

УДК 552.11

## УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ КОМАТИТОВЫХ МАГМ

© 2012 г. М. И. Дубровский

Геологический институт КНЦ РАН  
184209, Мурманская обл., г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14  
E-mail: [dubr@geoksc.apatity.ru](mailto:dubr@geoksc.apatity.ru)

Поступила в редакцию 25.08.2010 г.

Существующие модели генерации сухих мантийных магм, основанные на экспериментах и термодинамических расчетах, допускают перегрев расплава относительно изобарической котектики, и их авторы считают, что состав расплава определяется давлением и степенью частичного плавления субстрата. Но среди мантийных ксенолитов гранатые и шпинелевые лерцолиты явно преобладают над остальными породами и находятся в соотношении с ними, как 10 : 1. Этот факт позволяет с 90%-ной вероятностью утверждать, что в природе не происходит перегрева котектического расплава, поскольку в местах его генерации присутствует практически неограниченное количество котектических твердых фаз. Автором разработана модель генерации мантийных магм, согласно которой состав расплава определяется изобарическим котектическим (эвтектическим) равновесием и флюидным режимом, а количество расплава (степень плавления) зависит от различия составов конкретной котектики (эвтектики) и субстрата. Хотя коматиитовые расплавы тяготеют к эвтектическому тренду от 5.5 до 8 ГПа, они характеризуются большим разбросом по соотношению нормативных плагиоклаза, оливина и клинопироксена, что, по всей вероятности, связано с участием в процессе генерации карбонатно-углекислого флюида. Температура генерации коматиитовых расплавов различных регионов изменяется от 1700 до 2000°C, в зависимости от глубины (давления).

Ключевые слова: *коматииты, котектическое плавление, степень плавления, карбонатно-углекислый флюид.*

При систематике коматиитов, в соответствии с современной классификацией магматических пород [8], они помещаются в семейство пикритов нормальной щелочности. Петрохимическое сходство этих породных разновидностей свидетельствует о близости значений давления (глубины) генерации их расплавов, но структура и состав минералов говорят об их различной температуре, что объясняется обводненностью пикритовых магм. Геологические и экспериментальные данные позволяют предполагать, что пикритовые и коматиитовые магмы являются продуктами плавления мантийного субстрата. Главная задача для исследователей ультраосновного вулканизма – выявление (установление, оценка) условий зарождения жидкостей в мантии. Как отмечалось в работе двадцатилетней давности [9, стр. 458], в то время признавалось два варианта возможности образования таких магм: 1) увеличение глубины (давления) выплавки; 2) обширное плавление перидотитового субстрата. Первая модель была предложена (разработана) в ранних работах О'Хары [21] на основе минеральных равновесий, доказывающих увеличение нормативного оливина в выплавках с глубиной (давлением). В работе [9, стр. 458] говорится, что, хотя вывод О'Хары подтвержден экспериментально, исключительная роль давления в генерации ультраосновных

магм нормальной щелочности все же выглядит сомнительной. Приводятся доводы, якобы подтверждающие сомнение: 1) высокомагнезиальные коматиитовые жидкости равновесны с  $Ol+Opx^1$ , а не с  $Ol+Opx+Cpx+Gr$ ; 2) в большинстве случаев отношение нелетучих литофильных элементов близко к хондритовым величинам; 3) согласно расчетам, для образования коматиитовых жидкостей необходимо давление, соответствующее глубине первых сотен километров, когда плотность жидкостей должна быть больше твердого субстрата, что не позволяет жидкости покидать место их генерации.

Альтернативной является модель, основанная на гипотезе далеко продвинутого плавления (40–70%) мантийного перидотита при меньших давлениях (глубине). Считается, что эта модель многократно подтверждена экспериментально разными авторами

<sup>1</sup> В работе приняты следующие сокращения: а) фаз: *An* – анортит, *Sp* – шпинель, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Cpx* – моноклиновый пироксен, *Opx* – ортопироксен, *Gr* – гранат, *Kor* – корунд, *L* – расплав; б) компонентов: *q* – кварц; *als* – альсилит; *or* – ортоклаз; *ab* – альбит; *an* – анортит; *feld* – полевой шпат; *pl<sup>v</sup>* – плагиоклаз, верхний индекс – номер плагиоклаза; *en* – энстатит, *fs* – ферросилит; *orx* – ортопироксен; *di* – диопсид; *hd* – геденбергит; *cpx* – клинопироксен; *fo* – форстерит; *fa* – фаялит; *ol<sup>k</sup>* – оливин, верхний индекс – железистость твердого раствора.

ми во многих лабораториях и, в той или иной мере, ее придерживается большинство петрологов. Так в 1992 г., вначале Герзберг [17] признал справедливость этой модели, а затем к нему присоединился и О'Хара [18].

