

УДК 552.113; 552.13; 552.3; 536.2

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА РАСПЛАВА ПРИ ВНЕДРЕНИИ БАЗАЛЬТОВ В КИСЛЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ОЧАГ

П.Ю.Плечов*, И.С.Фомин*, О.Э.Мельник**, Н.В.Горохова**

* Геологический факультет МГУ

** НИИ механики МГУ

e-mail: pavel@web.ru

В статье рассмотрены вопросы теплообмена базальтовых и риолитовых расплавов с учетом фракционной кристаллизации фаз в базальтовом расплаве. Предложена численная модель механизма гомогенизации состава магм при внедрении порций базальтов в кислые магматические очаги. Результаты численного моделирования показали, что время, за которое происходит остывание базальтов и их фракционирование до риолитовых расплавов существенно меньше, чем требуется для химического взаимодействия, основанного на диффузионных механизмах.

1. Введение.

Идея смешения контрастных по составу магм сформировалась при изучении геологии и петрологии андезитовых островодужных вулканических центров [Eichelberger, 1978]. Основным механизмом такого смешения является поступление порций основной или средней (базальтовой, андезитовой) магмы в коровый очаг, который, как правило, содержит более кислую (дацитовую, риодацитовую или риолитовую) магму. Большинство таких магматических систем обнаруживается в островодужных обстановках, для которых характерны долгоживущие очаги кислой магмы.

Смешение магм проявляется в антидромных последовательностях извержений, синхронном извержении базальтов и гибридных пород, резорбции вкрапленников, сложной зональности минералов, неравновесных ассоциациям вкрапленников, возникновению реакционных кайм одних минералов вокруг других, обилию мафических включений, наличии контрастных групп расплавных включений [Попов, 1983; Vascon, 1986; Murphy et al., 2000; Наумов и др., 1997; Eichelberger et al., 2006; Плечов и др. 2000, 2008; Трусов, Плечов, 2005]. [Annen et al., 2006] показали, что крупные магматические интрузивные тела могут состоять из многих отдельных порций магмы, внедрявшихся последовательно и в результате слившихся в единое магматическое тело. Таким образом, смешение и уравнивание новой порции магмы должно было происходить многократно.

Неравновесные минеральные ассоциации. При смешении магмы в течение некоторого времени сохраняют кристаллы, кристаллизовавшиеся до смешения в одной из магм. Например, если базальтовый расплав, содержащий оливин, попадает в риолитовый расплав, содержащий кварц и извержение произойдет раньше, чем кварц и оливин будут разложены или переуравновешены в образовавшемся расплаве, образовавшаяся порода будет содержать неравновесный набор минералов. При смешении, по крайней мере один (при существенном изменении состава матричного расплава и условий два парагенезиса) из ранее существовавших парагенезисов находится в реакционных взаимоотношениях с матричным расплавом, что может отражаться в реакциях ранее кристаллизовавшихся минералов с расплавом. В качестве примера неравновесных ассоциаций фенокристов можно привести ассоциацию высококальциевого плагиоклаза, глиноземистой роговой об-

манки, высокомагнезиального оливина и хромистой шпинели с кислым плагиоклазом, низкоглиноземистым амфиболом, кварцем и основной массой риолитового состава [Feeley et al., 1996; Clynne, 1999; Costa & Singer, 2002; Трусов, Плечов, 2005].

Если предположить, что в долгоживущих вулканических центрах приповерхностный очаг заполнен кислой магмой, а поступающие порции расплава представлены более основной, то за счет смешения будет происходить не только повышение температуры в данной области магматического очага, но и смещение состава расплава в более основную область. Если новые физико-химические условия остались в пределах полей устойчивости ранее кристаллизовавшихся минералов, то это должно приводить к образованию зон вкрапленников с повышенной магнезиальностью для мафических минералов и более кальциевых зон в плагиоклазах. Скорость диффузионного выравнивания зональности внутри кристаллов мала по сравнению с периодичностью внедрений порций магмы и извержений, поэтому в продуктах извержений часты сложнзональные кристаллы, отражающие историю изменения состава расплава и физико-химических параметров очага.

Отсутствие равновесия вкрапленников с матричным расплавом проявляется в образовании реакционных кайм вокруг минералов, неустойчивых в новых условиях. Наиболее распространены каймы клинопироксена вокруг ортопироксена (например, [Eichelberger, 1978; Murphy et al., 2000]), паргаситовые каймы вокруг биотита (например, [Nakada et al., 1997]), ксенокристы кварца с каймами клинопироксена (например, [Eichelberger, 1978; Murphy et al., 2000]) и оливины с каймами амфибола или пироксена (например, [Dirksen et al., 2006]). Показано, что распространенные в островодужных дацитах и андезитах реакционные каймы вокруг амфиболов могут образоваться за счет прогресса кислой магмы в очаге инъекциями базальтов [Плечов и др., 2008].

Расплавные включения. Расплавные включения в минералах, которые кристаллизовались в магмах до смешения, могут сохранять первоначальные расплавы. Состав основной массы породы может отражать состав расплава, который образовался уже в результате смешения. Например, Наумов с соавторами [Наумов и др., 1997] статистически показали, что в андезитовых островодужных системах преобладают расплавные включения базальтового, андезибазальтового и дацит-риолитового, риолитового

составов и практически отсутствуют расплавленные включения андезитового состава, что подразумевает гибридный генезис островодужных андезитов за счет смешения базальтовой и риолитовой магмы.

Меланократовые включения. В продуктах извержений многих андезитовых и дацитовых островодужных вулканов наблюдается множество меланократовых включений. В качестве примера можно привести вулканы Унзен, Япония [Nakada, 1997]; Пинатубо, Филиппины [Pallister et al., 1996]; Суффриере Хиллс, Монтсеррат [Murphy et al., 2000]; вулканы Безымянный [Горшков, Богоявленская, 1965], Шивелуч [Dirksen et al., 2006], Кизимен [Трусов, Плечов, 2005], Дикий Гребень [Bindeman, 1993] на Камчатке.

2. Возможные механизмы инъекции и фрагментации базальтовой магмы.

