

Щелочной и кимберлитовый метасоматоз в истории Земли

В.И.ПУЗАНОВ

Сделан вывод о том, что мантия всегда однородная и примитивная, не хондритовая и не деплетированная. Результат плавления мантии – толеитовые базальты. Плавление сопровождается мантийным флюидом. Основание компонента K_2O запускает щелочной процесс, в результате которого проявляются кислотно-основные свойства флюида с образованием гранитоидов, в том числе и щелочных пород. Кимберлиты образуются в карбонатной среде в результате скарнового процесса под влиянием раскалённого расплава базальтов и сопутствующего мантийного флюида.

Ключевые слова: плавление мантии, изотопные отношения, мантийный флюид, происхождение щелочных пород, образование кимберлитов.

Пузанов Владимир Иванович



geopvi@gmail.com

Alkaline and kimberlite metasomatism in the Earth history

V.I.PUZANOV

It is concluded that the mantle is always homogenous and primitive, non-chondrite and non-depleted. Mantle melting results in tholeiitic basalt formation. Melting is accompanied by a mantle fluid. K_2O component base generates alkalinization, a process demonstrating acid-basic fluid properties and forming granitoids including alkaline rocks. Kimberlites are formed in carbonate environment as a result of skarning influenced by incandescent basalt melt and associated mantle fluid.

Key words: mantle melting, isotope ratios, mantle fluid, the origin of alkaline rocks, kimberlite formation.

Большинство исследователей считают, что одно из важнейших фундаментальных свойств мантии, определившее характер и эволюцию магматизма и металлогении в течении геологического времени – вещественная гетерогенность мантии Земли. В доказательство этому приводят наличие различных магматических провинций, которые образовались якобы за счёт частичного плавления мантии и мантийного метасоматоза, такие, как щелочного и карбонатитового магматизма [6, 22]. Считается, что частичное плавление мантийного субстрата сопровождается подвижными расплавами-флюидами, активно реагирующими с мантийной матрицей. «В результате мантийной миграции этих флюидов возникают обогащенные резервуары – источник щелочного и карбонатитового магматизма, а также редкометалльных месторождений» [6, с. 60].

Исходя из сказанного, в ходе плавления мантия должна была со временем терять лёгкие компоненты (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , CaO) и превращаться в деплетированный субстрат, из которого в настоящее время должны выплавляться только высокомагнезиальные, обеднённые редкими элементами, расплавы. Но этого не происходит. Напротив, увеличивается количество щелочных и карбонатитовых пород (рис. 1). Изливали в архейское

время вулканы толеитовую магму и изливают её по настоящее время. Никакой дифференциации и частичного плавления в мантии нет. В своё время ещё Т.Ф.Барт, изучая непрерывное излияние базальтовых, в основном толеитовых, магм Гавайских островов и критикуя кристаллизационную дифференциацию Н.Боуэна, восклицает: «И что же!» [25, с. 205]. Никакой дифференциации Т.Ф.Барт не увидел. Изливали гавайские вулканы толеитовую магму миллионы лет назад, изливают её и сейчас. Приводя расчёты с балансом натрия в осадочных породах и океане, Т.Ф.Барт приходит к выводу, что любая кристаллическая порода несколько раз прошла через осадочный цикл. Осадочная дифференциация даёт гораздо более контрастные результаты, а «плавильный котёл» ведёт скорее к гомогенизации вещества, чем его дифференциации. «Таким образом, я закончу, – говорит Барт, – высказыванием, заключающим, как я полагаю, истину, которая консервативными геологами будет названа парадоксом: возникновение изверженных пород обусловлено осадочными процессами» [25, с. 205]. И это так, все изверженные породы, кроме толеитовых базальтов, имеют связь с осадочными процессами. Только осадочная дифференциация вещества способна разделить изверженные породы на отдельные состав-

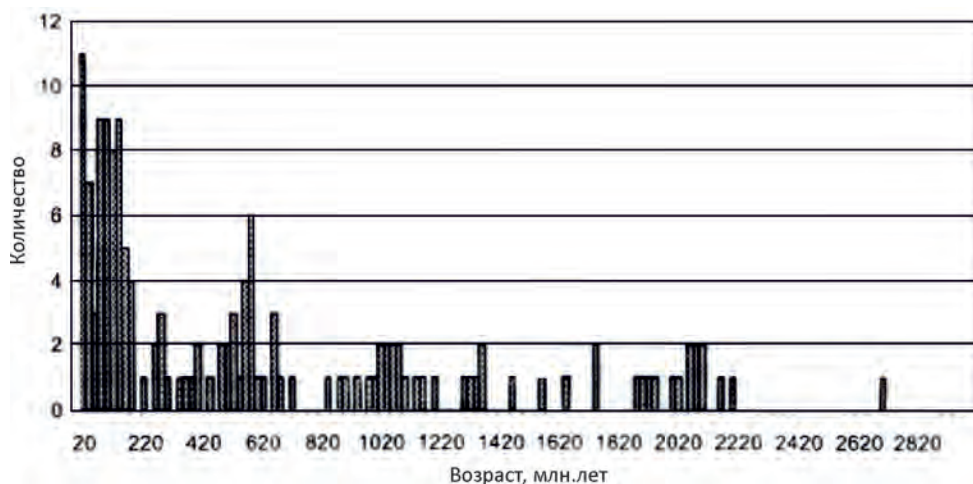


Рис. 1. Распределение интенсивности карбонатитового магматизма в истории Земли [6]

ляющие компоненты и элементы, столь необходимые для образования полезных ископаемых. Только осадочные бассейны, в которых создаются определённые геохимические условия накопления и разделения пород на составляющие минералы и элементы, способны создавать минерагенические провинции. Только сложные процессы осадочной, метаморфической и метасоматической перегруппировки вещества этих осадочных бассейнов могут создать так называемые «магматические провинции».

