

В. Н. Анфилов, Г. Г. Кораблев, А. Г. Кораблев, А. Ю. Волков

## ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТИТОВ, КИМБЕРЛИТОВ И ЛАМПРОИТОВ

V. N. Anfilogov, G. G. Korablev, A. G. Korablev, A. Yu. Volkov

## PROBLEMS OF GENESIS OF CARBONATITES, KIMBERLITES AND LAMPROITES

Carbonatites, kimberlites and lamproites are considered as genetic group close to the group of nonequilibrium magmatic rocks. Nonequilibrium of the rocks in this group is caused by phenomena of hybridization and saturation of the rocks by xenoliths and xenocrysts.

It is supposed that carbonatites are formed on carbonaceous rocks which are melt on the contact with the mantle in a zone of the subduction.

The primary melt of the kimberlites is a silic liquid saturated with carbonaceous material. Melt of the lamproites is formed with partial melting of mantle substrate (metasomatism). The main feature of pallial metasomatism is an enrichment  $K_2O$  during the extraction of K from mantle substrate with  $P_2O_5$ .

Карбонатиты, кимберлиты и лампроиты – своеобразные семейства магматических пород, состав которых варьирует в широких пределах, не образуя закономерных серий. В каждом конкретном проявлении они представляют собой ассоциацию пород, связанных единым магматическим очагом, причем каждый очаг может иметь индивидуальный состав ассоциации. Несмотря на существенные различия в составе, карбонатиты, кимберлиты и лампроиты имеют много общего. Все они, несомненно, являются породами, зародившимися на большой глубине. Для всех трех семейств преобладающими формами внедрения являются диатремы. Исключение составляют карбонатиты континентальных рифтов, где они образуют вулканические аппараты центрального типа. Общим для этих пород является щелочной состав минеральных парагенезисов, широкое развитие процессов гибридизма и насыщенность ксеногенным материалом, представленным ксенолитами вмещающих пород и ксенокристаллами и ксенолитами глубинных пород.

Непостоянство состава, наличие ксенолитов и развитие процессов гибридизма позволяет объединить кимберлиты, карбонатиты и лампроиты в группу неравновесных магматических пород, составы которых не могут быть получены путем парциального плавления или фракционной кристаллизации, хотя оба эти процесса, несомненно, имеют место при их формировании. Неравновесность пород и засоренность их ксеногенным материалом значительно усложняет решение проблемы генезиса этих пород и не дает возможности применять традиционные методы экспериментальной петрологии. В этих условиях более перспективным является метод концептуальных моделей с экспериментальным подтверждением их отдельных фрагментов. В предлагаемой работе мы попытаемся рассмотреть ряд таких моделей для карбонатитов, кимберлитов и лампроитов и показать, что генезис этих пород имеет много общего, что позволяет рассматривать их как генетически родственные семейства магматических горных пород.

### Генезис карбонатитов

В обзоре экспериментальных исследований по проблеме генезиса карбонатитов П. Уилли с соавторами [19] предложил три различных варианта: а) карбонатитовые расплавы являются первичными расплавами, обогащенными щелочами; б) карбонатитовые расплавы являются остаточными жидкостями, возникшими в результате фракционной кристаллизации гипотетического исходного расплава, состав которого не обсуждается; в) карбонатитовые расплавы возникают путем отделения карбонатной жидкости от исходного расплава после его распада на две несмешивающиеся фазы. Ни один из этих вариантов не решает проблемы генезиса карбонатитов. Первый вариант оставляет открытым вопрос об источнике карбонатного расплава и причинах его обогащения щелочами, второй ставит вопрос о природе исходного, насыщенного

карбонатами мантийного расплава, третий – не в состоянии ответить на вопрос о источнике  $\text{CO}_2$  в мантии. Кроме того, взаимодействие мантийного вещества с  $\text{CO}_2$  должно сопровождаться обогащением субстрата  $\text{SiO}_2$  и выплавлением кислых расплавов, обедненных щелочами, в то время, как карбонатиты ассоциируют с ультраосновными щелочными породами.