Механизм внедрения базальтовых магм в кислые очаги вероятно может быть различным для различных вулканов. Например, [Annen&Sparks, 2002] в качестве основного механизма предлагают периодические внедрения базальтовых даек в частично расплавленный очаг. Внедряющаяся магма при этом в дальнейшем может дезинтегрироваться на фрагменты под действием очаговой конвекции. Другой возможностью является относительно медленное просачивание базальтовой магмы сквозь трещины в стенках очага и ее вовлечение в конвекцию, происходящую в очаге. Наконец, за счет разности плотностей базальтового и риолитового расплава возможно образование двухслойного очага, на границе слоев которого происходит теплообмен между магмами. При этом кристаллизация базальтовой магмы может привести к пересыщению её летучими, образованию пузырьков и всплытию порции базальтовой магмы. В любом из перечисленных выше сценариев образуются довольно компактные порции базальтовой магмы, которые затем взаимодействуют с вмещающим риолитовым расплавом, что приводит к их охлаждению и кристаллизации. По-видимому, эти компактные порции существуют в магматическом очаге в виде отдельных глобул различных размеров, а в продуктах извержений наблюдаются в виде меланократовых включений. Размеры меланократовых включений и неоднородностей в островодужных вулканиках варьируют от долей миллиметра до первых метров. В работе [Bindeman, 1993] приведено распределение размеров меланократовых включений по размерам для влк. Дикий Гребень (Камчатка). Размеры включений имеют распределение, близкое к логнормальному, варьируют от 1 до 20 см с максимумами распределения в диапазоне 2-5 см. Поэтому диапазон размеров фрагментов базальтовой магмы может быть сужен до этих величин.

3. Постановка задачи и математическая модель.

3.1 Описание возможного механизма инъекций.

Нами предлагается следующий механизм взаимодействия инъекций основной магмы с веществом приповерхностных очагов кислого состава:

Инъекции основной магмы поднимаются и внедряются в приповерхностный очаг в виде даек. При попадании в вязкую среду кислых расплава они продолжают подниматься вверх, постепенно деформируясь за счет сопротивления вязкой среды и возникающих конвекционных течений. Скорость конвекционных течений в вязкой среде

не может быть велика, расстояние, на которое может переноситься материал за счет этого механизма, оценивается нами в первые метры. При этом происходит фрагментация внедряющейся магмы на глобулы различного размера, распределяющиеся по объему магматического очага. При движении глобул в вязкой среде возможен механический захват посторонних вкрапленников из вмещающей магмы. Базальтовая магма начинает кристаллизоваться вследствие резкого контраста температур. Эта кристаллизация носит преимущественно фракционный характер, так как время кристаллизации мало по сравнению со временем, необходимым для диффузионного переуравновешивания ранее кристаллизовавшихся вкрапленников. Окружающая магма прогревается за счет теплообмена с внедрившейся порцией базальтов и выделившейся теплотой при кристаллизации базальтовых глобул.

Уравновешивание по температуре базальтовых глобул с окружающим расплавом вызывает массовую кристаллизацию минералов из базальтового расплава. Количество и состав образующегося при этом остаточного расплава внутри глобул будет являться преимущественно функцией температуры, к которой стремится магматическая система при термическом равновесии. Поскольку температура внутри и снаружи глобул после уравновешивания одинакова, мы можем ожидать близкие по составу расплавы как внутри глобул, так и в окружающей их магме. Время, в течение которого может существовать в неизменном виде остаточный расплав, ограничено общим остыванием магматической системы.

Частично раскристаллизованные глобулы, находящиеся в магматическом очаге в течение долгого времени, будут постепенно распадаться на отдельные кристаллы и гломеропорфировые сростки. Остаточный расплав из глобул при этом процессе будет иметь возможность смешаться с матричным расплавом окружающей магмы. Феррические минералы (например, оливин) сформированные при кристаллизации базальтовой магмы реагируют с остаточным расплавом и полностью дезинтегрируются в течение 4-12 лет в зависимости от размера зерен [Coombs et al., 2004; Dirksen et al., 2006]. Пироксен может диффузионно переуравновешиваться с магмой примерно за эти же интервалы времени. Скорости диффузии CaAl – NaSi в плагиоклазе крайне низки, поэтому плагиоклазы зачастую сохраняют сложную зональность в течение всей жизни магматического очага.

Из описанного выше ясно, что непосредственное смешение базальтового и риолитового расплава не происходит. Процесс взаимодействия базальтов и риолитов при подчиненном количестве базальтов проходит в несколько стадий. На первой стадии базальтовая магма кристаллизуется, формируя кристаллы и остаточный расплав. На второй стадии остаточный расплав смешивается с матричным расплавом вмещающей магмы, а кристаллы частично или полностью переуравновешиваются с этим же матричным расплавом. При новых инъекциях базальтов и прогреве магмы очага эти кристаллы могут частично или полностью растворяться, адаптируя состав матричного расплава к более высокой температуре.

В данной работе представлены результаты численного моделирования эволюции базальтовых глобул в

кислом магматическом очаге с учетом кристаллизации базальтового расплава и теплообмена с окружающей магмой.

3.2 Описание системы, начальных и граничных условий.

Для описания процессов теплообмена и кристаллизации порции базальтового расплава будем считать, что при внедрении в риолитовый расплав она разбивается на сферические капли одинакового радиуса R , расположенные на одинаковых расстояниях друг от друга. Каждая капля окружена сферической оболочкой риолитового расплава, которой она отдает тепло. Будем считать, что в единице объема (например, в 1 м^3) находится N капель базальта. Тогда внешний радиус каждой ячейки S , содержащей каплю базальта, определяется соотношением:

$4\pi S^3 N/3 = 1$. Тем самым, ячейки, пересекаясь, покрывают полный объем магмы. Если задана объемная доля базальтового расплава α , то радиус капли расплава определяется соотношением: $4\pi R^3 N/3 = \alpha$. Подобная ячеистая схема для представления многофазной среды была с успехом применена [Navon et al., 1998] для моделирования динамики роста пузырьков в магме. Считаем, что в каждой ячейке распределение параметров обладает центральной симметрией, то есть зависит только от радиальной координаты r .

Будем считать, что время фрагментации базальтового расплава достаточно мало по сравнению со временем остывания капли, так что охлаждением базальтового расплава в процессе фрагментации можно пренебречь. В дальнейшем по результатам расчетов будет оценено время остывания капли, что позволит сделать оценки на необходимую скорость фрагментации базальтового расплава. Исходя из сделанных предположений начальное распределение температуры $T(r, t=0)$ в ячейке имеет вид:

$$T(r, t = 0) = \begin{cases} T_b, & 0 < r < R \\ T_r, & L < r < S \end{cases} \quad (1)$$

Здесь индексами β и γ обозначены температуры базальтовой и риолитовой магм.

3.3 Уравнение, описывающее процесс теплопереноса.