И.Д.Рябчиков [22], Л.Н.Когарко [6] и многие другие считают, что петрохимический состав мантии отвечает петрохимическому составу так называемых мантийных ксенолитов и щелочных окисленных расплавов, которые выносятся вулканами таких островов, как Триндади (Бразилия), Фернандо ди Норонья (Бразилия), Монтана Клара (Канары), Буве, Гавайские, Галапагос и др. Все эти острова в основании имеют фрагменты и даже целые блоки континентальной коры, глубоко опущенные в мантию, а вулканические постройки нарастили фрагменты этой коры с выходом на поверхность океанов [17, 18]. Ксенолиты этих островов, по составу отвечающие перидотитам, гранатовым перидотитам, пироксенитам, эклогитам, карбонатитам, а также их аналогам – амфибол- и флогопитсодержащим породам, являются фрагментами этой континентальной коры или результатом взаимодействия флюидов и толеитовой магмы с породами основания коры.

В связи со сказанным большое значение имеют экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса, проведённые в 1976 г. коллективом авторов института физики Земли (В.А.Ермаковым и др.) [28]. В опытах были подвергнуты плавлению амфиболовое габбро, полевошпатовый амфиболит и гиперстен-амфиболовый сланец (гранулит), представ-

ляющие наиболее широко распространённые включения в андезитах вулкана Безымянный из Ключевской группы вулканов на Камчатке. По химическому составу амфиболовое габбро и полевошпатовый амфиболит отвечают толеитовым базальтам, а гранулит – оливновым базальтам. В опытах использовалась аппаратура высокого давления и метод закалки. В ходе работ были изучены составы стёкол, образовавшихся при различной степени плавления, и особенности процесса плавления пород (соотношения температур солидуса и ликвидуса, характер появления жидкости, изменение в составе кристаллических фаз, структурные изменения и др.). Здесь необходимо отметить, что все опыты проходили в закрытой системе с повышением температуры от 900° до 1250°С и давления от 250 до 3000 МПа.

Прежде всего, следует обратить внимание на то, что ещё до начала плавления при температуре меньше 900° от породы отделяется высококонцентрированный флюид в основном в составе воды, кремния и калия и, по-видимому, небольшого количества алюминия ($H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$). Флюид развивается в виде плёнок по трещинкам и в интерстициях между зёрнами в породе, затем переходит в расплав, затвердевая в стёклах. «Обращает на себя внимание тот факт, что состав включений стекла вблизи солидуса оказывается тождественен составу стекла из зоны ликвидуса. Это свидетельствует о высокой скорости установления равновесного состояния (под действием флюидов), приводящего к выравниванию концентраций таких составляющих, как Fe, Mg, K и т.п., при развивающемся плавлении» [28, с. 16–26], замечают авторы. Натрий до плавления и в начале плавления, когда температура ещё низкая, в раствор–расплав не поступает. Инертность Na обусловлена фиксацией этого элемента в кристаллической решётке плагиоклаза. В противоположность

натрию, калий и часть кремния свободно мигрируют в флюид, а затем в расплав, не будучи связаны с образованием какой-нибудь кристаллической фазы.

При развивающемся плавлении Fe и Mg, поступающие в раствор–расплав, образуют парагенезисы с пироксеном (Px), клинопироксеном (Cpx), ортопироксеном (Opx), оливином (Ol) и магнетитом (Mt): Cpx+Opx+Mt, Px+Ol+Mt или Ol+Px. Изучение состава стёкол показывает, что из амфиболитовой и гранулитовой коры исследованные породы могут образовывать расплавы варьирующего состава от базальтов до андезитов, возможно, до дацитов. Базальты образуются при высоких степенях плавления (50–75%). Андезиты и андезито-базальты образуются в широком температурном интервале при различных степенях плавления. В расплавах базальтового и андезитобазальтового состава, полученного из амфиболового габбро и полевошпатового амфиболита, образуются нодулы или рести-ты троктолита или алливалита (плаггиоклаз+оливин), причём оливин начинает ассоциировать с плёнками стекла, что, по-видимому, связано с появлением оливина в мантийных толеитовых базальтах. В гранулите преобразование амфибола предшествует плавлению, при этом образуется ассоциация типа перидотитов или лерцолитов с бластовыми структурами минеральных выделений. При плавлении полевошпатовых амфиболитов в условиях повышения температуры и давления вблизи солидуса и ликвидуса по плаггиоклазу развивается гранат и пироксен.