Наиболее доказательно данная модель обоснована работами И.Д. Рябчикова с соавторами [1, 10, 11]. По их данным, материнские расплавы наиболее распространенных коматиитов йилгарнского типа ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 1.0$ ), содержащих около 30% MgO, могли образоваться при 50%-м равновесном плавлении примитивного мантийного лерцолита при  $P = 35\text{--}37$  кбар и  $T = 1775\text{--}1825^\circ\text{C}$ . А предельные по магнезиальности жидкости (32–33% MgO), согласно расчетам, возникали в условиях еще более интенсивного плавления лерцолитового субстрата (60–65% MgO) при  $P = 50$  кбар и  $T = 1875\text{--}1975^\circ\text{C}$ . В обоих случаях остаточная минеральная ассоциация, по мнению авторов модели, должна была отвечать гарцбургитам. Коматиитовые же магмы барбертонского типа ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 1.5$ ), состав которых определяется присутствием в рестите *Gr* с *Ol+Opx*, выплавлялись на глубине порядка 180–200 км. Приведенные оценки условий генерации коматиитовых магм позволили предположить, что выплавление магм в архее происходило в условиях повышенного теплового потока по сравнению с современным, при котором соответствующие области мантии были на 350–400°C перегреты по отношению к нынешним.

Таким образом, существующая модель генерации сухих мантийных магм, основанная на экспериментах и термодинамических расчетах [1, 10, 17, 18], допускает перегрев расплава относительно изобарической котектики, и авторы модели считают, что состав расплава определяется давлением и степенью частичного плавления субстрата. Действительно, в эксперименте степень частичного плавления опытного образца можно увеличивать до любого уровня, что будет приводить к уменьшению количества минералов, находящихся в равновесии с расплавом. При низких степенях плавления будут присутствовать *Ol+Opx+Cpx+Gr(±Sp)*, при средних – *Ol+Opx+Cpx*, при высоких – *Ol+Opx*, и так вплоть до *Ol*. Согласно этой модели, допускается возможность генерации сходных расплавов на любой глубине. Что же мы имеем в природе? В работе [9] говорится о породном многообразии мантийных ксенолитов, но подчеркивается, что гранатовые и шпинелевые лерцолиты явно преобладают над остальными породами и находятся в соотношении с ними, как 10 : 1. Этот факт позволяет с 90%-й вероятностью утверждать, что в природе не происходит перегрева котектического расплава, поскольку в местах его генерации присутствует практически неограниченное количество котектических твердых фаз.

Повышение геотермического градиента в мантии объясняется мантийным диапиризмом. Под

ним понимается адиабатическое всплывание горячего пластичного глубинного вещества к поверхности, которое сопровождается декомпрессией восходящих масс, что ведет к их интенсивному плавлению. Еще проще можно объяснить повышение геотермического градиента при признании новой гипотезы образования и истории развития Земли [6], согласно которой в центре Земли находится не железо-никелевое, а ядро первовещества (апейрона), постоянно производящее элементы. В результате этого процесса выделяется большое количество энергии и происходит расширение нашей планеты, что провоцирует разнообразие тектонических процессов. А цикличное поступление энергии и вещества к поверхности Земли приводит к проявлению магматизма различного масштаба и вещественного наполнения. При этом процессы плавления и кристаллизации четко подчиняются физико-химическим законам при стремлении любой системы к равновесию. В общем случае, состав расплава определяется химией субстрата, из которого выплавляется магма, и давлением (глубиной). И в этом отношении коматиитовый магматизм не является исключением. При изобарических условиях состав расплава соответствует эвтектическому (или котектическому) равновесию. Поэтому необходимо напомнить, что при эвтектическом (или близком к нему котектическом) плавлении постоянными остаются *P*, *T* и **составы всех фаз**, а изменяются количественные соотношения твердых фаз и расплава в пользу последнего.

С учетом выше сказанного, автором разработана новая модель генерации коматиитовых расплавов на основе котектического плавления мантии в различных условиях флюидного давления. При равновесном процессе плавления состав природных расплавов определяется (задается) составом котектики (эвтектики) соответствующей системы (субстрата) при заданном флюидном давлении. Степень плавления и соответствующее количество расплава, в таком случае, зависит от различия составов субстрата и котектики.