Для описания эволюции температуры в ячейке запишем уравнение притока тепла, для контрольного объема V , образованного пересечением телесного угла с раствором $d\phi$, $d\psi$ со сферами с радиусами r_1 и r_2 ($r_2 - r_1 = dr$).

$$\frac{d}{dt} \int_V U dV = \int_V Q dV + \int_{\Sigma} F d\Sigma \quad (2)$$

Здесь U – внутренняя энергия единицы объема магмы, Q – удельная мощность источников тепла (в данном случае связанных с выделением скрытой теплоты кристаллизации), F – потоки тепла через границу объема V , t – время. В силу сферической симметричности задачи проинтегрируем уравнение по углам ϕ и ψ от нуля до 2π и перепишем уравнение (2) в виде:

$$\begin{aligned} & \frac{4}{3} \rho (r_2^3 - r_1^3) \frac{\partial}{\partial t} \langle U \rangle = \\ & = \frac{4}{3} \rho (r_2^3 - r_1^3) \langle Q \rangle + 4\pi (r_2^2 F_2 - r_1^2 F_1) \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь величинами в угловых скобках обозначены средние по объему величины внутренней энергии и мощности источников тепла. Для потоков тепла через соответствующие границы верен закон Фика:

$$F_i = -k \text{grad}(T)_{r=r_i} = -k \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right)_{r=r_i}; \quad i = 1, 2 \quad (4)$$

Здесь k – коэффициент теплопроводности магмы, который зависит от ее химического состава, но в первом приближении может считаться постоянным. Внутреннюю энергию представим в виде произведения плотности магмы, ее теплоемкости и температуры. Поскольку магма состоит из расплава и различных кристаллов, ее плотность и теплоемкость складываются из суммы плотностей и теплоемкостей отдельных компонент. Введем массовые доли кристаллов в магме x_j . Тогда массовая доля расплава x_m выражается следующим образом:

$$x_m = 1 - \sum_{j=1}^n x_j \quad (5)$$

Здесь n – число видов кристаллов, присутствующих в расплаве. Внутреннюю энергию магмы представим в виде:

$$U = \left(\rho_m x_m C_m + \sum_{j=1}^n \rho_j x_j C_j \right) T \quad (6)$$

Здесь ρ – плотности расплава и кристаллов, C – удельные теплоемкости. В настоящей работе мы пренебрегаем отличиями теплоемкостей и плотностей расплава и соответствующих кристаллов, поэтому вместо (6) используем более простую формулу: $U = \rho C T$, где ρ и C – средние значения плотностей и теплоемкостей.

Выделение внутренней теплоты кристаллизации приводит к появлению источников тепла. Выразим их в виде:

$$\begin{aligned} Q &= \sum_{j=1}^n L_{*j} \rho_j \frac{\partial x_j}{\partial t} = \\ &= \left(\sum_{j=1}^n L_{*j} \rho_j \frac{\partial x_j}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial t} + \left(\sum_{j=1}^n L_{*j} \rho_j \frac{\partial x_j}{\partial p} \right) \frac{\partial p}{\partial t} \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь L_{*} – скрытая теплота кристаллизации соответствующего компонента, P – давление. Последнее равенство (7) верно только если мы пренебрегаем кинетикой кристаллизации и считаем, что массовые доли отдельных кристаллов определяются только температурой и давлением.

В качестве граничных условий для уравнения (3) задаются условия ограниченности температуры при $r = 0$ и отсутствия потока тепла при $r = S$. Уравнение (3) совместно с соотношениями (4-7) решается численно на каждом шаге по времени совместно с уравнениями, описывающими кристаллизацию расплава. Модель кристаллизации будет описана в следующем разделе.

3.4 Моделирование кристаллизации.

Для моделирования эволюции базальтового расплава и выделения скрытой теплоты в каждой из точек профиля используются термодинамические модели минерал-расплав для оливина, клинопироксена, ортопироксена,

плагиоклаза и магнетита [Арискин, Бармина, 2000], связывающие состав минерала и температуру кристаллизации при данном составе магматического расплава. Модели минерал-расплав были преобразованы относительно стехиометрии минерала к виду (8):

$$\Delta C = K - \exp(f(T, P, F_{O_2}, C_i^m)), \quad (8)$$

где ΔC – отклонение от стехиометричности минерала, K – стехиометрический коэффициент, F_{O_2} – фугитивность кислорода, C_i^m – содержания петрогенных компонентов в расплаве.

Данное уравнение решается для каждого минерала относительно температуры методом деления отрезка пополам при условии схождения ΔC к нулю. Кристаллизующийся минерал определяется по правилу Ван-Кирка [Арискин, Бармина, 2000] как имеющий максимальную из рассчитанных температур. Кристаллизация данного минерала производится по уравнениям масс-баланса (9), записанного относительно компонентов расплава (C_i^m, C_i^s - содержания петрогенных окислов в расплаве и в твёрдой фазе, s – шаг кристаллизации):

$$C_i^m = \frac{C_i^m - sC_i^s}{1 - s} \quad (9)$$

Шаг кристаллизации принят как 10^{-6} от количества существующего в системе расплава. Условием окончания кристаллизации является достижение температуры, полученной на основе решения уравнения теплопроводности для данной точки профиля.

Учёт скрытой теплоты кристаллизации производится по уравнению (10)

$$L_* = \sum_i \sum_k \Delta H_{i,k} \Delta x_{k,i} \quad (10)$$

где L_* – теплота, ΔH_i – энтальпия кристаллизации i -того компонента, Δx_k – количество компонента, кристаллизовавшегося на j -ом шаге.

4. Численный метод.

На интервале $r \in (0, S]$ введем разностную сетку с шагом $h_k = r_{k+1} - r_k$. Тогда уравнения (3) и (5) можно переписать в виде:

$$\frac{U_k - U_k^0}{\Delta t} = Q_k + w(r_{k+1}^2 F_{k+1} - r_k^2 F_k); \quad (11)$$

$$w = \frac{3}{(r_{k+1}^3 - r_k^3)}; F_k = -k \frac{(T_k - T_{k-1})}{h_{k-1}}$$

Уравнение (11) представляет собой нелинейное разностное уравнение относительно температуры, поскольку член, отвечающий за мощность источников тепла зависит сложным нелинейным образом от температуры (см. уравнение (7)). После линеаризации уравнение (11) приводится к трехточечному уравнению, связывающему значения температуры в точках $k-1$, k и $k+1$. Оно, совместно с разностными аналогами граничных условий, решается методом прогонки. В случае, если массовые доли минералов зависят только от температуры внутреннюю энергию магмы можно переопределить:

$$U = \left(rC - \sum_{j=1}^n L_{*j} r_j \frac{dx_j}{dT} \right) T \quad (12)$$

При этом источниковый член в уравнении (11) пропадает. Блок-схема программы расчета эволюции температуры магмы представлена на рис. 1. В начальный момент времени задаются температуры базальтовой и риолитовой магм, а также их составы. Далее на шаге по времени производится расчет кристаллизации магмы, выделившегося тепла и температура корректируется исходя из решения уравнения (11). Вычисления заканчиваются, когда разность температур в центре и на внешней границе ячейки становится меньше, чем наперед заданное значение.