На ликвационной гипотезе генезиса карбонатитов следует остановиться подробнее. Эта идея появилась после того, как Костер ван-Гроос и Уилли обнаружили несмесимость силикатного и карбонатного расплавов в системах  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  [15]. Явление несмесимости зафиксировано закалочным методом, не пригодным для систем, в которых одна из жидких фаз не способна переходить в стеклообразное состояние и при закалке кристаллизуется. В этих условиях невозможно отличить продукты, закристаллизовавшиеся из гомогенного расплава при его охлаждении, от продуктов закалки двух несмешивающихся жидкостей. Это было бы возможно, если бы в системах  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  наблюдалось послойное разделение жидких фаз, но плотности расплавов  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  близки, и даже при наличии несмесимости двухслойного распределения жидких фаз наблюдаться не будет.

С подобной ситуацией мы столкнулись при изучении фазовых равновесий в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaF}$ , где Костер ван-Гроос и Уилли, работая закалочным методом, расслаивания не обнаружили [16]. Мы исследовали эту систему визуально политермическим методом, который позволял наблюдать расслаивание непосредственно в расплаве и показали, что закалочные фазы, которые наблюдали в своих опытах Костер ван-Гроос и Уилли при температуре выше температуры ликвидуса образовывали две несмешивающиеся жидкости.

Кроме чисто технических причин, допускающих некорректную интерпретацию закаленных фаз, в силикатно-карбонатных системах, несмесимости силикатного и карбонатного расплавов в системах  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  противоречит образование карбонатно-силикатной кристаллической фазы:  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$ . Трудно допустить, что в твердом состоянии компоненты способны построить единую кристаллическую структуру, а в расплаве они несовместимы. Кроме того, на диаграммах фазовых равновесий, приведенных в работе [15] бесследно исчезли 6 молекул  $\text{SiO}_2$ , выделившихся при образовании двойного соединения



До сравнительно недавнего времени участие осадочных карбонатов в процессе образования карбонатитовых магм не допускалось, и карбонатиты рассматривались как породы, характерные для специфических обстановок окраин платформ и континентальных рифтов. Основанием для этого были два довода: невозможность выплавления больших масс карбонатного расплава при внедрении в карбонаты расплава основного состава и изотопные отношения в карбонатитах, характерные для мантийных пород. Ситуация изменилась, когда петрологические модели стали строить с учетом современной теории тектоники плит. Плотность карбонатов близка к плотности базальтов, и в процессе субдукции они также как и базальты, могут погружаться в мантию на глубину до 100 и более км и участвовать в процессах плавления и метасоматоза мантийного вещества [3]. Карбонатный материал, погруженный в мантию, может длительное время сохраняться в ней, периодически поднимаясь к поверхности в виде всплеск карбонатитового магматизма. Например, в Южной Африке в пределах одной магматической провинции карбонатитовые расплавы выходили на поверхность 2047, 1750, 750, 500, 200, 140—100, 85—63 млн лет назад [13].

В соответствии с идеей образования карбонатитов путем плавления субдуцированных карбонатов резко расширился спектр тектонических обстановок, в которых обнаружены карбонатиты. Кроме платформ и континентальных рифтов они известны в складчатых поясах, в океанической коре, а также в зонах спрединга. Рециклинг карбонатов снимает проблему образования карбонатитовых магм, и экспериментальные исследования процесса плавления карбонатитов в мантии следует направить на изучение процессов взаимодействия этих расплавов с веществом мантии, условий устойчивости компонентов карбонатного расплава при его подъеме к поверхности и процессов ассимиляции им мантийного силикатного вещества.

Наглядной моделью образования карбонатитов является Ангаро-Илимская группа магнетитовых месторождений. Механизм их формирования рассмотрен в работе В. Н. Шарапова и Г. С. Фон-дер-Флааса [11]. Образование карбонатного расплава происходит при внедрении траппов в чехол осадочных пород, сложенный доломитами, алевролитами и пластами каменной соли. Тепловое воздействие базитового расплава на доломит приводит к диссоциации магниевого

компонента доломита и сопровождается выделением большего объема углекислого газа, который прорывает осадочный чехол и формирует диатрему. Оставшийся после диссоциации  $\text{CaCO}_3$  плавится и в составе флюидно-расплавной смеси поднимается в верхнюю часть диатремы, заполняя субгоризонтальные трещины отслоения (рис. 1). Понятно, что в глубинных условиях процесс плавления субдущированных в мантию карбонатов более сложен, но принципиально модель [11] отражает основные черты этого процесса. В заключение отметим важную роль процесса термической диссоциации и сопровождающего этот процесс фракционирования карбонатного материала с образованием кальцитового расплава и  $\text{CO}_2$ . В природе известны массивы кальцитовых мраморов, пространственно не связанные с источниками тепла. Не исключено, что многие из этих массивов являются кальцитовыми карбонатитами.

