

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА В СВЕТЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗУЧЕНИЯ ВЛИЯНИЯ НА ЕГО СВОЙСТВА СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВ И ЛАМПРОИТОВ

В.С. Шкодзинский, А.И. Зайцев

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Поступила в редакцию 17 апреля 2006 г.

Установлено существование зависимости кристалломорфологии, содержания и крупности алмазов от содержания кремнекислоты, магния, кальция и углекислоты во вмещающих кимберлитах и лампроитах. Характер этой зависимости свидетельствует о ведущей роли влияния вязкости исходных расплавов этих пород на морфологию и свойства кристаллов алмаза и указывает на магматический генезис этого минерала. Выделено две генетические разновидности кристаллов алмаза – более крупные, рестиновые, образовавшиеся при формировании исходных субстратов кимберлитовых и лампроитовых магм в процессе медленного высокобарического фракционирования придонного перидотитового слоя глобального магматического океана, и более мелкие, раннемагматические, кристаллизовавшиеся при процессах декомпрессионно-фрикционного преобразования кимберлитовых и лампроитовых субстратов в магмы.

Ключевые слова: алмаз, генезис, кимберлиты, лампроиты, магматический океан.

В настоящее время обычно предполагается, что кимберлитовые и лампроитовые магмы захватывали алмаз из мантийных перидотитов и эклогитов и являются лишь транспортером этого минерала. В этом случае он имеет ксеногенное происхождение, поэтому состав кимберлитов и лампроитов не может влиять на свойства алмаза. Однако ряд данных не согласуется с ксеногенной гипотезой. К их числу относятся присутствие расплавных включений в некоторых алмазах [38 и др.], находки в них включений карбонатов и раскристаллизованных карбонатитовых расплавов [38, 43], типичных для кимберлитов, но не характерных для мантийных ксенолитов, иногда устанавливаемый синэрупционный изотопный возраст минеральных включений [34, 40], различия внутреннего строения алмаза и состава включений в нем из кимберлитов, с одной стороны, и из содержащихся в них мантийных ксенолитов, с другой, [3, 7, 21], сонахождение в некоторых кристаллах перидотитового и эклогитового парагенезисов [7, 11, 37], несоответствие частоты встречаемости эклогитового и перидотитового парагенезисов включений в алмазах количественным соотношениям алмазоносных эклогитовых и перидотитовых ксенолитов в трубках.

Например, 93 % включений в алмазе из лампроитовой трубки Аргайл относятся к эклогитовому парагенезису, а мантийные ксенолиты в ней представ-

лены только ультраосновными породами [25, 26]. Наоборот, в кимберлитовых трубках центральной части Сибирской платформы эклогитовый парагенезис включений составляет менее 1 % [14], тогда как ксенолиты алмазоносных эклогитов встречаются примерно в 5 раз чаще, чем перидотитов [7]. В связи с невозможностью перемещений алмазов в твердой мантии из эклогитов в перидотиты и наоборот, сонахождение в некоторых его кристаллах эклогитового и перидотитового парагенезисов свидетельствует о формировании этих парагенезисов на разных стадиях роста алмаза в процессе эволюции среды алмазообразования. Единственной реальной эволюционирующей по составу средой минералообразования в высокотемпературных условиях мантии является расплав.

ВЛИЯНИЕ ВЯЗКОСТИ И СОСТАВА РАСПЛАВОВ НА СВОЙСТВА КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ В НИХ АЛМАЗОВ

В соответствии с теорией кристаллизации [2, 41], морфология кристаллов алмаза определяется степенью пересыщения среды углеродом. При небольшом пересыщении атомы углерода присоединяются в основном к существующим ступеням роста, так как здесь присутствует большее количество свободных валентных связей, чем на атомно-гладких по-

верхностях. Образующийся слой распространяется по всей поверхности кристалла и поэтому является плоским, несмотря на большой диффузионный подток атомов к ребрам и вершинам кристаллов. Формируются плоскогранные октаэдры в результате послойного тангенциального роста. В случае больших пересыщений грани являются атомно-шероховатыми, атомы присоединяются ко всей их поверхности, происходит нормальный радиальный рост с образованием других форм кристаллов.