Рис. 1. Блок-схема программы для численного моделирования кристаллизации глобулы с учётом теплообмена с окружающей магмой. Обозначения: T_b и T_m - температуры базальтов и риолитов, x_j - состав базальтов, t - время.

5. Применение модели к реальным объектам: вулкан Кизимен.

В данной статье мы рассмотрим в качестве конкретного примера магматическую систему вулкана Кизимен (Камчатка). Все признаки подпитки базальтовой магмой и риолитового очага, описанные выше, характерны и для этого вулкана [Трусов, Плечов, 2005; Churikova et al., 2007]. [Churikova et al., 2007] отмечают обилие крупных меланократовых включений (до 35% об.) в лавах вулкана Кизимен, размерностью до 30-35 см. Меланократовые включения представлены базальтами и андезибазальтами. В них присутствуют вкрапленники оливина, плагиоклаза, клинопироксена. Оливин содержит включения хромшпинелида. Характерные вкрапленники плагиоклаза имеют практически незональные ядра, иногда со структурой «рыхлой середины» и высококальциевый состав An_{91-97} [Трусов, Плечов, 2005]. Внешняя зона вкрапленников шириной 40-50 мкм имеет очень резкую прямую зональность вплоть до An_{49} . Микролиты плагиоклаза в меланократовых включениях имеют состав An_{48-53} . Такие каймы вокруг не-

зональных ядер плагиоклаза свидетельствуют о резко фракционной кристаллизации уже после фрагментации базальтового расплава на отдельные капли. Наличие внутри меланократовых включений явно резорбированных кристаллов роговой обманки, ортопироксена и кислого сложнзонального плагиоклаза связывается нами с механическим захватом этих вкрапленников из окружающей магмы во время внедрения базальтов в приповерхностный очаг и его фрагментации в вязкой среде.

На основе изучения парагенезисов вкрапленников и расплавных включений в них были полностью реконструированы составы и условия для риолитовой и базальтовой магм, участвовавших в процессе смешения. Состав расплава в магматической камере оценивался по стекловатым расплавным включениям во вкрапленниках ортопироксена (28 составов, мас.%): SiO_2 - 74.1-80.2, TiO_2 - 0.06-0.9, Al_2O_3 - 10.33-14.24, FeO - 0.91-2.54, MnO 0.1-0.5, MgO 0.02-0.22, CaO - 0.2-2.6, Na_2O 2.2-4.7, K_2O 2.0-3.7. Составы стекол основной массы в образце, в котором изучались включения, идентичны включениям, что позволяет пренебречь влиянием процессов смешения на состав кислой магмы. Таким образом, долгоживущая магматическая камера под вулканом Кизимен заполнена риолитовым расплавом с парагенезисом вкрапленников плагиоклаз – роговая обманка – ортопироксен – титаномагнетит – ильменит. Эта магматическая камера соответствует глубине 4-6 км, существует при температурах 750-825°C и является главным источником вещества для эксплозивных извержений и экструзивных куполов [Трусов, Плечов, 2005].

Расплавные включения в оливине из меланократовых включений имеют состав (среднее по 12 включениям): SiO_2 - 46.34, TiO_2 -1.5, Al_2O_3 - 19.96, Fe_2O_3 - 1.62, FeO - 8.72, MnO - 0.16, MgO - 5.27, CaO - 11.75, Na_2O - 3.47, K_2O - 0.83. Температура этого расплава оценена в 1110-1120°C, фугитивность кислорода на уровне буфера NNO [Трусов, Плечов, 2005].

5.1 Параметры моделирования.

Форма глобул базальтов принималась за сферы, радиус варьировался от 0,5 до 32 см. Были проведены расчеты для 10, 15, 20, 25, 30 и 35 % базальтовой магмы, внедряющейся в риолитовый очаг. Как показано в [Bindeman, 1993], отношение базальтов к объему риолитов обычно лежит в пределах 4-10% об., но на фронте фрагментации оно может быть значительно выше.

Параметры очага и внедрявшихся базальтов были взяты из работы [Трусов, Плечов, 2005]. Температура базальта при внедрении 1390К (1117°C), температура магматического очага до внедрения базальтов была принята за 1023 К (750°C), давление в системе принято за 0.14 ГПа. Для расчетов принималось постоянное отношение в расплаве $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 4.8$. Для расчёта фугитивности кислорода использовалось уравнение кислородного буфера никель-бунзенит. Кристаллизация фаз из расплава принималась фракционной, т.е. выкристаллизовавшиеся фазы не перераспределялись с остаточным расплавом. Скрытая теп-

лота кристаллизации оценивалась по величинам энтальпии кристаллизации ($\Delta H_{\text{оливин}}=63.35$, $\Delta H_{\text{плагиоклаз}}=101.42$, $\Delta H_{\text{клинопироксен}}=147.78$, $\Delta H_{\text{ортопироксен}}=70.46$, $\Delta H_{\text{магнетит}}=138.16$ кДж/моль [Вуд, 1992]). Теплопроводность, теплоемкость и плотность базальтов и риолитов принимались постоянными и равными 1 Вт/(м·К), 1200 Дж/(кг·К) и 2500 кг/м³ соответственно.

5.2. Выбор стартового состава для моделирования.

Как показано выше, меланократовые включения контаминированы вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки и ортопироксена из вмещающих дацитов. Возможно, расплав из магматического очага также попадал в некотором количестве внутрь глобул. С другой стороны, часть остаточного расплава после уравнивания температур могла механически покинуть пространство глобул. Таким образом, состав меланократовых включений зависит от многих локальных факторов и поэтому разнообразен. Мы не можем считать состав меланократовых включений адекватным составу порций внедряющихся базальтов.

Составы расплавных включений в минералах-вкрапленниках из глобул могут отражать некоторый этап кристаллизации магматического расплава и состав и условия существования этого расплава в момент захвата включений. Однако они не отражают состава порции магмы в целом, которая является смесью расплава и вкрапленников.

