальной величиной (рис. 5). В разрезе литосферы динамика изменения плотности для указанных типов газовых смесей достаточно сложна (рис. 6). Со временем состав минералов Fe во всем диапазоне глубин может меняться от самородного железа до гематита. В зависимости от вариаций потенциала кислорода, титан фиксируется в виде сфена или рутила, и существенно меняется состав граната, клинопироксена и оливина (рис. 7). В таких сложно построенных фациальных минеральных колонках (рис. 8) плотность метасоматизированных по-

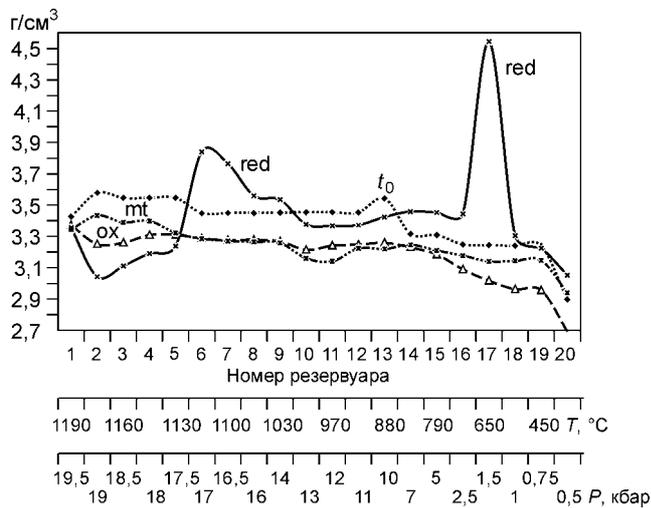


Рис. 5. Соотношения плотностей (ρ) метасоматически измененных пород литосферы для $t = 0,9-1$ для линейного профиля температур и $P_0 = \kappa$ бар:

t_0 — начальное распределение, ox — окисленный флюид, red — восстановленный флюид, mt — на входе в систему p_{O_2} флюида близко величинам кварц-магнетит-фаялитового буфера.

род, возникающих при воздействии восстановленных флюидов, больше на 3—4 %, чем у таких, связанных с окисненными флюидами. Относительно плотности пород для t_0 для восстановленных флюидов в интервале температур 1100—900 °C плотность выше на 2—4 %, в интервале температур 900—750 °C фиксируется более сложная динамика ее изменений плотности

при $\rho = f(t, Z)$. Виртуально фиксируется инверсия плотности измененных пород с уменьшением ее на 5—8 % в диапазоне времен $t_{0,05}-t_{0,35}$ и увеличение относительно t_0 при $t > t_{0,5}$ на 2—4 %.

Относительные плотности пород, связанных с воздействием окисленных флюидов в указанном диапазоне температур, ниже начальной на 2—4 %, максимальное уменьшение плотности отмечается для диапазона 900—750 °C.

Над границей источника магмогенного флюида в области деплетирования для восстановленных и окисленных флюидов характер изменения плотности ортогонален. Воздействие восстановленных флюидов здесь приводит вначале к понижению плотности, а затем к аномально высокому ее увеличению с переходом через значения для t_0 в диапазоне времен $t_{0,05}-t_{0,55}$. В случае окисленных флюидов со временем фиксируется уменьшение плотности от аномально высоких величин до аномально низких по модулю значений ρ относительно t_0 , составляющих $\approx 4-5$ %.