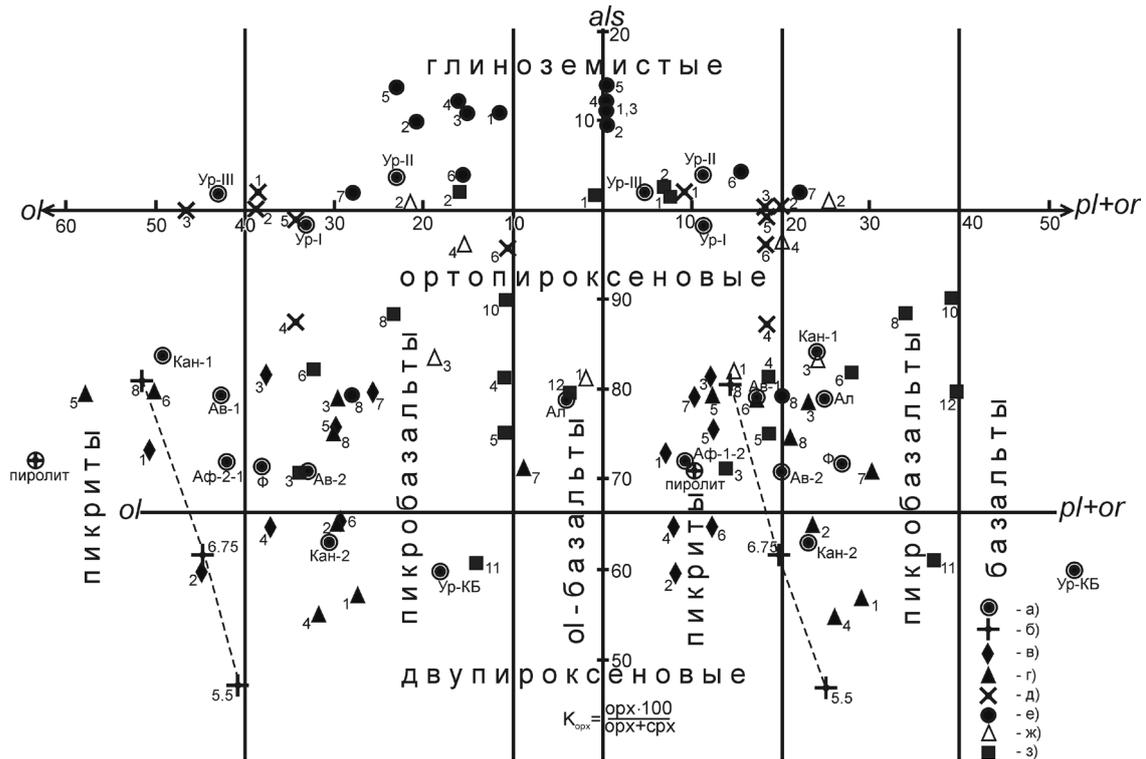
Представляется, что доказательством правильности предлагаемой модели может служить сходство вещественного состава коматиитов и изобарических эвтектик (котектик), полученных экспериментально при низких степенях плавления мантийных перидотитов с использованием классификационных петрохимических и физико-химических диаграмм [2, 3]. Для сопоставительного анализа мы располагаем следующей информацией: (1) состав мантии по разным авторам [9]; (2) диаграмма состояния (в виде *P-T* проекции и изобарических сечений) подсистемы *di-an-fo-q* системы  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  (CMAS) в интервале давления 1 атм–3 ГПа [2]; (3) средние составы коматиитов Африки, Австралии, Канады, Финляндии и Алдана [9, 10]; (4) составы расслоенных потоков кома-

тиитов Манроу (Канада), Комати (Африка) [9], Карелии [12] и Кольского полуострова [13]. Интервал давления до 3 ГПа диаграммы состояния подсистемы *di-an-fo-q* оказался недостаточным для решения проблемы генерации коматиитовых расплавов. Пришлось расширить его с использованием имеющихся в литературе данных по плавлению мантийных перидотитов при малых степенях частичного плавления [7, 23], продукты которого, с определенной долей вероятности, можно принимать за эвтектические составы при заданных значениях давления. Но необходимо оговориться, что, при низкой железистости темноцветных минералов (10–15%) и высоком номере плагиоклаза (70–90) мантийного субстрата, изобарический котектический состав этого субстрата будет незначительно отличаться от оливиннормативной эвтектики подсистемы *di-an-fo-q*. К сожалению, более точное определение природных котектических составов – это довольно сложная проблема. На первый взгляд представляется, что эта задача, при современной экспериментальной технике и аналитических методах, должна (может) решаться довольно просто. Но оказалось, что для экспериментального получения изобарических котектических составов мы не располагаем образцами примитивной (первичной) мантии. Все ксенолиты, вынесенные из мантии различными магмами, не могут представлять первичный состав мантии, поскольку при перемещении их от места генерации расплава происходит подплавление со значительным изменением состава. Каменные метеориты также не могут использоваться для экспериментов, поскольку они имеют специфический состав, отличный от земных пород. Пиролит Рингвуда – это теоретический состав мантии. Тем не менее, экспериментаторы, понимая сложившуюся ситуацию, подбирали образцы, близкие по составу к пиролиту, и пытались определить изобарические котектические составы магм [5, 7, 15, 16, 19, 22–24]. Сопоставительный анализ этих экспериментов показал, что составы расплавов, полученные разными авторами при одинаковом давлении, значительно отличаются. По мнению автора, эти различия связаны с различием исходных составов опытных образцов и трудностью определения котектической температуры. В абсолютном большинстве опытов происходит перегрев и, естественно, изменение состава расплава в сторону исходного образца. Поэтому пришлось подбирать изобарические котектические составы интерполяцией и экстраполяцией из различных источников, учитывая, что с увеличением давления котектический состав приближается к исходному составу образца, где ликвидус и солидус заданной системы должны сойтись в одной точке. Были подобраны котектические составы для давления в 3, 5.5, 6.5 и 8 ГПа. Очевидно, что эти составы не являются оптимальными, поскольку фигуративная точка котектики при 8 ГПа значительно от-

личается от фигуративной точки субстрата по содержанию *орх*.