Поэтому в качестве стартового состава базальтовой магмы для моделирования нами были выбраны составы лав конуса Тамары. Этот конус расположен в 12 км к северо-западу от вершины вулкана и является единственным сохранившимся базальтовым эруптивным центром, предвзвешившим возникновение вулкана Кизимен [Мелекесцев и др., 1992]. В лавах конуса Тамара не обнаружено неравновесных парагенезисов, следов смешения и гибридации магм [Мелекесцев и др., 1992], что позволяет принять состав этих лав адекватным порциям базальтов, поступающих в приповерхностный очаг в течение эволюции магматической системы вулкана Кизимен. Следует отметить, что данный состав имеет расчетную ликвидусную температуру около 1190°C, а при температуре внедрения в кислый магматический очаг при 1117°C представляет собой магму, закристаллизованную примерно на 40%. Моделирование кристаллизации для этого состава показывает, что в момент внедрения в базальтовой магме должны были присутствовать вкрапленники плагиоклаза (около 30% масс.) и оливина (около 8 % масс.), что хорошо соответствует петрографическим наблюдениям, описанным выше.

Выбор стартового состава для вмещающей магмы не столь принципиален, так как в данной численной модели не учитывается кристаллизация и растворение минералов для риолитового расплава.

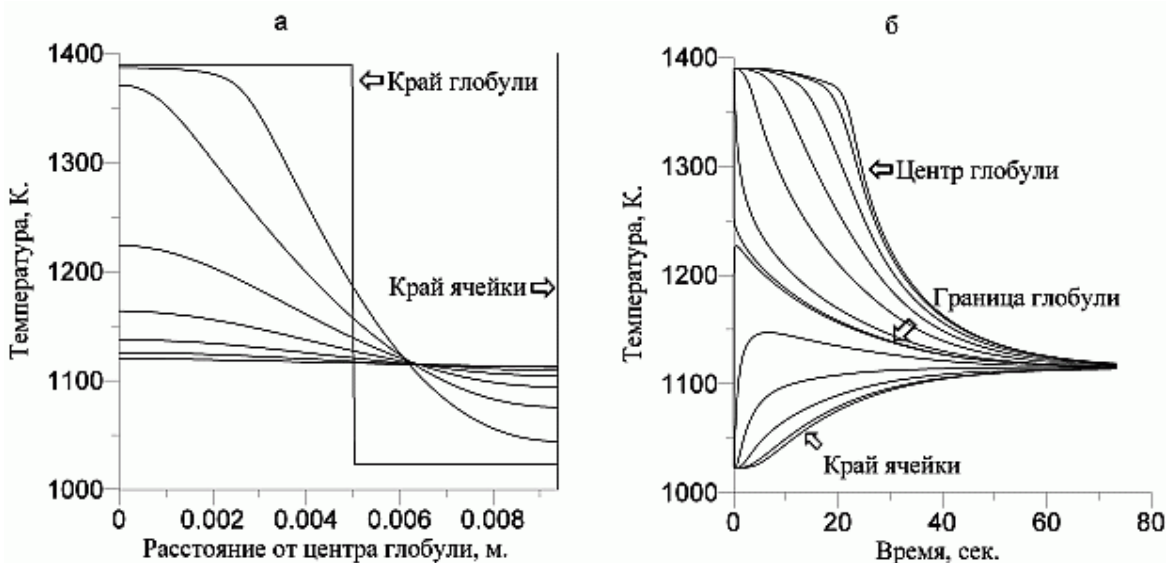


Рис. 2а. Распределение температуры по профилю расчетной ячейки для 15% базальтового расплава в риолите и диаметре глобулы 1 см через каждые 10 сек.

Рис. 2б. Зависимость температуры от времени для различных частей системы. На данном рисунке показан расчёт для 15% базальтового расплава в системе и диаметра глобулы 1 см.

6. Результаты расчетов.

6.1. Эволюция температуры системы базальт-риолит.

Процесс выравнивания температуры за счёт теплообмена ведёт к охлаждению базальтов, сопутствующей кристаллизации минералов и нагреву риолитов. Наиболее интенсивно этот процесс идёт на границе магм. На Рис. 2а приведены распределения температуры магмы в различные моменты времени, рассчитанные по уравнениям 3-7, которые сводятся к нелинейному уравнению теплопроводности с теплоемкостью, зависящей от температуры. При постоянном давлении кристаллизация происходит только за счет охлаждения, таким образом, выделение скрытой теплоты кристаллизации приводит только к увеличению эффективной теплоемкости базальтовой магмы. Процесс ее остывания происходит существенно медленнее, однако обратный рост температуры невозможен, поскольку при увеличении температуры кристаллизация, а соответственно и выделение скрытой теплоты, мгновенно прекратится.

Температура базальтовой магмы монотонно убывает как по времени, так и с ростом расстояния от центра капли (см. рис. 2б). Риолитовая магма вблизи границы глобул нагревается выше температуры конечного термического равновесия, поэтому со временем температура начинает падать и монотонно сверху выходит на равновесное значение. На удалении от глобул, около границы ячейки, эволюция температуры во времени не имеет максимума, а монотонно снизу стремится к значению термического равновесия.

6.2. Последовательность кристаллизации минералов.

Модельный базальтовый расплав при заданных начальных РТ-параметрах имеет ликвидусную ассоциацию оливина ($Fe_{81.1}$) и плагиоклаза ($An_{93.0}$) при $1190^{\circ}C$ ($1463K$), что хорошо согласуется с петрографией лав конуса Тамара [Мелекесцев и др., 1992], петрографией меланократовых

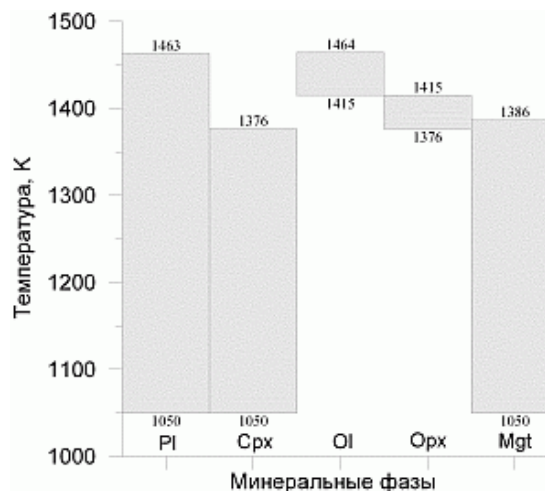


Рис. 3. Порядок кристаллизации для выбранного стартового состава. Обсуждение см. в тексте.