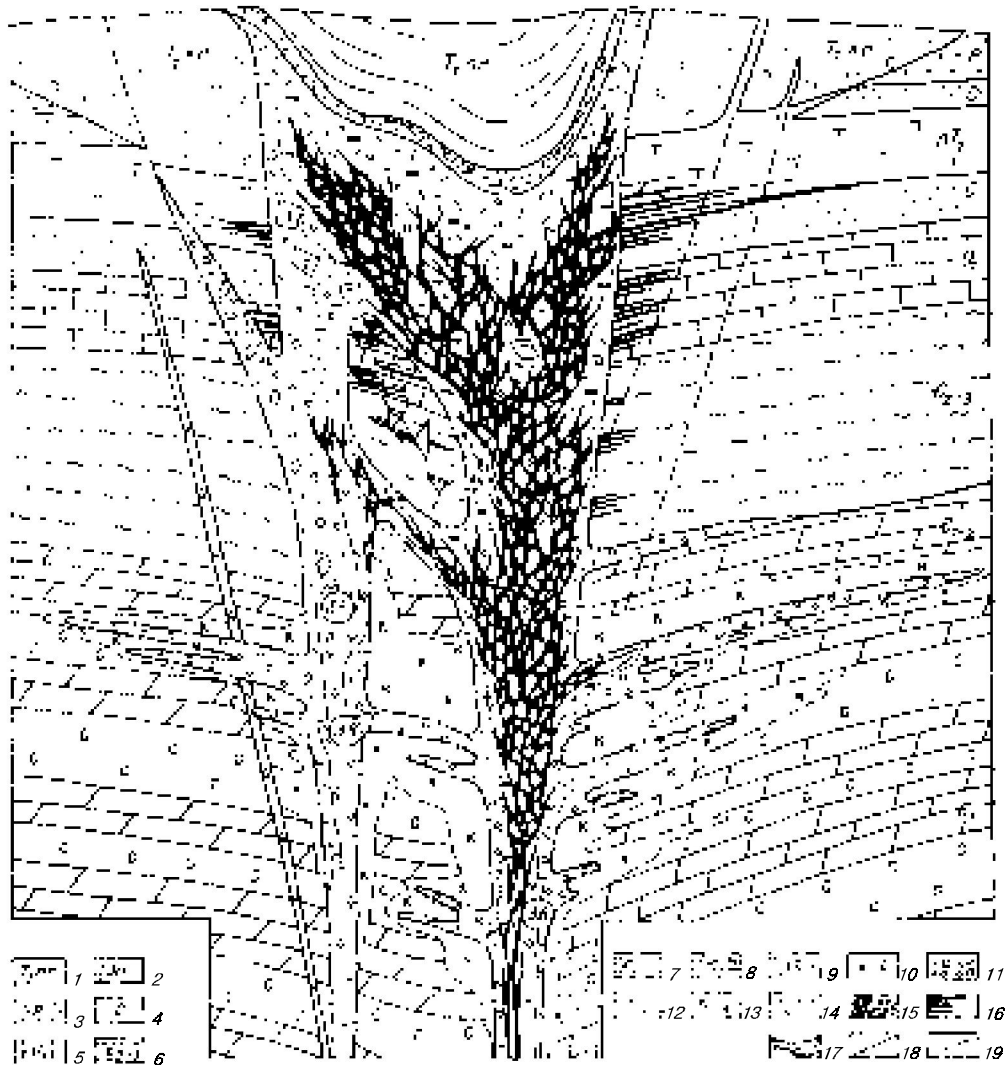


Рис. 1. Типовой разрез магномагнетитового месторождения [11].