Для систематики, сопоставления и парагенетического минерального анализа все составы пород предполагаемого мантийного субстрата и рассчитанных эвтектик, представленные в оксидном выражении, пересчитаны на миналы по алгоритму CIPWD [3]. Оказалось, что все составы попадают в две минальные системы (семейства) оливиннормативной группы, железо-магнезиального отряда, ряда нормальной щелочности и ряда, пересыщенного алюминием. Данные пересчета нанесены на классификационную диаграмму до родового уровня (рис. 1), на которой видно, как распределились коматииты по родам и относительно изобарических эвтектик. Следует обратить внимание на приуроченность коматиитов Африки, Австралии, Канады и Финляндии к эвтектическому тренду в то время, как коматииты Карелии и Кольского полуострова отделились от них в область глиноземистых составов. Тем не менее, даже первая группа коматиитов характеризуется значительным отклонением от эвтектического тренда по содержанию полевошпатовых и оливиновых миналов, а также по нормативно-пироксеновому соотношению. Данная особенность составов коматиитов требует специального объяснения, поскольку ее никто из исследователей до настоящего времени не выявлял, из-за того что сопоставление составов, ни в оксидном, ни в катионном (Al-(Fe + Ti)-Mg) выражении, [20] не позволяет обнаружить эту особенность.

Отклонение составов мантийных расплавов от котектического тренда автор объясняет поступлением к месту их генерации CO<sub>2</sub> и карбонатов Са, Na и К. В данном случае, для объяснения обогащения коматиитов глиноземом, подходит вариант П2 из таблицы 2 [4], когда к пикритовому расплаву добавляется 5 вес. % СаСО<sub>3</sub> и 5 вес. % СО<sub>2</sub> и получается карбонатно-алюмосиликатный расплав. При перемещении такого расплава к поверхности Земли могут реализоваться три варианта: (1) карбонатный коматиит, (2) ликвация на карбонатный и алюмосиликатный расплавы и (3) диссоциация карбоната и потеря СО<sub>2</sub>. В первом варианте состав не меняется. Во втором варианте образуются два расплава: карбонатный и алюмосиликатный. Последний расплав будет иметь следующий минальный состав (вес. %): *feld (or+pl) = 12.34, als = 6.26, орх = 46.38, ol = 35.04*, что близко к составу массивного перидотитового коматиита потока 275 Паласельгинской структуры (Карелия): *feld (or+pl) = 14.25, als = 2.45, орх = 44.86, ol = 38.44*. При потере же 6 вес. % СО<sub>2</sub> (третий вариант) расплав будет иметь такой состав: *feld (or+pl) = 21.74, cpx = 21.74, орх = 19.75, ol = 35.57, СО<sub>2</sub> = 1.2*, который близко соответствует составу перидотитового коматиита потока Манроу (Канада) под номером 4.



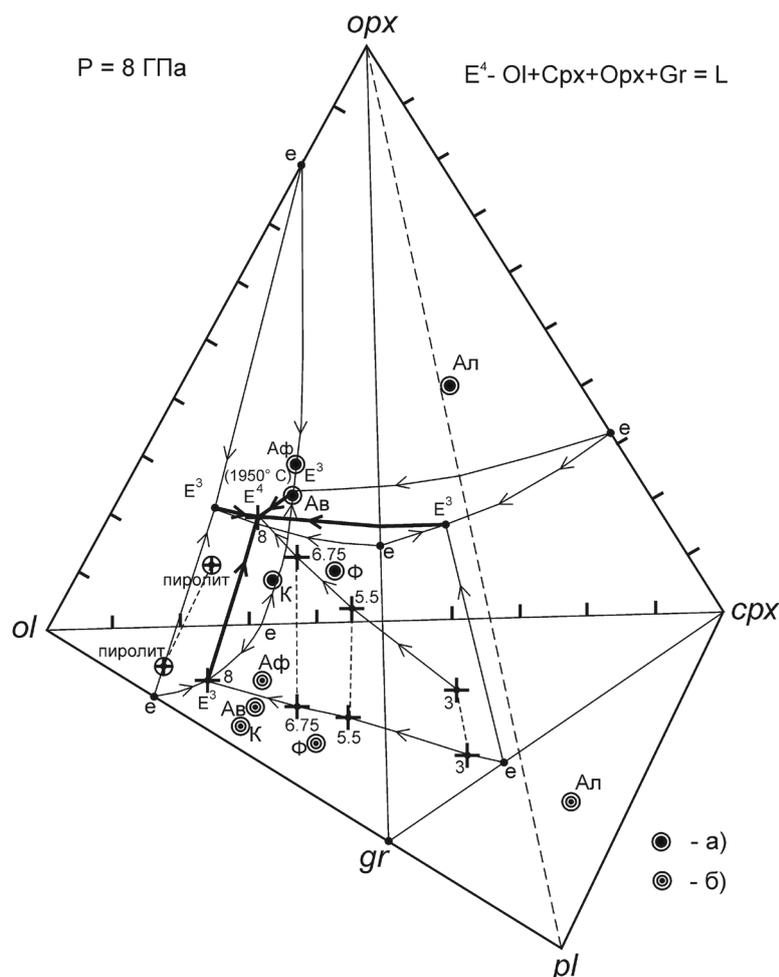
**Рис. 1.** Петрохимическая систематика коматиитов до родового уровня в сопоставлении с составами эвтектик (котектик) при 5.5, 6.75 и 8 ГПа.