включений и выделенными реликтовыми парагенизисами в дацитах Кизимена [Трусов, Плечов, 2005]. Более низкие температуры существования базальтового расплава, зафиксированные для расплавных включений в оливине могут отражать промежуточные стадии остывания фрагментов базальтового расплава в дацитовом очаге. При температуре $1142^{\circ}C$ ($1415K$) оливин сменяется ортопироксеном (см. рис. 3). В меланократовых включениях в продуктах влк. Кизимен оливин повсеместно обрастает ортопироксеновыми каймами, что подтверждает существование данной стадии эволюции расплава. При температуре $1113^{\circ}C$ ($1386K$) совместно с плагиоклазом и ортопироксеном начинает кристаллизоваться магнетит, который в изученных образцах фиксируется совместно с ортопироксеном в каймах вокруг оливина и в виде самостоятельных

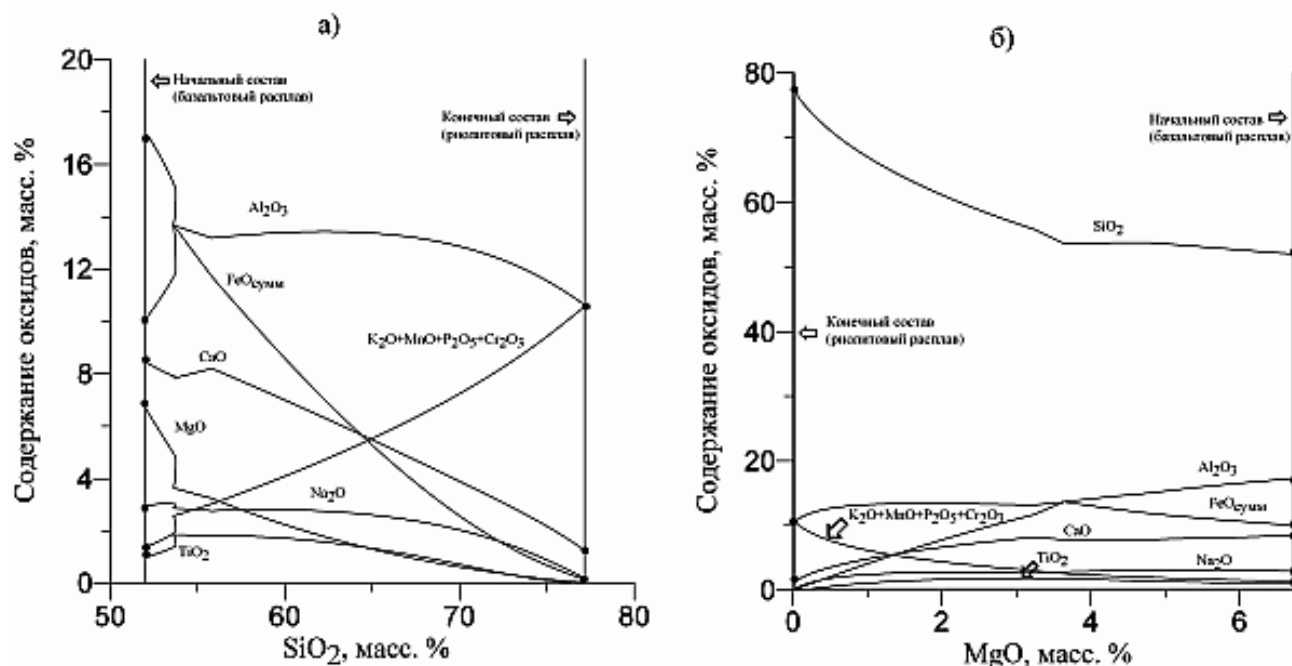


Рис. 4. Диаграммы, демонстрирующие химическую эволюцию остаточного расплава внутри глобули для магматической системы влк. Кизимен в координатах а) SiO_2 - оксиды, б) MgO – оксиды.

зерен. При температуре 1103°C (1376K) ортопироксен сменяется клинопироксеном, который наблюдается в меланократовых включениях в интерстициях между крупными кристаллами вместе с плагиоклазом и рудным минералом. Игольчатые и длиннопризматические формы клинопироксена в меланократовых включениях (например в обр. TR-01/12) также свидетельствуют о его поздней кристаллизации из переохлажденного расплава.

Конечная пропорция раскристаллизованных фаз в базальтовых глобулях зависит от конечной температуры установившегося термического равновесия. При максимальной температуре термического равновесия 960°C (1233K), которое достигается при инъекции 35% базальтового расплава в пределах 58 часов пропорция фаз в глобулях следующая (мол.%): 49.5 % плагиоклаза, 8.3 % оливина, 11.4 % клинопироксена, 7.6 % ортопироксена, 6.9 % магнетита и 16.3 % риолитового расплава (SiO_2 75.06 масс.%).

При минимальной температуре термического равновесия 813°C (1086K), которое достигается при инъекции 10 % базальтового расплава и в пределах 101 часа, пропорция фаз в глобулях следующая (мол.%): 51.4 % плагиоклаза, 8.3 % оливина, 12.1 % клинопироксена, 7.6 % ортопироксена, 7.1 % магнетита и 13.5 % риолитового расплава (SiO_2 76.97 масс.%).

6.3. Эволюция химического состава расплава

Модельный базальтовый расплав существенно эволюционирует при кристаллизации минералов в пределах глобулей. Котектическая кристаллизация оливина и высококальциевого плагиоклаза приводит к смещению состава расплава в андезитовую область (до 53,77 масс.% SiO_2) при резком падении содержания глинозема (до 13,73 % масс.), оксида магния (до 3,67 % вес.) на фоне накопления железа (до 13,65 % вес. $\text{FeO}_{\text{общ}}$) (см. рис. 4а, б). При

дальнейшей кристаллизации плагиоклаза, ортопироксена и магнетита содержание железа в расплаве убывает при резком увеличении содержания кремнезема. Рост содержания кремнезема обеспечивается не столько кристаллизацией магнетита, сколько переходом состава расплава за счет кристаллизации магнетита в более кислую область (>54-55 SiO_2) в которой кристаллизация любых породообразующих минералов этой магматической системы (кроме кварца) приводит к увеличению содержания кремнезема в остаточном расплаве. В результате фракционирования остаточный расплав содержит 75-77 % SiO_2 , TiO_2 - 0.01-0.93, Al_2O_3 – 10.72-11.53, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 0.18 -0.67, MgO 0.03 – 0.15, CaO - 1.35-2.16, Na_2O 0.27-0.87, K_2O 6.82 – 7.55. Доля фракционирования для различной пропорции базальтов и риолитов при термическом равновесии остается практически постоянной, так как при температурах ниже 950°C степень фракционирования слабо меняется с температурой. Полученные составы хорошо согласуются с составами кислых расплавов, умеренных для вулкана Кизимен в расплавленных включениях в ортопироксене. Существенная разница наблюдается только для компонентов, не учтенных моделями минерал-расплав, такими как K_2O , MnO . Таким образом, при заданных вариациях параметров при моделировании, за счёт фракционирования базальтов мы получаем около 13.4-14.9% от исходно внедрившегося объема остаточного расплава риолитового состава, который уравновешен по температуре с магмой, находившейся в очаге до инъекции базальтов.

6.4. Температура конечного термического равновесия в зависимости от доли базальтового расплава.