Авторы считают, что в преобразовании расплава большую роль играет флюид и миграция летучих, приводящих к изменению химического состава и *P-T* условий существования магмы. Поэтому в «колонне магмы» вулкана Безымянный, имеющего состав от базальта до андезита, «...происходит миграция летучих в её верхнюю часть, приводящая к изменению здесь химического состава и *P-T* условий существования магмы. Здесь может происходить формирование насыщенной флюидами магмы, весьма агрессивной по отношению к внешней среде» [28, с. 57]. Таким образом, авторы показали, что путём плавления субстрата коры и взаимодействия флюидов с расплавом и корой возможно образование выплавов ультрабазитов и известково-щелочной серии магм.

Экспериментальные работы по плавлению основных пород проводились в закрытой системе, где создавались условия повышающихся в течение опыта температуры и давления. Исходный флюид уходил в расплав. В природных условиях система открыта. Мантия плавится с понижением давления и температуры, которые никогда не превысят давление и температуру точки начала плавления. Поэтому флюид, отделяясь от мантии, следует вверх и взаимодействует с расплавом и боковыми породами коры.

Основу всех излившихся вулканических пород составляют базальты. До 90% всех базальтов вулканичес-

ких построек континентальных плато, океанических островов, глубоководных впадин и СОХ, основных поставщиков мантийного вещества – толеитовые базальты. Толеитовые базальты всех геодинамических обстановок относительно однородные и не имеют значимых различий по петрохимическому составу и элементным и изотопным соотношениям. Состав толеитовых базальтов также не зависит от времени и глубины очагов излияния. Всё это предполагает однородный состав мантии.

Мантия участвует в образовании коры. Данные сейсмоотографии и масс-балансовые расчёты показывают, что в образовании коры должна участвовать вся мантия, отвечающая однородному не хондритовому и не деплетированному резервуару примитивной мантии с современными изотопными отношениями $Sm/Nd=0,350$ и $E_{Nd}=+9$. Такой вывод вытекает из работы Ю.А.Костицына [10].

Этим параметрам и отвечают толеитовые базальты, составляющие основу петрохимического состава всегда однородной и примитивной мантии без значимых признаков мантийной дифференциации. Все другие вариации элементных и изотопных отношений, а также вариации петрохимических составов всех других вулканических пород связаны с флюидно-коровыми процессами, как это следует из экспериментальных работ [28].

Анализ рисунка из работы Ю.А.Костицына [10] показал, что точки, относящиеся к толеитовым базальтам разных по времени и глубине очагов излияния, занимают самое верхнее устойчивое положение на графике. Также видно, что точки всех разновременных базальтов располагаются по дуге. Это, по-видимому, связано с одновременным влиянием векторов мантийного флюида и коры, распределивших точки по кругу. Сначала большее влияние оказывает вектор мантийного флюида. Он группирует точки, по изотопным отношениям отвечающие щелочным базальтам и базальтам NIMU. Затем всё большее влияние на изотопное отношение оказывает океаническая кора, группируя точки щелочных базальтов, занимающих более обширное поле, приближаясь к океанической коре, которая, в свою очередь, приближается к среднему значению континентальной коры и, таким образом, образуется полукруг группирующихся точек. Следовательно, от толеитовых базальтов под влиянием мантийного флюида и коры возникают различные по времени и глубине очагов излияния, различные по изотопным отношениям, разности базальтов. Такое постепенное уменьшение роли мантийного флюида и увеличение роли коры можно, по-видимому, объяснить только плавлением мантии в виде толеитовых базальтов, определивших состав всегда примитивной мантии с современным изотопным отношением $Sm/Nd=0,350$ и $E_{Nd}=+9$. Из всего этого следует, что магматической и метасоматической дифференциации и частичного плавления в мантии не существует. Мантия плавится одноактно целиком и полностью. Продукт плавления – толеитовый базальт.

Плавление мантии и извержение толеитовых базальтов сопровождается высвобождением из мантии того самого флюида – $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$, который в экспериментах по плавлению коры в закрытой системе, отделяясь от породы, переходит в расплав и затвердевает в стёклах [28]. Впервые представление о глубинных флюидных потоках, «колонах фильтрации» восходящих растворов, предложил французский геолог П.Термье в 1910 г. Затем эти представления о глубинных (подкоровых) флюидных потоках последовательно развиваются в трудах Д.С.Коржинского [7–9], позднее в работах А.А.Маракушева [13, 16] и И.А. Зотова [5]. Д.С.Коржинским эти растворы, несущие H_2O , K_2O , Na_2O и другие подвижные компоненты, названы «сквозьмагматическими» или «транзмагматическими», которые следуют из более низких горизонтов, диффундируя через гранитную магму. Происхождение таких растворов связывается с общими проблематичными процессами глубинной дегазации Земли. В настоящей работе рассматривается мантийный флюид, который отделяется от мантии в результате её плавления.