Во всех промоделированных случаях взаимодействия потоков магмогенных флюидов и мантийных пород для интервала $P_0 = 45-20$ кбар особенностью зон их метасоматических изменений над границами отмирающих астенотинз или промежуточных магматических очагов устанавливается образование сменяющих друг друга областей аномальных по модулю плотностей относительно $\rho_0 = f(T, P)$, знак которых может быть обратным как для вариаций по отношению к значениям $\rho_0 = f(T, P)$, так и к последовательности их расположения в разрезе литосферы для разных по начальному составу флюидов. Существенно также то, что в интервале времен $t = 0,1-1$ для фиксированного состава флюидов в источнике вид кривой $\rho = f(t, P)$ существенно меняется

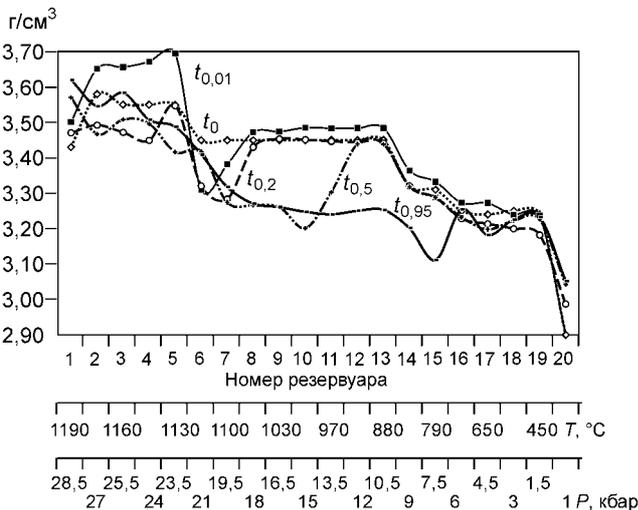


Рис. 6. Динамика изменения плотности метасоматизированных пород литосферы для разных виртуальных времен протекания процесса для восстановленного флюида и нелинейного распределения температур.

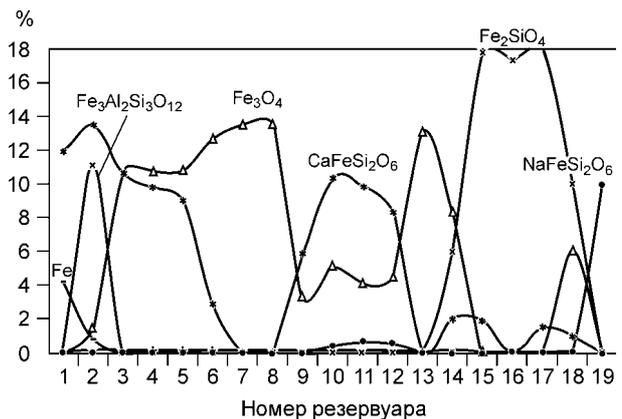


Рис. 7. Распределение миналов в минералах матасоматизированных пород литосферы для $t = 1$, mt — на входе в систему p_{O_2} флюида близко величинам кварц-магнетитового буфера.