а) – средние составы коматиитов (Аф – Африка; Ав – Австралия; Кан – Канада; Ф – Финляндия; Ал – Алдан; Ур – Ура-губа, Кольский полуостров); средние составы 1 и 2 – данные разных авторов; б) – экспериментальные “эвтектики” соответствующих давлений в ГПа; в) – составы расслоенных потоков коматиитовой серии Комати (Африка); г) – составы расслоенных потоков коматиитовой серии Манроу (Канада); д) – составы коматиитовой серии Паласельгинской структуры (Карелия), поток 275; е) – составы коматиитов потока Ура-губа; ж) коматиитовый силл Ура-губа; з) – составы коматиитовой серии Койкарской структуры (Карелия).

Петрохимическая неоднородность и, особенно, нечеткая приуроченность составов коматиитов к котектическому тренду, естественно, проявляются и на изоплетических проекциях диаграмм состояния подсистем  $ol^k+orx+crx+pl^b$  и  $ol^k+orx+als+pl^b$ . Но вначале, на рис. 2, показано положение средних составов коматиитов в “тетраэдре” изоплеты  $ol^k+orx+crx+pl^b$  и на основании тетраэдра, как проекций из вершины  $orx$ , а на рис. 3, представляющего более сложную проекцию из вершины  $orx$  на основания двух подсистем:  $ol^k+orx+crx+pl^b$  и  $ol^k+orx+als+pl$ , приведено положение эвтектического тренда (котектики) от 1 атм до 8 ГПа и всех выбранных составов коматиитов. Как видно на рис. 3, положение фигуративных точек составов коматиитов относительно эвтектических точек подтверждает большое разнообразие перидотитовых коматиитов и значительное отклонение их составов от котектического тренда, особенно коматиитов Карелии и Кольского полуострова. Разнообразие коматиитов выявляется также и по соотношению  $CaO/Al_2O_3$ , значение которого, близкое к 1, приходится на эвтектический тренд, что соответствует  $pl$  :

$crx = 60 : 40$ . Следует отметить, что в литературе не дается объяснения ни петрохимического, ни физико-химического смысла изменения  $CaO/Al_2O_3$  отношения, даже в одном потоке. Совершенно очевидно, что изменения этого отношения связаны с причинами, определяющими (вызывающими) неоднородности мантийных расплавов (см. выше).

Таким образом, можно заключить, что, хотя коматиитовые расплавы тяготеют к эвтектическому тренду от 5.5 ГПа до 8 ГПа, тем не менее, сопоставление составов экспериментальных “сухих” эвтектик со средними составами коматиитов из различных регионов и отдельных потоков показало значительное их разнообразие (рис. 1, 2 и 3). Следовательно, кроме котектического равновесия на состав расплавов влиял еще какой-то фактор. По всей вероятности, таким фактором был флюидный режим. Судя по высокой температуре коматиитовых расплавов, в их генерации участвовал карбонатно-углекислый флюид. К тому же, при сопоставлении возникают большие сложности с установлением (определением) исходного состава коматиитовых расплавов, поскольку они после излияния на по-



**Рис. 2.** Положение средних составов коматиитов разных регионов на изобаре 8 ГПа изоплетического сечения  $ol^x-cpx-pl^4-opx$  системы  $fo-fa-di-hd-ab-an-en-fs$ .

Показано положение эвтектик (котектик) при 3, 5.5 и 6.75 ГПа. а) – фигуративные точки внутри тетраэдра; б) – проекции этих точек на основание тетраэдра. Аф – Африка; Ав – Австралия; К – Канада; Ф – Финляндия, Ал – Алдан.

верхность испытывают кристаллизационную дифференциацию внутри потоков, что затрудняет расчеты средних составов. Поэтому средние составы коматиитов из одного региона, приведенные в разных литературных источниках, сильно разнятся (рис. 1, 3, 4).