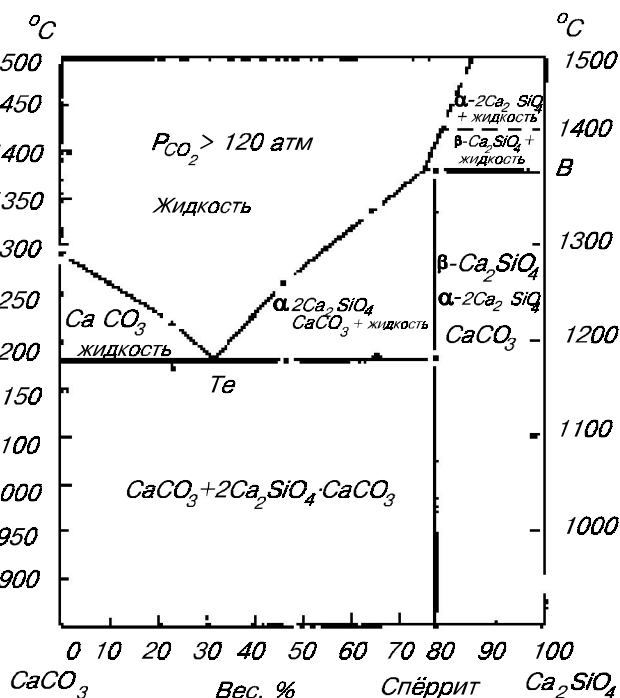
1 — вулканомиктовая толща нерюндинской свиты; 2 — туфы корвунчанской свиты; 3 — пермские песчаники; 4 — песчаники карбона; 5 — известняки нижнего ордовика; 6 — аргиллиты и алевролиты верхнего-среднего кембрия; 7 — доломиты нижнего-среднего кембрия; 8 — каменные соли и доломиты нижнего кембрия; 9 — интрузивные долериты; 10 — сорудные базальтоиды диатремовой ассоциации; 11 — туффизиты сорудных базальтоидов; 12 — скарнированные туффизиты; 13 — зона кальцитизации; 14 — гидросиликатовая минерализация; 15 — руды крутопадающей залежи; а — брекчиевидные метасоматические, б — брекчированные (рудокласты раннего этапа); 16 — руды субгоризонтальных залежей; 17 — обломочно-осадочные перетолженные руды чашеобразной заежи; 18 — эруптивный контакт диатремы; 19 — тектонические нарушения (совулканические).

## Генезис кимберлитов

Наиболее полный критический обзор различных генетических моделей для кимберлитов приведен в монографии Дж. Доусона [3]. Ограниченный объем кимберлитов и обогащенность его несовместимыми элементами (К, Ti, Rb, Ba) делает несостоятельными такие модели, как модель зонной плавки или процесс накопления кимберлита в виде остаточного расплава при частичном плавлении гранатового перидотита (гранат + хромовый диопсид + энстатит + оливин) и заставляет предположить, что мантия в области мобилизации вещества кимберлитов должна быть обогащенной флогопитом и карбонатом. Дж. Доусон приводит следующий перечень факторов, которые должны действовать в процессе образования кимберлитов: а) особый состав вещества верхней мантии; б) состав газовой фазы; в) глубина, на которой происходит плавление; г) степень плавления исходного вещества; д) особый способ подъема кимберлитового вещества к поверхности; е) фракционирование в процессе подъема к поверхности; ж) потеря летучих и подвижных элементов в процессе движения кимберлитового вещества; з) наличие ксенолитов мантийного и корового происхождения; и) взаимодействие с поровыми флюидами при подъеме к поверхности. К этим факторам следует добавить еще одно, может быть наиболее важное: температура кимберлита не должна превышать 950–980 °С, выше которой происходит графитизация алмаза. Есть только один способ выполнить все эти несовместимые условия – предположить, что в формировании кимберлитов, также как и при образовании карбонатитов, принимает участие коровый субдуцированный в мантию карбонатный материал. Простейшей, изученной экспериментально, силикатно-карбонатной системой, моделирующей процесс образования кимберлитов, является система  $\text{CaCO}_3 - \text{Ca}_2\text{SiO}_4$  (рис. 2). Силикатно-карбонатный расплав, образующийся при содержании  $\text{Ca}_2\text{SiO}_4 > 40$  мас. %, можно рассматривать как модель кимберлитового расплава. При температуре  $T > T^\circ$  из такого расплава будет кристаллизоваться спёррит –  $2\text{Ca}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$ , моделирующий силикатно-карбонатный состав кимберлита, а при температуре эвтектики к нему добавится кальцит. Температура плавления силикатно-карбонатных смесей резко снижается при добавлении в систему щелочей и  $\text{H}_2\text{O}$ . В системе  $\text{CaCO}_3 - \text{Ca}(\text{OH})_2$  температура ликвидуса кальцита понижается до 690° [12]. К сожалению, после исследования фазовых равновесий в системах  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  дальнейшее изучение карбонатно-силикатных систем практически прекратилось, и экспериментальные данные по более сложным системам отсутствуют.