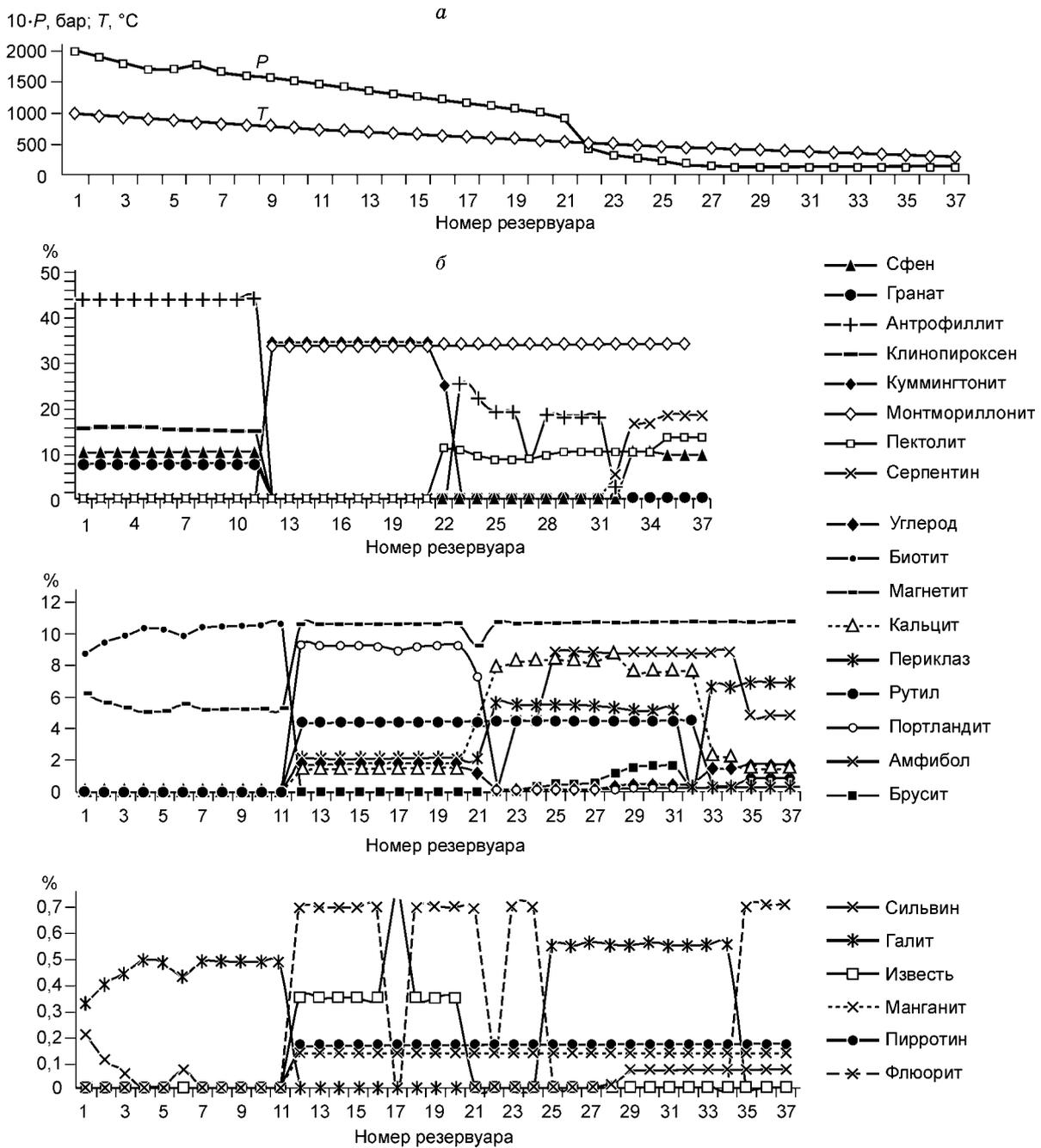


Рис. 8. Состав минералов по метасоматической колонке измененных пород литосферы, условия рис. 7.

a — изменение температуры и давления в резервуарах; *б* — изменение содержания минералов.

не только в отношении $\rho_0 = f(T, P)$, но также в смысле инверсии знака аномалий $\rho_i = f(T, P)$, что особенно характерно для $t > t = 0,5$.

Значение указанных вариаций плотности пород по разрезу литосферы при интерпретации томографических и иных сейсмологических данных для диапазона глубин 100—15 км в отношении их вида над горячими точками (плюмами) очевидно.

К ПРОБЛЕМЕ ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ НАД АСТЕНОЛИНЗАМИ

Основным минералогическим следствием процесса метасоматического преобразования пород литосферы под роллом является амфиболизация ультрабазитов и изменение состава гранатов. Поскольку