Вызывает сомнение правильность отнесения пород горы Лешей (Ур-III) к коматиитовой ассоциации, как эффузивным образованиям, в то время как по структурно-текстурным свойствам, минералогии и петрохимии они диагностируются как гарцбургиты. Эти сомнения были высказаны В.Ф. Смолькиным еще в 1992 г. [13], тем не менее, он отнес их к III группе коматиитовых вулcano-плутонических ассоциаций.

Температуру генерации расплавов можно оценить по  $P$ - $T$  диаграмме, на которой показано положение солидусов и ликвидусов сухой и водной мантии, а также расчетные геотермы (рис. 5). Как видно на диаграмме, для “сухих” условий температура

солидуса котектик на интервале от 5.5 до 8 ГПа изменяется от 1700 до 2000°C. Согласно такой оценке, коматиитовые расплавы 3. Африки характеризуются наиболее высокой  $T_{\text{сол}} = 2000^\circ\text{C}$  при давлении 8 ГПа, коматиитовые расплавы Австралии генерировались при  $T_{\text{сол}} = 1850^\circ\text{C}$  и  $P = 6.5$  ГПа, а финские – при  $T_{\text{сол}} = 1700^\circ\text{C}$  и  $P = 5.5$  ГПа. Канадские расплавы по термодинамическим параметрам генерации находятся между финскими и австралийскими. Если же допустить, что генерация коматиитовых расплавов контролировалась  $P_{\text{CO}_2}$ , то тогда указанные “сухие” значения температуры можно уменьшить на 50. Что касается карельских и кольских коматиитов, то их фигуративные точки настолько значительно отклоняются от котектического тренда, что определение термодинамических параметров генерации их расплавов весьма затруднительно. По грубо рассчитанному среднему содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , карельские и кольские коматииты генерировались при  $P_{\text{CO}_2} = 6$  ГПа и  $T_{\text{сол}} = 1750^\circ\text{C}$ .

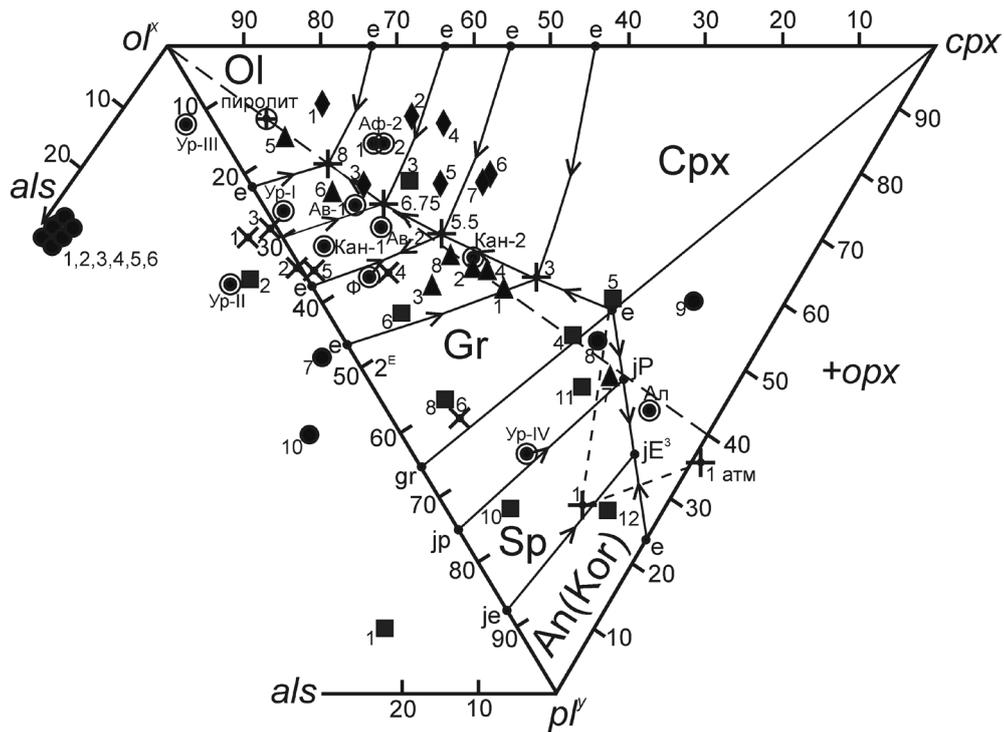


Рис. 3. Положение коматиитов на основаниях  $ol^x-cpx-pl^l$  и  $ol^x-als-pl^l$  тетраэдров (изоплет)  $ol^x-cpx-pl^l-opx$  и  $ol^x-als-pl^l-opx$  систем  $fo-fa-di-hd-ab-an-en-fs$  и  $fo-fa-als-ab-an-en-fs$ .

Условные обозначения см. рис. 1.