Основные положения предлагаемой нами модели генезиса кимберлитов можно представить следующим образом.

Кимберлитовый расплав представляет собой силикатно-карбонатную жидкость,



образующуюся при взаимодействии мантийного вещества с карбонатами, погруженными в зоны субдукции. Сейчас трудно сказать, на какой глубине и с участием каких мантийных пород происходит образование кимберлитового расплава. Если считать, что этот процесс сопровождается образованием алмаза, то P-T условия образования кимберлитового расплава должны совпадать с P-T условиями устойчивости алмаза, и исходными породами, кроме карбонатов могут являться гранатовые перидотиты и эклогиты, в которых обнаружены кристаллы алмаза [3]. Идея участия корового материала в формировании

Рис. 2. Равновесия плавкости в системе кальцит — двукальциевый силикат при высоком давлении двуокиси углерода со спёрритом в качестве инконгруэнтного соединения.

кимберлитового расплава впервые высказана в работе Доусона [3], и мы лишь дополняем ее петрологическим содержанием.

Движение кимберлитового расплава к поверхности сопровождается диссоциацией магнезиального карбонатного компонента расплава, обогащение его силикатной составляющей MgO и кристаллизацией магнезиальных минералов, состав которых по мере уменьшения давления может меняться от пирропа до оливина.

Диссоциация магнезиальных карбонатов сопровождается образованием больших объемов углекислого газа, что создает условия для флюидизации потока кимберлитового расплава и определяет специфическую форму его внедрения в виде диатрем.

Предложенная гипотеза формирования кимберлитового расплава отвечает на все вопросы, поставленные Доусоном [3]. Становится понятным сопряженность кимберлитового и карбонатитового магматизмов, источник и роль карбонатов в процессах их генезиса.

### Генезис лампроитов

Критический анализ различных моделей генезиса лампроитов сделан в монографии Р. Митчела и С. Бергмана [18] и в работах С. Фоли [13]. Это избавляет нас от необходимости делать полный обзор этих моделей. Среди них можно выделить две группы: модели, предполагающие, что лампроиты образовались из мантийного субстрата и модели, предполагающие, что в образовании лампроитов принимал участие коровый материал, погруженный в мантию в зонах субдукции.

Первая группа моделей находится в противоречии со следующими факторами: а) в мантии нет субстрата, из которого могли бы вылавляться все типы лампроитовых расплавов, а гипотеза фракционного плавления не в состоянии объяснить обогащенность лампроитов редкоземельными элементами; б) игнорируется высокое содержание в лампроитах K<sub>2</sub>O и особенно высокие значения отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O, которое во флогопитовых лампроитах колеблется от 5 до 20. Вторая группа моделей свободна от всех противоречий кроме одного — в них также не решена проблема K<sub>2</sub>O.

В качестве первого приближения при моделировании процесса образования лампроитов Г. Массоне предлагает использовать фазовые отношения в системе K<sub>2</sub>O – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O (KMASH). Экспериментально установлено, что в системе KMASH при разложении флогопита и переходе от ассоциации калиевый полевоый шпат + флогопит + вода к ассоциации фенгит + кварц + расплав в системе образуется сверхкритический флюид, обогащенный K<sub>2</sub>O и MgO [17]. Этот важный результат действительно можно рассматривать как модель формирования ультракалиевых расплавов, но в этом случае остается открытым вопрос о причинах обогащения природных расплавов K, поскольку модельная система KMASH, априори, не содержит Na, препятствующего этому обогащению.