Степень пересыщения среды углеродом в общем случае определяется соотношением скорости поступления в нее углерода, например в результате протекания реакций между углеродсодержащими фазами [28], и скорости стока его в кристаллизующиеся алмазы. Последняя определяется скоростью диффузии. В соответствии с формулой Эйнштейна-Стокса [22] $D = RT / (6\pi\eta r)$, величина коэффициента диффузии D в растворах прямо пропорциональна температуре и обратно пропорциональна вязкости среды η ($R = 8.31 \cdot 10^3$ Дж/кмоль·град, $\pi = 3.14$, r – радиус диффундирующих атомов). Вязкость силикатных расплавов в большой степени определяется их составом. Она повышается присутствием катионов сеткообразователей (Si^{4+} , Al^{3+} , Fe^{3+} , P^{5+} , Li^{4+}) и понижается содержанием катионов модификаторов (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} , Na^{+} , K^{+}) [10, 20].

Поэтому, если алмазы кристаллизовались из расплавов, то повышение содержания катионов сеткообразователей и уменьшение содержания катионов модификаторов в породах должно понижать содержание октаэдров за счет увеличения количества кристаллов другой морфологии. Анализ опубликованных данных по 59 отечественным и зарубежным трубкам подтвердил существование этих зависимостей. При анализе и построении рисунков использованы опубликованные данные [1, 5, 6, 8, 12, 14–16, 23, 25–27, 39] по трубкам Якутской кимберлитовой провинции: Мир, Интернациональная, XXIII Съезда КПСС, Амакинская, Таежная, Ботуобинская, Нюрбинская, Удачная-западная, Удачная-восточная, Дальняя, Иреляхская, Зарница, Попугаевой, Электра, Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Комсомольская, Краснопресненская, Молодость, Радиогеодезическая, Заполярная, Поисковая, Малокуонапская, Заря, Ленинградская, Университетская, Аэрогеологическая, Дьянга, Русловая; Архангельской кимберлитовой провинции: Гриба, Поморская, Ломоносовская, Архангельская, Карпинского – 1, Карпинского – 2, Снегурочка, Пионерская, Кольцовская, Первомайская; Вишерского Урала: туффизигы Ефимовка и Волынка; зарубежные: Аргайт, Эллендейл – 4, Катокка, Ангошка, Пре-

мьер, Финш, Де-Бирс, Весселтон, Коффифонтейн, Булфонтейн, Дютотгспен, Камафука-Камазамбо, Мвадуи, Слоан, Лесли, Панда, Коата, Снэп-Лейк. Содержание октаэдров (рис. 1А), суммы октаэдров и переходных разностей (рис. 1Б) отчетливо уменьшается, а содержание суммы ромбододекаэдров и додекаэдров (рис. 1В) и округлых додекаэдров (рис. 1Г) увеличивается с ростом кремнекислотности вмещающих кимберлитов и лампроитов, что согласуется с полученными ранее результатами [31]. В кимберлитах с близкими содержаниями кремнекислоты (28–32 %) уменьшение количества MgO от 36 до 25 % в среднем понижает содержание октаэдров с 60 до 16 % (рис. 2А). Из экспериментальных данных [20] следует, что увеличение содержания воды и углекислоты сильно уменьшает вязкость расплавов и, следовательно, должно приводить к росту количества октаэдров. Действительно, в кимберлитах с близкими содержаниями SiO_2 (28–32 %) и суммы MgO и CaO (35–37 %) при возрастании количества углекислоты или потерь при прокаливании на 10 % увеличивается содержание октаэдров примерно на 44 % (рис. 2Б и 2В). Уменьшение содержания CaO сопровождается возрастанием количества кубов (рис. 2Г и 2Д), что указывает на резкое увеличение вязкости малоизвестковистых расплавов и согласуется с принадлежностью CaO к модификаторам. Существование этих зависимостей свидетельствует о влиянии многих химических компонентов на кристалломорфологию алмаза.

Суммарное влияние состава на вязкость отражает структурный параметр расплавов $K = 200 (O - 2H) H^{-1}$, в котором O – число грамм-ионов кислорода $\cdot 10^3$, H – число грамм-ионов сеткообразователей $\cdot 10^3$. К сожалению, в большинстве химических анализов кимберлитов и лампроитов отсутствуют определения содержаний воды и углекислоты, поэтому эти химические компоненты не учитывались при вычислении величин структурного параметра. Для анализов, в которых приводится суммарное содержание двух и трехвалентного железа, принималось, что количество последнего в 2 раза выше, чем двухвалентного, на основании определения средней величины отношения этих компонентов в полных анализах. Пример расчета структурного параметра расплава приведен в [20].