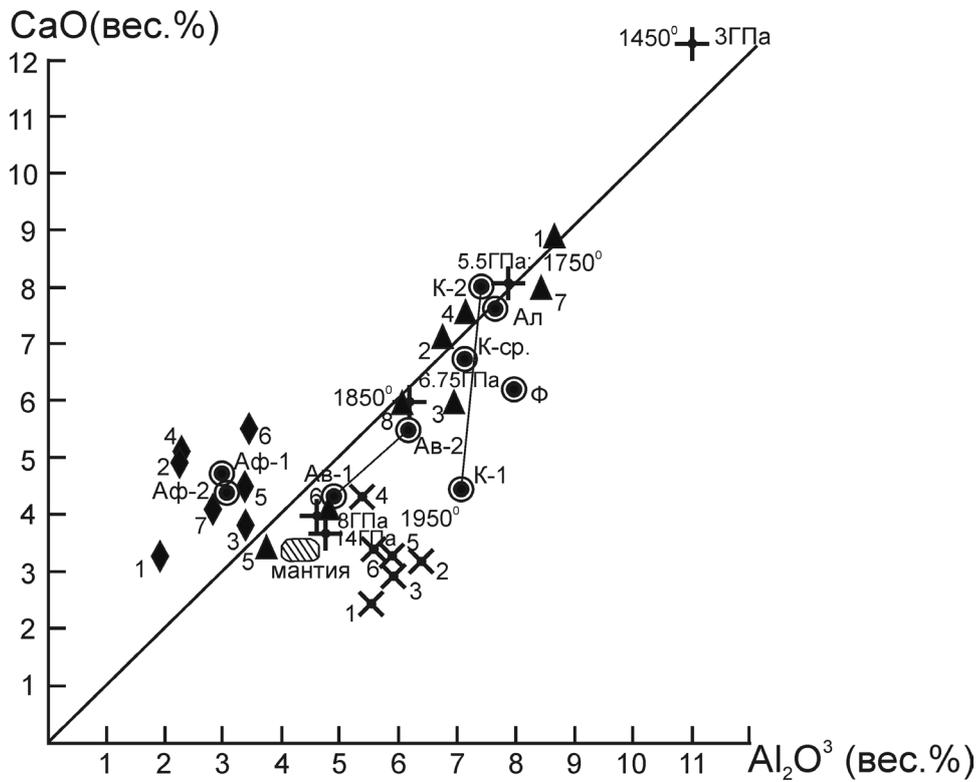


Рис. 4. Соотношение  $CaO/Al_2O_3$  (вес. %) в средних составах коматиитов из разных регионов и отдельных расчлененных потоков.

Условные обозначения см. рис. 1.