В связи с исключительной важностью проблемы K, рассмотрим возможные пути обогащения природных расплавов этим элементом. Сложность ее решения заключается в том, что K и Na – изоморфные элементы, и их позиции одинаковы практически во всех оксидных системах: карбонатах, сульфатах, фосфатах, гидрооксидах и силикатах, независимо от их агрегатного состояния. Для разделения K и Na должны быть созданы экстремальные условия. На рис. 3 приведено распределение K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O между флюидом и кислым магматическим расплавом, рассчитанное по нашим экспериментальным данным [8]. Коэффициент распределения этих элементов:

$$\frac{8 V_{\text{мз}} \cdot K_{\text{распл.}}}{8 V_{\text{распл.}} \cdot K_{\text{фл.}}} = 1.8$$

и для того, чтобы получить в расплаве отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 10, необходимо, чтобы во флюиде это отношение было равным ~ 5.

Единственным механизмом обогащения расплава или флюида K и обеднение его изоморфным с ним Na является механизм кислотно-основного взаимодействия с участием в процессе разделения кислоты, значительно более сильной, чем SiO<sub>2</sub>. Мы знаем, что в карбонатных комплексах реализуются парагенезисы, обогащенные Na и, следовательно, CO<sub>2</sub> не может быть таким компонентом. Из всех оксидных кислот наиболее сильной является P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, и только с участием этого оксида можно получить ультракалиевые составы флюидов и расплавов. Источником P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> могут быть фосфориты или обогащенные фосфором карбонаты, наличие которых на дне океанов установлено во многих регионах мира [4].

Механизм обогащения пород калием может осуществляться через флюид по следующей схеме:

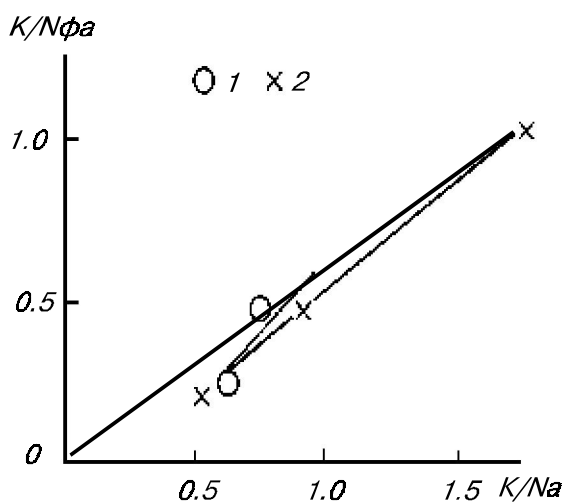
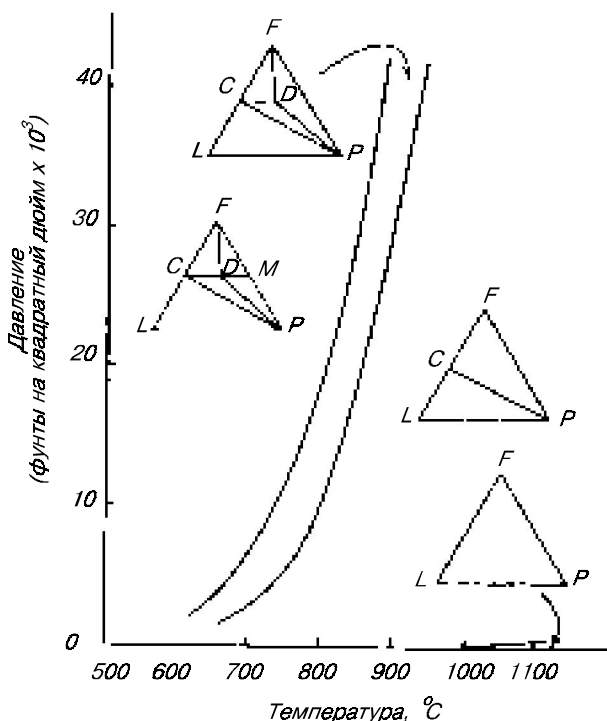