В открытой системе, отделяясь от мантии, флюид сразу же переходит в гомогенно-газовое состояние. Все компоненты флюида находятся в диссоциированном или частично диссоциированном состоянии. Двуокись кремния (кремневый ангидрид) присутствует во флюиде в виде ортокремневой (H_4SiO_4) или метакремневой (H_2SiO_3) кислоты, которая диссоциирует на ионы $H^++H_3SiO_4^-$ или $H^++HSiO_3^-$. Окись алюминия присутствует в виде гидрата окиси алюминия ($Al(OH)_3$) или алюминиевой кислоты (H_3AlO_3). Гидрат окиси алюминия является амфотерным и может действовать или как слабое основание, или как слабая кислота и поэтому как гидрат окиси диссоциирует на ионы $Al^{+++}+3HO^-$, а как кислота – на ионы $H^++H_2AlO_3^-$. Окись калия в флюиде сразу переходит в гидрат окиси калия и как сильное основание полностью диссоциирует на ионы K^++HO^- . Тогда формула флюида может выглядеть так: $H^++HO^-+H^++HSiO_3^-$ (или $H^++H_3SiO_4^-$)+ $K^++HO^-+H^++H_2AlO_3^-$ (или $Al^{+++}+3HO^-$). Для простоты условно будем пользоваться первым вариантом формулы флюида. Находясь под глубинным давлением и температурой, «...такая надкритическая фаза водных растворов, приближаясь по агрегатному состоянию и плотности к жидкости, сохраняет главное свойство газа – летучесть, обуславливающую его поведение, резко отличное от обычной жидкой воды, поэтому отождествлять жидкости надкритическую и докритическую, как это, к сожалению, делают некоторые исследователи, ошибочно» [15, с. 26]. Все компоненты флюида, в том числе и сопутствующие редкие элементы, в гидротермальных условиях переносятся в виде полимерных соединений катионного, анионного или смешанного типа. Такой флюид и сопутствующие редкие и другие некогерентные элементы в открытой системе следуют вверх, взаимодействуют с боковыми породами в верхних горизон-

тах коры, осуществляя интенсивную перегруппировку вещества с последующим образованием гранитного слоя коры и месторождений полезных ископаемых.

Образование гранитного слоя начинается с момента, когда падение температуры и давления следующего вверх мантийного флюида $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$ достигнет значений, при которых начнёт кристаллизоваться порода гранитного состава. Для гранитных массивов, приближенных к поверхности Земли, температура составляет $750^{\circ}-850^{\circ}$ и давление $1,0-1,5 \cdot 10^8$ Па [19, 20]. Во время формирования гранитов возникает зональность, которую можно представить в виде метасоматической колонки (рис. 2).

Образование зональности гранитоидов связано с последовательностью формирования фациальных разновидностей пород от кислых к основным по пути следования породообразующего раствора [21]. Это отвечает геохимической эволюции вещества при последовательной смене активности сильных оснований более слабыми основаниями, что соответствует ряду активности оснований: $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3$. Основание K_2O и кислота кремневого ангидрида SiO_2 являются самыми мощными факторами мантийного флюида. Эти два компонента начинают гранитизацию, взаимодействуют с субстратом коры и осуществляют перегруппировку вещества с образованием гранита. Кремний необходим в системе для образования вместе с алюминием анионной части породообразующих минералов фациального ряда. Калий образует сильное основание, являющееся самым важным фактором гранитизации. Он запускает щелочной процесс, в результате которого проявляются кислотно-основные свойства оснований. Формирование гранитов связано с активностью поступающего с мантийным флюидом сильного основания K_2O , которое формирует катионную часть главных породообразующих минералов и вытесняет из области кристаллизующихся гранитов относительно более слабые основания Na, Ca, Mg, Fe и другие некогерентные элементы, переводя их в раствор. С уходом из раствора K_2O повышается активность основания Na_2O , что способствует формированию средних разновидностей – диоритов. Высокая активность CaO способствует формированию габброидов. Кристаллизация магниезальных и железистых пород связана с высокой активностью MgO, FeO, Fe_2O_3 [21].

При продвижении фронта гранитизации разрастание тыловых зон (фаций) метасоматической колонки происходит за счёт внешних, что приводит к замещению гранодиорита зоной гранита, зоны диорита зоной гранодиорита и т.д. [21]. По мере продвижения породообразующего раствора более основные породы замещаются более кислыми или щелочными, если в растворе недостаток кремнезёма. Ослабление роли кремния приводит к усилению щелочных свойств раствора. Ослабляются кислотные и усиливаются основные свойства силикатов, что приводит к вытесне-

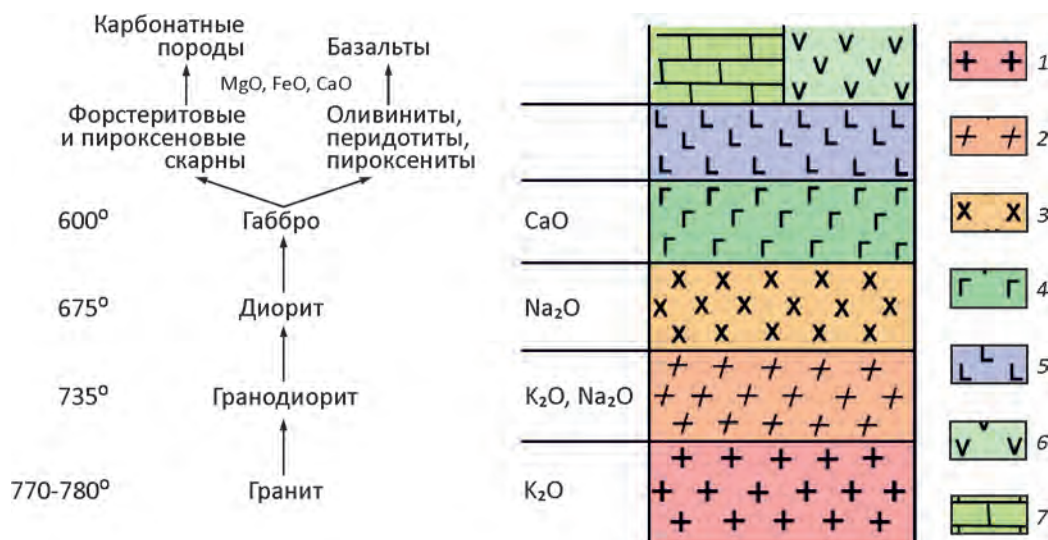


Рис. 2. Метасоматическая колонка зональности гранитоидов:

1 – граниты; 2 – гранодиориты; 3 – диориты; 4 – габбро; 5 – форстеритовые и пироксеновые скарны, оливиниты, перидотиты, пироксениты; 6 – базальты; 7 – карбонатные породы; $K_2O-Na_2O-CaO-(CaO)$, MgO, FeO – ряд активности оснований оксидов; 770°, 735°, 675°, 600° – средние температуры кристаллизации гранитоидов [19, 20]; стрелками показано направление следования мантийного флюида ($H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$)

нию слабых катионов (Mg, Fe) более сильными (K, Na) и замещению пироксена и оливина ортосиликатами и щелочными алюмосиликатами. Активность кремнезёма зависит от концентрации его в растворе. В зависимости от щёлочности среды находится не только активность катионов, определяющих состав образующихся минералов, но и тип кремнекислородных радикалов [3].

При тектонических подвижках зоны K_2O и Na_2O напрямую взаимодействуют с конечными продуктами метасоматической колонки – оливинитами, перидотитами и пироксенитами либо форстеритовыми и пироксеновыми скарнами. В результате взаимодействие высокотемпературных щелочных растворов с пироксеном и оливином (форстеритом) отвечает процессам нефелинизации и флогопитизации ультрабазитов. Образуются щелочные породы – щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, нефелин-пироксеновые породы, мельтейгиты, ийолиты, лампроиты и др. Экспериментальные данные подтверждают «...что при инфильтрации щелочных растворов в зоне контакта контрастных по основности пород – ультрабазитов и гранитогнейсов возникают различные парагенезисы метасоматических минералов (колонки нефелинизации по ультрабазитам и фенитизации по гранитогнейсам)» [3, с. 89].

Проблема генезиса щелочных пород в значительной степени связана с решением вопросов образования нефелина – наиболее характерного минерала этих пород. Долгое время в геологической литературе нефелин рассматривался обычно как типичный магматогенный

минерал. Поэтому сам факт наличия нефелина в породе принимался как важнейший довод образования этой породы путём магматической кристаллизации. Этому в большей степени способствовали данные экспериментального изучения условий кристаллизации «сухих» силикатных щелочных расплавов, свидетельствующие о выделении нефелина при температуре порядка 1100°–1200°С [27].

Позднее выяснилось, что в щелочных породах нефелин образуется в процессе высокотемпературного щелочного метасоматоза – нефелинизации ультрабазитов. Характерная черта нефелинизации – привнос не только щелочей K и Na, но также и алюминия, практически отсутствующего в первичных породах. Совместное нахождение изменённых базальтов в некоторых комплексных массивах, морфологические особенности кольцевых структур центрального типа и примерные глубины заложения центров массивов свидетельствуют о том, что формирование щелочных метасоматитов происходило в субвулканических условиях, на сравнительно небольших глубинах, часто около 1–3 км [1–3]. Такой глубине соответствует литостатическое давление $1,0-1,5 \cdot 10^8$ Па.

Так как генезис щелочных пород является во многом дискуссионным, то представляется целесообразным привлечение данных экспериментальной петрологии. Однако, как уже отмечалось, эти данные в основном относятся к силикатным расплавам в закрытой системе и мало приложимы к случаю процессов щелочного

метасоматоза. Поэтому многие исследователи, оставаясь на позиции мантийного магматизма или мантийного метасоматоза, приводящих якобы к возникновению обогащённых резервуаров – источников щелочных и карбонатитовых магм, склонны к слову «расплав» прибавлять слово «флюид», «метасоматизирующий расплав-флюид» [6]. На основании проведённых исследований Л.С.Бородин и Ю.П.Диков [3] доказали, что при воздействии на оливин и пироксен щелочных высокотемпературных растворов при $T=550^\circ$ и $P=1,2 \cdot 10^8$ Па образуются нефелин и флогопит метасоматическим путём. В природных условиях таким раствором является мантийный флюид $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$, который реагирует с оливином и пироксеном по схеме, предложенной выше. Поэтому не стоит для образования щелочных пород привлекать «обогащённые резервуары-источники щелочных и карбонатитовых магм», которые якобы являются «родителями» расплавов-флюидов.