температуры флюида на входе в систему выше температуры плавления таких пород [38], то естественным процессом в рассматриваемых моделях мантийно-коровых флюидных систем должно быть развитие плавления метасоматизированных пород и формирование магм „контаминированных“ базальтов. Эта ситуация описывается некоторыми исследователями по схеме кондуктивного прогрева „водосодержащей“ литосферы над кровлей астенолинзы при объяснении наличия траппов с указанными петрохимическими характеристиками [39 и др.]. Если ввести специальное граничное условие, то динамику протекания такого процесса корректнее описать задачей конвективного плавления по модели „магматического замещения“, предваряемого метасоматической реакцией или без таковой [4]. Предельно упрощенная ситуация такого рода была рассмотрена ранее для пород земной коры [40], однако сейчас данный подход не может нас удовлетворить по ряду обстоятельств: 1) корректная оценка локальных масштабов плавления возможна при 2Д решении проблемы по схеме рис. 1; 2) необходимо описание нестационарной сегрегации не только расплава в астенолинзе, но и в области плавления метасоматически измененной литосферы; 3) необходимо описать динамику сегрегации газовой фазы в неоднородной деформируемой гетерофазной среде; 4) над зоной конвективного плавления метасоматически измененных мантийных пород должна присутствовать область конденсации пленок расплава из газовой фазы. К сожалению, ни одно из данных условий пока не имеет корректного физического описания. Поэтому все вышеизложенное может считаться не более чем „нулевым“ толкованием развития процесса флюидного преобразования литосферных пород, за которым неизбежно следует развитие локального плавления некоторой части метасоматической колонки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем сообщении сделана попытка построения, скорее, качественного метода анализа динамики массообмена в наиболее глубокой структурно-динамической зоне мантийно-коровой магматической системы. Интерпретация первых результатов такого анализа позволяет сделать ряд предположений: 1) место и время развития флюидной системы, связанной с эволюцией области декомпрессионного плавления над горячей точкой, меняется на прогрессивной и регрессивной ветвях существования астенолинзы; 2) структурные характеристики проницаемых зон над ее кровлей являются определяющими для динамики массообмена и формирования особенностей колонны метасоматических изменений пород литосферы, в том числе и полноты их гранитизации; 3) при глубокой метасоматической переработке мантийных пород их плотность может существенно отличаться от исходной таким образом, что аномально высокие и низкие величины этого параметра в поле T могут оказаться ортогональными принятым при томографических интерпретациях зависимостей $\rho = f(T, P)$; 4) локальное плавление метасоматизированных пород литосферы над астенолинзой, по-видимому, стандартный процесс в рассматриваемых мантийно-коровых флюидных системах.

Автор признателен сотрудникам лаборатории моделирования динамики эндогенных процессов Института геологии СО РАН Ю.А. Аверкину, Е.П. Бессоновой, А.И. Васильевой, М.П. Гора, В.Н. Доровскому, А.С. Жмодику, А.Н. Киргинцеву, М.П. Мазурову, Л.В. Миловой, А.Л. Павлову, Ю.В. Перепечко, В.В. Рябову, А.Я. Шевко за содержательные дискуссии по рассматриваемой проблеме, а также поддержку в проведении работ по созданию моделей магматических систем; коллегам из других подразделений ОИГГМ СО РАН и институтов СО РАН и РАН, участвовавшим в исследованиях и работающим совместно с нами над этими проблемами, — В.А. Акимцеву, П.М. Бондаренко, В.Т. Борисову, Ю.Р. Васильеву, В.С. Голубеву, В.П. Ильину, И.К. Карпову, Л.Н. Перепечко, В.Н. Попову, А.Н. Черепанову, В.К. Черепановой. Я признателен Л.Г. Бишаевой и М.П. Гора за помощь в техническом редактировании рисунков.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64107), НШ-1573.03. и КП Президиума СО РАН № 106.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Поспелов Г.Л.** Об „очаговой зоне“ земной коры, „магматогенной короне“ Земли, „ареалах магматизма“ и „структурных ассоциациях интрузивов“ // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1959, № 5, с. 19—35.
2. **Поспелов Г.Л.** Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика, 1962, № 11, с. 28—40.
3. **Поспелов Г.Л.** Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика, 1962, № 12, с. 40—57.
4. **Шарапов В.Н., Голубев В.С.** Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 1976, 170 с.
5. **Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н.** Петрогенезис под вулканами. М., Недра, 1979, 188 с.
6. **Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.** Динамика дифференциации магм. Новосибирск, Наука, 1986, 173 с.