Рис. 3. Зависимости между отношениями K/Na во флюидах и расплавах для растворов KCl + NaCl (1) и KCl + NaCl + HCl (2)

Фосфатный флюид, обогащенный калием, может осуществлять мантийный метасоматоз с образованием в мантии участков, обогащенных флогопитом с последующим выплавлением из них лампроитовых расплавов. Экспериментальные данные, подтверждающие роль  $\text{P}_2\text{O}_5$  в процессе образования лампроитов, отсутствуют, и предложенную схему образования калиево-фосфатного флюида можно рассматривать лишь как рабочую гипотезу. Основанием для нее являются кислотно-основные свойства  $\text{P}_2\text{O}_5$  и повышенные содержания фосфора в лампроитах.

### Роль газовой фазы в процессе формирования карбонатитов, кимберлитов и лампроитов

Участие карбонатов в процессах образования карбонатитов, кимберлитов и лампроитов сопровождается фракционной диссоциацией карбонатов и выделением  $\text{CO}_2$ , объем которого многократно превышает его растворимость в расплавах основного состава. Моновариантные кривые диссоциации карбонатов приведены на рис. 4. Выделение больших объемов  $\text{CO}_2$  приводит к флюидизации внедряющегося магматического материала и формированию диатрем — специфических структур, характерных для карбонатитов, лампроитов и кимберлитов.



Наиболее наглядно этот процесс описан на примере Ангаро-Илимских железорудных месторождений [11]. Механизм формирования кимберлитовых диатрем рассмотрен в работах Л. А. Новикова и Р. М. Слободского [7, 10]. Аналогичные формы внедрения характерны для лампроитов [2].

Рис. 4. Моновариантные кривые давление ( $\text{CO}_2$ ) — температура для диссоциации кальцита, доломита и магнезита.

Треугольные диаграммы показывают фазы, которые могут быть устойчивыми в дивариантных областях, определенных РТ-кривыми (без учета твердых растворов, которые могут существовать между этими фазами). F —  $\text{CO}_2$ ; C — кальцит; D — доломит; M — магнезит; L — известняк; P — периклаз.

Флюидизации может подвергаться как расплавленный, так и твердый материал. Наличие в кимберлитах и других породах, внедряющихся в форме диатрем, ксенокристаллов и ксенолитов глубинных пород свидетельствует о том, что флюидизированный поток может состоять из газовой фазы, капель расплава и частиц твердой фазы. В этих условиях состав магматических продуктов, слагающих диатремы, может существенно отличаться от состава расплава, подвергшегося флюидизации, что сильно затрудняет установление условий генерации расплава и его первичного состава. Значительные ошибки могут быть допущены и при изучении состава газовой фазы включений и температуры их гомогенизации, поскольку при захвате включений из флюидизированного потока может нарушаться соотношение между конденсированными фазами и газом.

Флюидизация вещества в процессе образования карбонатитов, кимберлитов и лампроитов и высокие скорости движения флюидизированных потоков приводят к образованию своеобразных кластических пород, получивших название туффзитов [2] или туффитов. Состав их может меняться от состава конденсированной части флюидизированного потока до состава вмещающих пород. Последние под воздействием флюидизированного потока превращаются в мелкозернистый гранулированный материал, сложенный угловатыми или округлыми обломками вмещающих пород.

В пределах диатрем кимберлитовые и лампроитовые туффзиты совмещены с массивными разновидностями пород, но в ряде случаев туффзиты проявляются как самостоятельные образования. В Красновишерском районе Пермской области в туффзитах сконцентрированы алмазы и минералы-спутники [9]. Во вмещающих породах, представленных кварцевыми песчаниками или доломитами, туффзитовый материал наблюдается в виде цемента брекчий и псевдоконгломератов. В пределах месторождений туффзиты превращены в глины, и их исходный состав восстановить практически невозможно. Аналогичные жильные тела, выполненные зелеными, сине-серыми и бурыми глинами, с «алмазной» минералогией и геохимией, описаны нами в Каратауском выступе (Южный Урал) [5]. Природа этих пород неясна. Возможно, они выполняют трещины в апикальных частях диатрем, не выходящих на поверхность.