Величина этого параметра гораздо лучше коррелируется с содержанием различных форм кристаллов алмаза, чем количество кремнекислоты, так как величина коэффициента корреляции с содержанием октаэдров составляет для структурного параметра 0.58 (ошибка корреляции 0.089), а для кремнекислоты – 0.42 (0.107) (рис. 1Д и 1А). Для суммы октаэдров и пе-

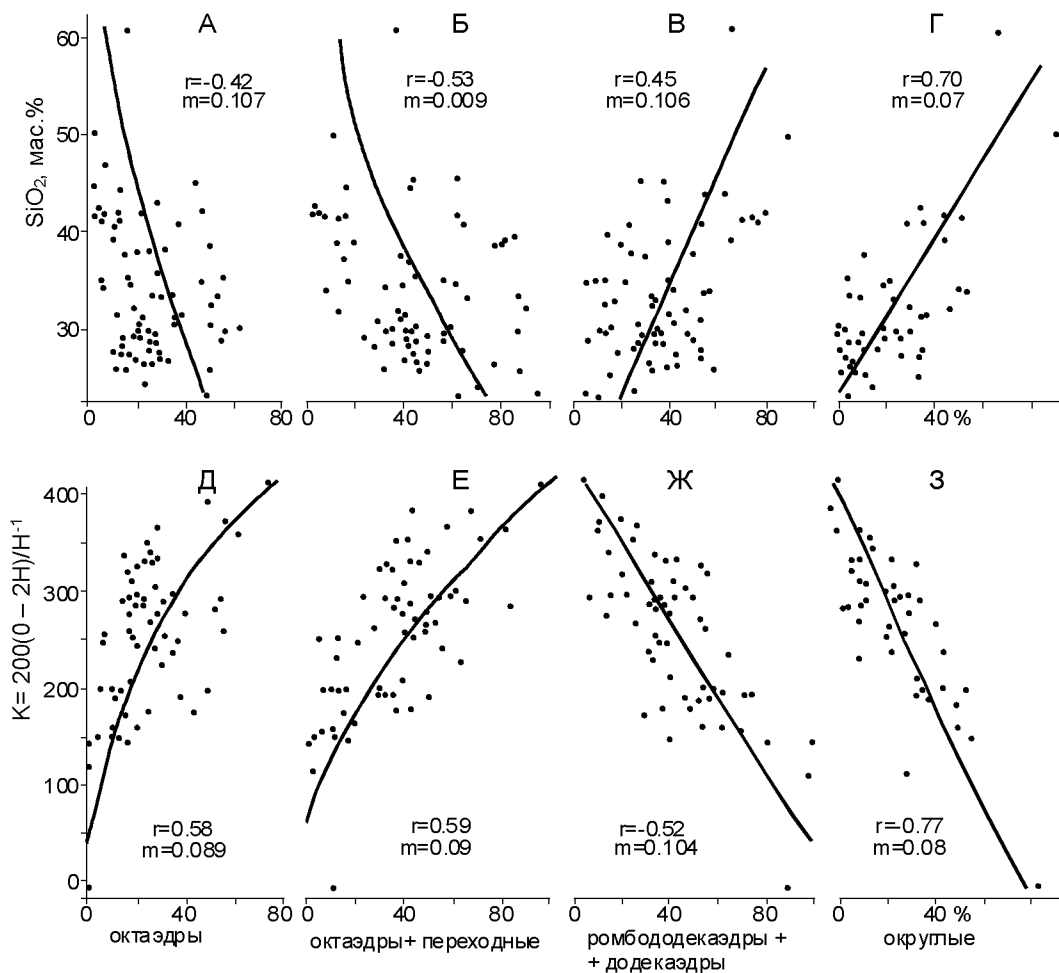


Рис. 1. Зависимости содержания различных морфологических типов кристаллов алмаза от среднего содержания кремнекислоты в кимберлитовых и лампроитовых (А–Г) трубках и от величины структурного параметра их исходных расплавов (Д–З). r и m – соответственно коэффициент корреляции и ошибка этого коэффициента.

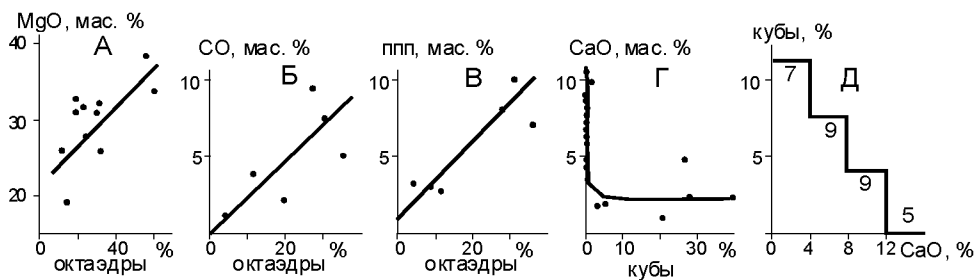


Рис. 2. Зависимости содержания октаэдров от количества MgO (А), CO₂ (Б) и потерь при прокаливании (В) и содержания кубов от количества CaO (Г и Д) в трубках.