Как показано выше, в результате теплообмена между базальтовыми глобулями и окружающей магмой все точки системы стремятся к температуре термического равновесия, которая является функцией пропорции базальтов

и риолитов, их начальных температур и вклада скрытой теплоты кристаллизации при фракционировании базальтов.

В таблице 1 приведены значения температур конечного термического равновесия для различной пропорции базальтов и риолитов и время, необходимое для достижения этого равновесия в зависимости от размерности глобулей.

Для принятых в данном расчете составов магм и стартовых температур температура конечного термического равновесия может быть удовлетворительно аппроксимирована простым полиномом:

$$T = -209.24\alpha^2 + 674.18\alpha + 1023, \quad (13)$$

где T – температура равновесия в кельвинах, α – объемная доля базальтов.

По сравнению с расчетом без учета скрытой теплоты кристаллизации температуры конечного термического равновесия возрастают на 20-65 К в зависимости от α .

6.5. Влияние размера капли и общего содержания базальта на время установления теплового равновесия.

Зависимость времени достижения теплового равновесия от радиуса капли и процента базальта в системе может быть описана выражением

$$t = m\alpha^q R^2,$$

где t – время в секундах, α – объемная доля базальтов, R – радиус базальтовых капель в метрах, m и q – коэффициенты.

Результаты расчетов времени установления термического равновесия между расплавами для параметров магм согласно п. 5.1 представлены в Таблице 1. Они хорошо аппроксимируются зависимостью (14)

$$t = 1216534\alpha^{-0.464} R^2 \quad (14)$$

Как и для случая уравнения теплопроводности с постоянными коэффициентами, время прямо пропорционально квадрату радиуса капли R . Коэффициент пропорциональности уменьшается с ростом процентного содержания базальта, поскольку температура равновесия T_{eq} (см. посл. строку Таблицы 1) растет с ростом α и степень охлаждения базальтовой магмы уменьшается.

Таблица 1. Зависимость между радиусом базальтовых глобулей, соотношением объемов магм и временем (сек) достижения теплового равновесия. В нижних строчках указаны температура T_{cr} с учётом скрытой теплоты и T_{eq} - без учёта.

		Объемная доля базальтов α					
		0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35
Радиус глобул, см	0,5	90	73	65	57	54	51
	1	358	294	257	233	214	206
	2	1434	1171	1022	924	855	814
	4	5746	4705	4100	3697	3432	3262
	8	23013	18852	16431	14829	13755	13128
	16	91791	75194	65499	59059	54705	52129
	32	365760	299240	260500	234540	216760	205940
T_{cr}, K		1089	1118	1149	1179	1208	1233
T_{eq}, K		1065	1083	1103	1121	1140	1156

За счет увеличения эффективной теплоемкости время установления термодинамического равновесия при учете кристаллизации увеличивается. Для рассматриваемых параметров время остывания увеличивается на 15-40% в зависимости от объемной доли базальта.

7. Обсуждение результатов и механизма смещения.

Результаты моделирования показали, что время кристаллизации базальтовых глобулей пренебрежимо мало по сравнению со временем, необходимым для хоть сколько-нибудь существенного диффузионного обмена между базальтовым и риолитовым расплавом. Смещение расплавов за счет диффузии и даже уравнивание парагенезисов не могло произойти за время, сравнимое со временем, прошедшим с момента инъекции базальтового расплава до извержения (дни и месяцы).

При заданной пропорции основной и кислой магмы диффузия может быть более вероятной при большей степени фрагментации и меньшем размере капель. Однако, как показано выше, время остывания и кристаллизации капель пропорционально квадрату времени и кристаллизация постоянно будет опережать возможность диффузионного переноса.

7.1. Влияние неучтенных факторов на результаты моделирования и дальнейшее развитие модели.

В рассмотренной выше модели кристаллизации капли базальтового расплава считается, что время изменения температуры в каждой точке капли много больше, чем время кристаллизации отдельных кристаллов, то есть пренебрегается кинетикой кристаллизации. Скорость кристаллизации определяется многими параметрами, включая состав расплава, степень его переохлаждения (разницу между температурой расплава и температурой ликвидуса), наличием ядер нуклеации и, возможно, другими параметрами. Состав расплава и степень переохлаждения меняются по мере кристаллизации.

В данной работе не учитывается возможная при очень больших скоростях остывания закалка расплава с образованием стекла. Стекло в меланократовых включениях представляет собой остаточный расплав риолитового состава, что хорошо согласуется с предложенной моделью. Однако не исключено, что в других магматических системах и при большем контрасте температур возможно стеклование внешних зон базальтовых глобулей непосредственно после фрагментации, что приведет к существенному изменению схемы теплообмена между глобулями и окружающей магмой.

Изначально расплав кислого магматического очага может содержать как фено-кристаллы, так и кристаллы и гломеропорфиновые сростки, образовавшиеся от предыдущих внедрений и кристаллизации базальта. Прогрев такой магмы приведет к частичному или полному плавлению этих кристаллов, что внесет существенный вклад в тепловой баланс риолитового расплава и уменьшит температуру, которая установится после остывания капли. В данной работе не учитывается растворение кристаллов в риолитовом расплаве, так как существует ряд неопределенностей кинетического и термодинамического характера. Мы начали систематическое изучение кинетики растворения и реакционного переуравнивания кристаллов с кислой маг-

мой (например, [Плечов и др., 2008]) и планируем учесть эти процессы при развитии модели.

Модель в настоящее время не учитывает содержание летучих в расплаве и их влияние на температуры кристаллизации минералов. В богатых летучими островодужных магмах фактор влияния содержания воды и различной растворимости летучих в базальтовом и риолитовом расплавах может оказаться весьма существенным. Как один из сценариев (маловероятный для островодужных магматических систем) можно рассмотреть инъекцию насыщенных летучими базальтов в бедный летучими риолитовый очаг. Из-за малого контраста температур фракционирование базальта может быть несущественным и может установиться термическое равновесие между контрастными по составу магмами. Только в этом случае возможно химическое смешение между риолитовым и базальтовым расплавом. В данной статье мы рассматриваем конкретный пример вулкана Кизимен, для которого получены независимые оценки температур базальтовой и риолитовой магм [Трусов, Плечов, 2005]. И базальтовая, и риолитовая магма были близки к насыщению летучими компонентами при давлении в магматическом очаге 1.2-1.4 кбар, что обеспечивает необходимый контраст температур для фракционирования базальтов.