Процессы образования карбонатитов завершают формирование массивов нефелиновых сиенитов и кольцевых комплексов ультраосновных щелочных пород. Как видно из рис. 1, в процессе эволюции Земли происходит непрерывное нарастание карбонатитовых пород, возрастает и мощность щелочных формаций в течении геологического времени [6]. Параллельно нарастает мощность карбонатных пород, образование которых началось в раннем архее. Появление щелочных пород и карбонатитов заметно увеличивается с рубежа 2,8 млрд. лет. В это время сформировалась кислородная атмосфера Земли в основном за счёт деятельности живых организмов и диссипации водорода в Космос [30]. Под влиянием кислородосодержащей атмосферы на этом рубеже произошло образование окисленных морских осадков – джеспеллитов и резко увеличилось накопление карбонатных пород и образование карбонатитов. Увеличивающаяся роль карбонатов с течением геологического времени и их метасоматическая переработка в коре «in situ» является причиной увеличения карбонатитов, а не за счёт субдукции в мантию океанической и континентальной коры и образования мантийных резервуаров щелочных и карбонатитовых магм, как пытаются объяснить образование этих пород Л.Н.Когарко, А.Хофман и др. [6, 29, 31 и др.]. Такой глобальной субдукции океанической и континентальной коры никогда на Земле не было. Глобальной тектоники плит не существует, «... происходил не дрейф континентов, а постепенное раздвигание их по мере увеличения земного радиуса» [25, с. 269]. Земля, расширяясь, увеличивалась в объёме за счёт увеличения (расширения) океанической мантии в срединно-океанических хребтах, которая надвигалась вместе с океанической корой на блоки континентальной коры, опущенные в мантию. Впоследствии блоки поднимались и, таким образом, континентальная кора наращивалась, а не подвигалась [17]. К интервалу 2,8 млрд. лет кора уже была мощная трёхслойная, многократно перерабо-

танная процессами гранитизации. Возможно, геологи не находят древних щелочных и карбонатитовых пород, поскольку они были вовлечены в процессы гранитизации и вместе с другими осадочными, магматическими и метасоматическими породами превращены в гранитогнейсы и гранулиты.

Зачем привлекать надуманную «глобальную субдукцию» океанической и континентальной коры, чтобы за счёт плавления коры, а также за счёт частичного плавления мантийного субстрата и образовавшегося мантийного расплав-флюида создавать «резервуары щелочных, карбонатитовых и кимберлитовых магм»? Многочисленные петролого-геохимические и изотопные исследования говорят за самостоятельный мантийный поток таких флюидов. Высокотемпературный флюид – $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$ отделяется от мантии ещё до плавления толеитовых базальтов и несёт с собой редкие и другие, некогерентные элементы. Проходя сквозь 40-километровую толщу коры, флюид дополнительно обогащается редкими элементами и взаимодействует с «ультраосновным» и карбонатным субстратом коры по схеме, предложенной выше (см. рис. 2). Исследования изотопных систем кимберлитов (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb, Lu-Hf) показали, что кимберлиты 1 группы имеют некоторые мантийные характеристики. Результаты исследований соотношений и изотопии благородных газов Ar, Xe, Ne и галогенов Cl, J, Br в оболочечных и волокнистых алмазах, содержащих огромное количество микровключений солевых флюидов, показали, что соотношения Ar40/Cl, Br/Cl, J/Cl, Ar40/36, Ar38/36, Xe136/130, Ar38/Ar36 в вытяжках аналогичны соотношениям в MORB [6]. Это как раз и доказывает, что на образование кимберлитов и изотопные отношения в изменённых алмазах оказывает влияние толеитовый расплав и сопутствующий мантийный флюид – $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$. Высокое содержание во включениях в алмазе K_2O , равное 18,1–21,4% [32], при незначительном количестве Na (2,2–3,0%), подтверждает наличие того самого мантийного флюида, который способствует образованию кимберлитов, а также щелочных пород и карбонатитов.

Проблема происхождения кимберлитов связана с проблемой генезиса алмазов, ультраосновных и карбонатитовых пород. За многолетний период исследования кимберлитов собран и обобщён огромный фактический материал по минералогии этих интереснейших образований. Высказано ряд гипотез образования кимберлитов и заключённых в них алмазов, но все они так или иначе связаны с расплавом кимберлитовой магмы. Либо они связаны с взаимодействием кимберлитовой (ультраосновной) магмы и сопутствующих растворов с вмещающими карбонатными породами [14], либо с промежуточными очагами кимберлитовой магмы [4, 25], либо кимберлит представляет гибридную породу, формирующуюся в результате ассимиляции и механического захвата глубинной ультраосновной магмой

продуктов дифференциации первичного вещества Земли [11].

В XXI в. исследователи продолжают создавать гипотезы магматического происхождения кимберлитов и алмазов. В 2005 г. В.С.Шкодзинский и А.И.Зайцев привели убедительные доказательства, противоречащие гипотезе ксеногенного происхождения алмазов, но предложили гипотезу формирования алмазов и кимберлитов на глубинной стадии эволюции магм путём плавления «перидотитового слоя постаккреционного расслоенного магматического океана» [26]. В 2010 г. Ю.А.Литвин предложил новую мантийно-карбонатную концепцию (гипотезу) генезиса алмаза [12]. Гипотеза «...обоснована данными аналитической минералогии сингенетических включений в природных алмазах и результатами физико-химического эксперимента при высоких давлениях и температурах на основе критерия синтеза алмаза и ростовых включений в нём» [12, с. 208]. Работа имеет большое научное и практическое значение, но остаётся неясным, откуда в мантии столько карбоната, если в мантии всего 0,035% CO_2 [23]. Ю.А.Литвин справедливо утверждает, что алмаз кристаллизуется в среде «лабильного пересыщения» углерода к алмазу как в эксперименте, так и в природных условиях, но совершенно не обсуждается, откуда в мантийном расплаве такая большая концентрация углерода. По самым оптимальным подсчётам содержание углерода в мантии 0,013% [23].