+V>LBV

1. Карбонатиты, кимберлиты и лампроиты представляют собой группу неравновесных магматических пород, в составе которых присутствуют ксенолиты глубинных и вмещающих пород и продукты взаимодействия исходного вещества с вмещающими породами.

2. Образование карбонатитов, кимберлитов и лампроитов происходит с участием карбонатных пород и фосфатных осадков, погруженных в мантию в зонах субдукции.

3. В процессе образования карбонатитовых, кимберлитовых и лампроитовых расплавов происходит выделение больших объемов  $\text{CO}_2$ , сопровождающихся флюидизацией вещества, и его перенос к поверхности осуществляется в форме газовой-расплавной и газовой-твердой смесей с образованием диатрем и туффзитов.

4. В отдельных случаях лампроитовые туффзиты могут образовывать самостоятельные тела, не ассоциирующие с массивными лампроитами.

1 EPCN PRN

1. Анфилогов В. Н., Бобылев Н. Б., Анфилогова Г. И., Зюзева Н. А. Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов. М.: Наука, 1990. 108 с.

2. Джейкс А., Лукс Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.

3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.

4. Емельянов Е. М., Романкевич Е. А. Геохимия Атлантического океана. Органическое вещество и фосфор. М.: Наука, 1979. 220 с.

5. Кузнецов Г. П., Лукьянова Л. И., Ксраблев Г. Г. и др. Петрография и минералогия вулканогенных пород (лампроитовых туффитов) Каратауско-Сулеймановского выступа (Южный Урал) и перспективы его алмазности // Уральский минералогический сборник № 8. Миасс: ИМин УрОРАН. 1989. С. 205—225.

6. Митчел Р. Х. Лампроиты – семейство щелочных горных пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1983. Ч. 117. В. 5. С. 575—586.

7. Новиков Л. А., Слободский Р. М. Механизм формирования диатрем // Советская геология. 1978. № 8. С. 3—14.
8. Пуртов В. К., Егорова Л. Г., Котляров В. А. Экспериментальная характеристика системы базальт – H<sub>2</sub>O – KCl – NaCl – HCl – SiO<sub>2</sub> при температурах 600—800 °C и давлении 1 кбар // Уральский минералогический сборник № 6. Миасс: ИМин УрО РАН. 1996. С. 149—161.
9. Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И. и др. О новом коренном источнике алмазов на Урале // ДАН РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90—93.
10. Слободской Р. М. Элементно-органические соединения в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 134 с.
11. Шаранов В. Н., Фон-дер-Флаасс Г. С. Реакционно-термическое взаимодействие с вмещающей средой базитового расплава при его интрузии в слоистые толщи чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1992. № 3. С. 43—56.
12. Эйтель В. Физическая химия силикатов. М.: Иностранная литература, 1962. 1055 с.
13. Barker D. S. Consequences of recycling carbon in carbonatites // Can. Miner. 1996. V. 34. Part 2. P. 373—387.
14. Foley S. Petrological characterisation of source components of potassic magmas: geochemical and experimental constrains // Lithos. 1992. V. 28. № 3—6. P. 187—204.
15. Koester van Groos A. F., Wyllie P. J. Liquid immiscibility in the join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> - Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> - H<sub>2</sub>O and its bearing on the genesis of carbonatites // American of Science. 1968. V. 266. P. 932—967.
16. Koester van Groos A. F., Wyllie P. J. Melting relationships in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> – NaF – H<sub>2</sub>O // V. Geol. 1968. V. 76. № 1. P. 50—70.
17. Massone H. J. Evidence for low temperature ultrapotassic silicium fluids in Subduction Zone environments from experiments in the system K<sub>2</sub>O – MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – SiO<sub>2</sub> – H<sub>2</sub>O (KMASH) // Litos. 1992. V. 28. P. 421—434.
18. Mitchell R. H., Borgman S. C. Lamproites // Plenum Press, New York – London. 1991. 446 p.
19. Willie P. J., Tattle O. F., Gittins J. Experimental studies of carbonatite problems the origin and differentiation of carbonatite magmas // Interscience – Wiley Publishers. New York. 1966. P. 311—352.