Дегазация базальтового расплава и нуклеация пузырьков приведет к изменению теплоемкости и теплопроводности смеси, поскольку эти параметры для газа существенно отличаются от параметров расплава. Для меланократовых включений характерно обилие пузырьков, концентрирующихся по границам включений. Часто, они сливаются в один или несколько крупных пузырей, приуроченных только к одному краю включения (по-видимому, верхнему). Такое распределение газовой фазы позволяет предполагать, что часть границы включения с риолитом, экранированная газовой фазой была несущественна. Кроме того, газовая фаза, сорбированная на границе повышает плавучесть включения и, возможно, вызывает его перемещение по магматической камере, обуславливая эффект флотации, предложенный для меланократовых включений в островодужных магматических системах [Биндеман, 1995]. Вероятно, флотацией объясняется эффективное распределение базальтовых глобул по объему магматического очага.

Все вышеперечисленные процессы требуют дальнейшего изучения и, их влияние на полученные результаты может быть существенным, однако предложенный механизм гомогенизации расплава, связанный с внедрением, фрагментацией, остыванием и кристаллизацией базальтовой магмы в риолитовом очаге представляется наиболее вероятным.

Дальнейшее изучение процессов взаимодействия базальтовой и риолитовой магм требует детальных петрологических исследований представительных магматических меланократовых включений на эталонных вулканических объектах для восстановления термической истории отдельных глобул и определения эволюции вещества внутри глобул на стадиях их фрагментации, кристаллизации и дезинтеграции. Количественные данные по природным объектам позволят ввести в численную модель большее количество параметров, учесть кинетику кристал-

лизации и переуравновешивания кристаллов с расплавами. Также, дальнейшее развитие модели связано с изучением процессов переуравновешивания кислой магмы при повышении температуры.

Благодарности.

Авторы благодарят А.А.Бармина, И.Н.Биндемана и Л.Л.Перчука за обсуждение данной работы и ценные конструктивные замечания. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 08-01-00016-а и программы Президента РФ «Ведущие научные школы России» (грант 5338.2006.5, рук. Л.Л.Перчук).

Список литературы

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм, МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000.-363с.
2. Биндеман И. Н., Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах. Петрология, 1995, 3(6), 632-644.
3. Вуд Б.Дж. Термодинамика многокомпонентных систем с твердыми растворами. В «Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды и расплавы», под ред. И. Кармайкла, Х. Ойгстера, М.: Мир, 1992, стр. 82-110.
4. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. Москва: Наука, 1965. 172 с.
5. Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Волянец О.Н. "Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс?"// Вулканология и сейсмология, 1992, N4, с. 3-32.
6. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Бабанский А.Д., Толстых М.Л. Генезис андезитов по данным изучения расплавных включений в минералах. Петрология, 1997, т. 5, № 6, с. 654-665.
7. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Наука, 1997. 225с.
8. Плечов П.Ю., Миронов Н.Л., Плечова А.А., Хубунная С.А. Особенности химического состава и образования расплавных включений в плагиоклазах потока Апахончик, влк. Ключевской (Камчатка). Геохимия, 2000, N1, 39-47
9. Плечов П.Ю., Цай А.Е., Щербаков В.Д., Дирксен О.В. "Роговые обманки в андезитах извержения 30 марта 1956 г. вулкана Безымянный и условия их опацификации" Петрология, 2008, т.16, № 1, с. 21-37.
10. Попов В.С. Смешение магм - важный петрогенетический процесс. Записки ВМО. 1983. С. 229-240.
11. Трусов С.В., Плечов П.Ю. Образование антидромной серии вулкана Кизимен (Камчатка) // Международное петрографическое совещание "Петрография XXI века", 20-22 июня 2005 г., г. Апатиты, с.48-51
12. Annen C., Scaillet, B. & Sparks, R. S. J. Thermal constraints on the emplacement rate of a large intrusive complex: the Manaslu leucogranite, Nepal Himalaya. Journal of Petrology, 2006, 47, 71-95. Annen et al., 2006

13. Annen C., Sparks R.S.J. Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the deep crust. *Earth And Planetary Science Letters*, 2002, 203, 937-955.
14. Bacon, C. R. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91, 6091-6112.
15. Bindeman I.N. A practical petrological method for the determination of volume proportions of magma chamber refilling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1993, 56, 133-144.
16. Churikova T., Wörner G., Eichelberger J. and Ivanov B. Minor- and trace element zoning in plagioclase from Kizimen Volcano, Kamchatka: insights on the magma chamber processes. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara M., Izbekov P., Lees J.(Eds) "Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs" *Geophysical Monograph Series*, 2007, Volume 172, p. 303-324
17. Clynne, M. A. A complex magma mixing origin for rocks erupted in 1915, Lassen Peak, California. *Journal of Petrology*, 1999, 40, 105-132
18. Coombs M.L., Gardner J.E. Reaction rim growth on olivine in silicic melts: Implications for magma mixing. *American Mineralogist*, 2004, т. 89, с. 748–759.
19. Costa, F. & Singer, B. S. Evolution of Holocene dacite and compositionally zoned magma, Volcan San Pedro, Southern Volcanic Zone, Chile. *Journal of Petrology*, 2002, 43, 1571-1593.
20. Dirksen O., Humphreys M.C.S., Pletchov P., Melnik O., Demyanchuk Y., Sparks R.S.J., Mahony S. "The 2001-2004 dome-forming eruption of Shiveluch volcano, Kamchatka: Observation, petrological investigation and numerical modelling" // *JVGR*, 2006, Volume 155, Issues 3-4, 15 July 2006, Pages 201-226
21. Eichelberger J. C., Andesitic volcanism and crustal evolution: *Nature*, 1978, V. 275, p. 21-27
22. Eichelberger J. C., Izbekov P.E., Browne, B. L. Bulk chemical trends at arc volcanoes are not liquid lines of descent. *Lithos*, 2006, 87, 135-154.
23. Feeley T.C., Dungan M.A. Compositional and dynamic controls on mafic[^]silicic magma interactions at continental arc volcanoes: evidence from Cordon El Guadal, Tataras-San Pedro complex, Chile. *Journal of Petrology*, 1996, 37, 1547-1577.
24. Murphy M.D., Sparks R.S.J., Barclay J., et al. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *J. // Petrol.* 2000. V. 41. № 1. P. 21–42.
25. Nakada, S., Motomura, Y., and Maeda, S. Compositional diversity of Unzen dome lavas. *Proceedings, Unzen International Workshop, Shimabara, Japan*, 1997, с. 78–81.
26. Navon O., Chekhmir A., Lyakhovsky V. Bubble growth in highly viscous melts: theory, experiments, and explosivity of lava domes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, 160, 763-776.
27. Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J., and Siems, D.F. Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. In: *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, C.G. Newhall and R.S. Punongbayan, eds. University of Washington Press, Seattle, 1996, 687–732.