7. **Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А.** Динамика тепломасообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск, Наука, 1990, 188 с.
8. **Шарапов В.Н.** Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1992, 133 с.
9. **Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н. и др.** Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000, 405 с.
10. **Turcotte D.L., Schubert G.** Geodynamics. Amsterdam—London—New York, John Wiley & Sons, 1982, 731 p.
11. **Трубицын В.П., Рыков В.В.** Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // Российский журнал о Земле, 1998. <http://eos.wdeb.rssi.ru/rjes/rje98005.htm>
12. **Летников Ф.А.** Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1262—1269.
13. **Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.** Термохимические плюмы // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1057—1073.
14. **Шарапов В.Н., Акимцев А.Н., Ащепков И.В. и др.** Динамика тепломассопереноса в разрезе трещиновато-пористой литосферы за границей кипения в мантийном промежуточном очаге // Геохимия, 2004, № 12, с. 1271—1284.
15. **Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Акимцев В.А. и др.** Модель динамики сублимирования пород литосферы над очагом базитового расплава // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 4, с. 533—536.
16. **Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Черепанов А.Н.** Динамика тепломассопереноса в разрезе трещиновато-пористой литосферы за границей кипения в мантийном промежуточном очаге // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск, 2002, с. 459—461
17. **Ita J., King S.D.** Sensitivity convection with an endothermic phase change to the form of governing equations, initial conditions, boundary conditions, and equation of state // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, p. 15919—15938.
18. **Watson S., McKenzie D.** Melt generation by plumes: a study of Hawaiian volcanism // J. Petrol., 1991, v. 32, № 3, p. 501—537.
19. **De Paolo D.L., Bryce J.G., Dodson A. et al.** Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume // Geochem. Geophys. Geosyst., G. 3, 2001, v. 2, PN 2000GC000139.
20. **Шарапов В.Н., Перепечко Л.Н., Рахменкулова И.Ф.** Динамика плавления мантийных пород над горячей точкой под океаническими хребтами // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 3, с. 280—288.
21. **Volcanism in Hawaii**, V. 1, 2. Washington, US Geol. Surv. Profes. Pap. 1350, 1987, 1667 p.
22. **Eggs S.M.** Petrogenesis of Hawaiian tholeiites.1. Phase equilibria constrains // Contr. Miner. Petrol., 1992, v. 110, p. 387—397.
23. **Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.** Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, с. 1237—1248.
24. **Mantle metasomatism** / M.A. Menzies, C.J. Hawkeswoth Eds. Acad. Press, 1987, p. 422.
25. **Голубев В.С.** Динамика геохимических процессов. М., Недра, 1981, 206 с.
26. **Балашов В.Н.** Диффузионный массоперенос в гидротермальных системах: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Черногловка, ИМ РАН, 1992, 45 с.
27. **Lichtner P.C., Balashov V.N.** Metasomatic zoning: application of ghost zones in the limit of pure advective mass transport // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, p. 369—387.
28. **Шеплев В.С.** Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 79 с.
29. **Ащепков И.В.** Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск, Наука, 1991, 157 с.
30. **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.
31. **Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А. и др.** Минимизация свободной энергии // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 4, с. 3—21.
32. **Кадик А.А.** Восстановленные флюиды мантии: связь с химической дифференциацией планетарного вещества // Геохимия, 2003, № 9, с. 928—940.
33. **Симаков С.К.** Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры. Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2003, 157 с.
34. **Дорогокупец П.И.** Уравнения состояния и термодинамика минералов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2004, 37 с.
35. **Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.** Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск, Наука, 1986, 215 с.

36. **Sobolev S.V., Babeyko A.Yu.** Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks // *Surv. Geophys.*, 1994, v. 15, p. 515—544.
37. **Шарапов В.Н., Кудрявцева О.П.** К оценке термодинамических параметров фазовой границы Мохо под областью развития траппов на Сибирской платформе и Западно-Сибирской плите // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 10, с. 993—1005.
38. **Майсен Б., Беттчер А.** Плавление водосодержащей мантии. М., Мир, 1979, 110 с.
39. **Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K. et al.** 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.
40. **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—9.

*Рекомендована к печати 2 февраля 2005 г.
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию
2 февраля 2005 г.*