Анализ литературных данных показывает в полной мере сложность происхождения кимберлитовых пород и находящихся в них минералов. Необходимо иметь в виду характерные особенности зарождения кимберлитов и алмазов, которые должны быть положены в основу любой концепции. Автор разделяет взгляд Е.Е.Лазько [11] на некоторые характерные особенности кимберлитов.

1. Двойственная природа кимберлита: серпентин-кальцитовый цемент и широкий ряд минералов высоких давлений и температур, заключённых в нём. Обладание кимберлита признаками ультраосновных и основных щелочных пород.

2. Резко различный абсолютный возраст основной массы, с одной стороны, и глубинных ксенолитов, а также минералов вкрапленников, с другой стороны, плюс различные изотопные характеристики главных элементов кимберлита.

3. Алмазоносность кимберлитовых пород.

4. В области термодинамической неустойчивости под действием окислителей происходит быстрое образование алмаза.

5. В кимберлитах присутствуют первичные минералы главных ассоциаций: хромовой, эклогитовой и титановой, причём алмазы парагенетически связаны с первыми двумя.

6. Большинство минеральных ассоциаций (если не все), известных в кимберлитах, не связано с алмазами

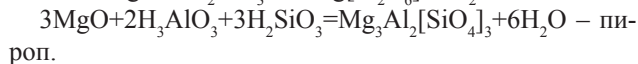
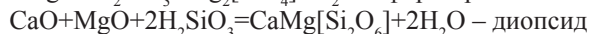
парагенетическими соотношениями и кристаллизуются при более низких термодинамических параметрах.

Большинство перечисленных особенностей природы кимберлитов напоминают не признаки ультраосновных и основных щелочных пород, а влияние осадочной среды, то есть наличие карбонатных пород и органических соединений. Минералогические исследования сингенетических включений в природных алмазах показали, что материнская среда, то есть кимберлитовая среда, в которой формировались алмазы, является гетерогенной. Её фазовый состав определяют силикаты, алюмосиликаты, оксиды, сульфиды, карбонаты, фосфаты, хлориды, карбиды, металлы, вода, уголекислота, метан и некоторые другие. Соответственно, компонентный состав материнской среды представлен оксидами Mg, Ca, Fe, Ti, Al, Si, силикатами Mg, Fe, Ca, алюмосиликатами Na, K, Mg, Ca, Fe, сульфидами Fe, Ni, Cu, фосфатом Ca, карбонатами Mg, Ca, Fe, K, Na, хлоридами K, Na, карбидами Si, Fe, флюидными компонентами – водным H_2O , уголекислотным CO_2 и метановым CH_4 . Встречаются также самородное железо и его соединения. Всё это позволяет обобщить химический состав материнской среды, ответственной за происхождение сингенетических включений в алмазе, в виде многокомпонентной гетерогенной системы $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Cr}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{FeS}-\text{NiS}-\text{KCl}-\text{NaCl}-\text{Fe}_3\text{C}-\text{SiC}-\text{CO}_2(\text{CO}, \text{CH}_4)-\text{H}_2\text{O}-\text{C}$.

Таким образом, материнская среда кимберлитов и алмазов, скорее всего, осадочная среда, в которой присутствуют такие компоненты, как фосфаты, карбонаты, хлориды, карбиды и особенно вода, уголекислота, метан и углерод. Все перечисленные выше компоненты и минералы кимберлитов образуются в карбонатной среде в результате скарнового процесса, развивающегося под влиянием внедрённого раскалённого расплава базальтов и мантийного флюида $\text{H}_2\text{O}+\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O}+\text{Al}_2\text{O}_3$. Все кимберлиты образуются там, где есть в разрезе карбонатные или карбонат содержащие породы, способные распадаться на окислы металлов и металлоидов под воздействием раскалённого расплава. Алмазы образуются только в тех кимберлитах, которые формируются в толще пород, обогащённой органическими остатками и соединениями.

Геохимическая специализация кимберлитов преимущественно обязана карбонатному составу коры и единому мантийному флюиду, который, как правило, доминировал в редкометалльном балансе вещества. Кимберлит – это типичный высокотемпературный магнезиальный скарн, сформировавшийся при высоком давлении. Основные минералы кимберлитов – оливин (форстерит – $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$), пироксен (диопсид – $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), гранат (пироп – $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$) – минералы скарнов. Исследователи этот парагенезис называют «дунит-гарцбургитовый» и считают его мантийным. Никакого отношения к глубинным мантийным расплавам минералы кимберлитов не имеют. Они образуются

в результате реакции компонентов мантийного флюида $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$ с окислами металлов CaO, MgO, FeO, возникающих в результате воздействия на карбонатные и карбонатсодержащие породы раскалённого расплава толеитовых базальтов. Схематично реакции можно записать следующим образом:



Следовательно, образование кимберлитов связано с последовательными этапами продолжительного скарнового процесса, идущего с большой температурой и давлением под влиянием раскалённого расплава толеитовых базальтов и мантийного флюида – $H_2O+SiO_2+K_2O+Al_2O_3$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородин Л.С.* Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций // *Геохимия*. 1994. № 12. С. 1683–1692.
2. *Бородин Л.С.* О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных щелочных пород // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1957. № 5. С. 396–406.
3. *Бородин Л.С., Диков Ю.П.* Высокотемпературный гидротермальный синтез нефелина и флогопита // *Экспериментальные исследования процессов минералообразования*. – М.: Наука, 1970. С. 75–94.
4. *Васильев В.Г., Ковальский В.В., Черский Н.В.* Проблема происхождения алмазов. – Якутск: Якутское книжное изд-во, 1961.
5. *Зотов И.А.* Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. – М.: Наука, 1989.
6. *Когарко Л.Н.* Щелочной, карбонатитовый и кимберлитовый магматизм в истории Земли и роль мантийного метасоматоза в генезисе этих формаций // *Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении*. – М.: Изд-во МГУ, 2010. Т. 1. С. 60–80.
7. *Коржинский Д.С.* Основы метасоматизма и метаморфизма. Избранные труды. – М.: Наука, 1993.
8. *Коржинский Д.С.* Проблемы метасоматических процессов. // *Проблемы метасоматизма. Тр. II конференции по околорудному метасоматизму*. – М.: Изд-во «Недра», 1970. С. 14–21.
9. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // *Докл. советских геологов на XXIII международ. геологическом конгрессе: Кора и верхняя мантия*. – М.: Наука, 1968. С. 69–74.
10. *Костицын Ю.А.* CHUR на Земле – миф или реальность? // *Мантийные плюмы и металлогения*. – Петрозаводск–Москва, 2002. С. 121–123.
11. *Лазько Е.Е.* Минералы-спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. – М.: Изд-во «Недра», 1979.
12. *Литвин Ю.А.* Происхождение алмаза и сингенетических включений по данным физико-химического эксперимента / *Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении*. – М.: Изд-во МГУ, 2010. Т. 2. С. 208–226.
13. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция метаморфических и трансмагматических флюидов // *Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов*. Т. II. – М., 1971. С. 513–514.
14. *Меняйлов А.А., Иванова В.Г.* Некоторые минералы в кимберлитах и вмещающих породах трубок Якутии // *Изв. СО АН СССР*. 1958. Вып. 1. С. 23–29.
15. *Овчинников Л.Н., Масалович А.М.* Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора // *Проблемы метасоматизма*. – М.: Изд-во «Недра», 1970. С. 25–33.
16. *Петрография*. Ч. III / Под ред. А.А.Маракушева. – М.: Изд-во МГУ, 1986.
17. *Пузанов В.И.* Срединно-Атлантический хребет и его роль в развитии Атлантики // Сайт: <http://geolog-pvi.ru/sredinno-atlanticheskij-hrebet-format.htm> 2010.
18. *Пузанов В.И.* Срединно-Тихоокеанский хребет и его роль в развитии Тихого океана // Сайт: <http://geolog-pvi.ru/sredinno-tihookeanicheskiy-hrebet-format.htm> 2010.
19. *Пузанов В.И.* Условия формирования двухполевошпатового парагенезиса гранитоидов Джугджурского комплекса // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1989. Т. 64. Вып. 6. С. 68–82.
20. *Пузанов В.И.* Физико-химические условия формирования амфибол-биотитового парагенезиса гранитоидов Джугджурского комплекса // *Геология и разведка*. 1988. № 5. С. 30–39.
21. *Пузанов В.И., Черкасов В.А.* Геохимическая модель эволюции вещества в процессе формирования гранитоидов Челасинского «плутона» // *Отечественная геология*. 1995. № 6. С. 58–67.
22. *Рябчиков И.Д.* Механизм геохимической дифференциации мантии Земли. Препринт. – С-Пб, 1992.
23. *Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантийных плюмов // *Мантийные плюмы и металлогения*. – Петрозаводск–Москва, 2002. С. 194–195.
24. *Трофимов В.С.* Верхняя мантия и проблема происхождения алмазов // *Кора и верхняя мантия*. – М., 1968. С. 105–111.
25. *Тугаринов А.И.* Общая геохимия. – М., 1973.
26. *Шкодзинский В.С., Зайцев А.И.* Происхождение алмаза в кимберлитах // *Отечественная геология*. 2005. № 5. С. 50–53.
27. *Эйтель В.* Физическая химия силикатов. – М.: Изд-во Иностранной лит-ры, 1962.
28. *Экспериментальное плавление амфиболитовых включений в андезитах с целью изучения их генезиса* / В.А.Ермаков, Т.Н.Соловьёва, Ю.С.Геншафт, Н.В.Тронева // *Экспериментальные исследования в области глубинного петрогенезиса*. – М., 1976. С. 3–65.
29. *Hofmann A.W.* Mantle Geochemistry: The Message From Oceanic Volcanism // *Nature*. 1997. Vol. 385. Pp. 219–229.
30. *Holland H.* The Chemical Evolution of the Atmosphere and Ocean, Princeton: Princeton Univ. Press. 1984. Vol. 235.
31. *Kasting J.F., Egger D.H., Raeburn S.P.* Mantle Redox Evolution and the Oxidation State of the Archean Atmosphere // *J.Geology*. 1993. Vol. 101. № 2. Pp. 245–257.
32. *Navon O., Israeli E.S.* Cl and K-rich micro-inclusions in cloudy diamonds // *EOS*. 1999. Trans. Am. Geophys. Union 80. F. 1128.