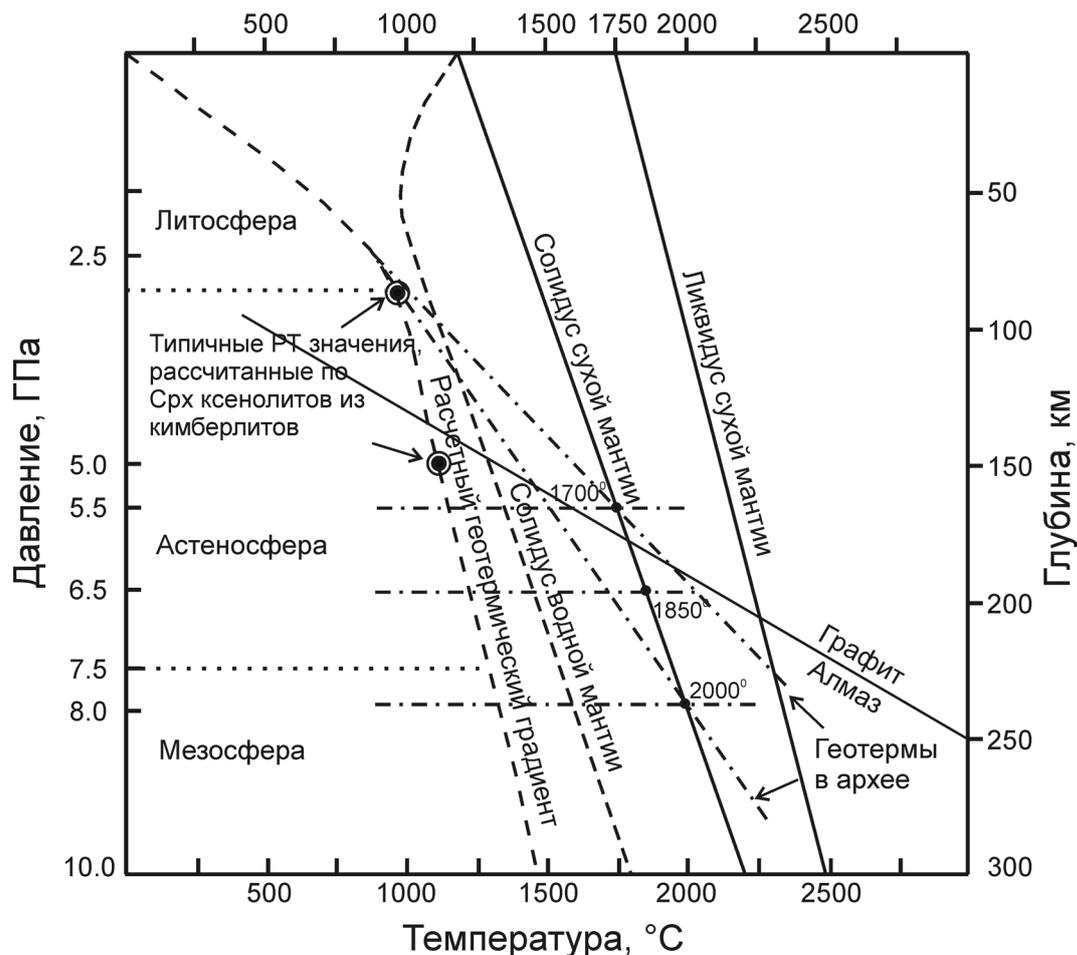


Рис. 5. Положение на  $P$ - $T$  проекции солидусов и ликвидусов сухой и водной мантии, а также современных и архейских геотерм, по Хьюджесу [14], с некоторыми изменениями и дополнениями.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.
2. Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 336 с.
3. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 234 с.
4. Дубровский М.И. Генерация карбонатно-алюмосиликатных магм // Записки ВМО. 2004. Ч. СXXXIII, № 6. С. 8–29.
5. Дэвис Б.Д.К., Шерер Дж.Ф. Плавление в сечении диопсид-форстерит-пироп при 40 кбар и 1 атм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 322–325.
6. Лесовой Ю.И. К вопросу эволюции вещества Земли // Отечественная геология. 2007. № 2. С. 83–89.
7. Литвин Ю.А. Физико-химические исследования плавления глубинного вещества Земли. М.: Наука, 1991. 312 с.
8. Магматические горные породы. Т. 1, ч. 1. Классификация, номенклатура, петрография / Отв. редактор В.И. Гоньшакова. М.: Наука, 1983. 367 с.
9. Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Отв. редакторы Е.Е. Лазько, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1988. 508 с.
10. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Отв. редактор В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.
11. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625–638.
12. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2005. 230 с.
13. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
14. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. М.: Недра, 1988. 320 с.
15. Baker M.B., Hirschmann M.M., Ghiorso M.S., Stolper E.M. Composition of near-solidus peridotite melts

- from experiments and thermodynamic calculations // Nature. 1995. V. 375, № 6529. P. 308–311.
16. Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kbar and application to basalt petrogenesis // J. Petrol., 1988. V. 29. P. 1257–1282.
  17. Herzberg C. Depth and degree of melting of komatiites // J. Geophys. Res., 1992. V. 97. P. 4521–4540.
  18. Herzberg C., O'Hara M.J. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites // Earth Science Reviews. 1998. V. 44. P. 39–79.
  19. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kbar pressure and genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Miner. Petrol. 1980. V. 73, № 3. P. 287–310.
  20. Jensen L.S. A new caption plot for classifying subalkalic volcanic rock. Ontario division of mines, 1976. MP 66. 22 p.
  21. O'Hara M.J. Primary magma and the origin of basalt // J. Geol. 1965. V. 1. P. 19–40.
  22. Sen G. Composition of basaltic liquids generated from a partially depleted lherzolite at 9 kbar pressure // Nature. 1982. V. 299. P. 336–338.
  23. Takahashi I. Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, № B9. P. 9367–9382.
  24. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 29–60.

*Рецензент Г.Б. Ферштатер*

## The conditions of komatiite magma generation

**M. I. Dubrovsky**

*Geological Institute, Kola Science Centre of RAS*

Modern models of dry mantle magma generation, based on experiments and thermodynamic calculations, suppose the present of melt overheated concerning isobaric cotectic. The authors of these models consider that the composition of melt is defined not only by pressure, but also by degree of partial fusion of a substratum. But among mantle xenoliths obviously prevail garnet and spinel lherzolites which abundance over other rocks is 10 : 1. This fact allows to assert with 90% probability that cotectic melt don't overheats as far as in the places of its generation there are practically unlimited quantity of cotectic solidus phases. The author develops the model mantle magma generation which based on assumption that the composition of melt is defined by isobaric cotectic (eutectic) balance and fluid mode, and quantity of melt (fusion degree) depends on distinction of compositions concrete cotectic (eutectic) and the substratum. Komatiitic melts gravitate to eutectic trend from 5.5 to 8 GPa, **but they are characterised by a wide scatter of standard minals, that is most likely connected with participation in the process of generation of a carbonate-carbon-dioxide fluid.** The temperature of komatiite melt generation in different regions changes from 1700°C to 2000°C, depend on the depth (pressure).

Key words: komatiites, cotectic fusion, degree of fusion, carbonate-carbon-dioxide fluid.