Здесь (Д) и далее цифры у линий среднего содержания – количество использованных определений.

реходных разностей эти величины, соответственно, равны 0.59 (0.09) и -0.53 (0.09) (рис. 1Е и 1Б), для суммы ромбододекаэдров и додекаэдров – -0.52 (0.104) и 0.45 (0.106) (рис. 1Ж и 1В), для округлых кристаллов – -0.77 (0.08) и 0.70 (0.07) (рис. 1З и 1Г).

МАГМАТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА

Из установленного существования корреляции кристалломорфологии алмаза с составом кимберлитов и лампроитов и из соответствия особенностей этой корреляции характеру влияния вязкости распла-

ва на свойства алмаза следует, что этот минерал кристаллизовался в расплавах. В наименее вязких, мало пересыщенных углеродом расплавах вследствие тангенциального послойного роста формировались остороберные плоскогранные октаэдры. В более вязких расплавах уменьшение коэффициента диффузии снижало скорость роста слоев, а возрастание степени пересыщения углеродом увеличивало скорость их зарождения. Поэтому слои, особенно в крупных кристаллах, не успевали дорастать до ребер и вершин, что приводило к притуплению последних и к появлению около них штриховки (следов выходов слоев роста). В еще более вязких расплавах степень недорастания слоев была выше. Это обусловило образование на месте ребер октаэдра ламинарных псевдограней (граней торможения) додекаэдроида [2]. Поверхность сформировавшихся в результате такого антискелетного роста додекаэдроидов сечет внутренние октаэдрические слои. Ее секущее положение, однако, не доказывает образование додекаэдроидов путем растворения, как иногда предполагается. Высокие пересыщения углеродом и скорости образования зародышей слоев роста явились причиной полицентрического формирования многих кристаллов. При дальнейшем увеличении пересыщения углеродом тангенциальный послойный рост сменялся нормальным радиальным (иногда мозаично-блочным или фибриллярным) с образованием скелетных кристаллов (вследствие более свободного подтока атома углерода к вершинам и граням), а также поликристаллических агрегатов. Формирование октаэдров при пониженной вязкости расплавов подтверждается кристаллизацией их в экспериментах [33] в не содержащих кремнекислоту и поэтому очень маловязких сульфидно-карбонатных расплавах при 6–8 ГПа и 1100–1450°С.

Округлая форма внутренних зон в некоторых округлых кристаллах, специфический набор минеральных включений [14, 27], отличный от таковых в плоскогранных октаэдрах, и ряд других данных свидетельствуют, что большинство округлых форм алмазов являются формами роста и образовались в динамически активной среде [31] или при накоплении кремнекислоты в остаточных расплавах во фракционированных магмах. В таких магмах вязкость расплава постепенно повышалась, что приводило к сокращению площади возникавших слоев роста на октаэдрических гранях и к образованию додекаэдроидов путем антискелетного роста. В архангельских кимберлитах и во многих россыпях округлые алмазы в среднем крупнее плоскогранных октаэдров [13, 14], что подтверждает образование их в

процессе роста, так как в экспериментах по формированию округлых алмазов путем растворения октаэдры, превращаясь в додекаэдроиды, теряли более половины исходного веса.

Как известно, состав расплава сильно изменяется в процессе его образования и кристаллизации. Это, а также большое разнообразие состава кимберлитов даже в одной трубке объясняют обычно большое разнообразие морфологии кристаллов в кимберлитах и лампроитах и состава включений в алмазе – от перидотитовых и пироксенитовых до эклогитовых, расплавных карбонатитовых и кислых, флюидно-солевых и флюидных [38, 43].

Включения перидотитового парагенезиса должны захватываться из мафических (кимпикритовых, по терминологии В.Б. Василенко и др. [8]) расплавов, эклогитового – из более кремнекислотных. В изначально более кремнекислотных расплавах алмазом захватывалось повышенное количество минералов эклогитового парагенезиса. Это подтверждается существованием прямой зависимости между содержаниями кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах и эклогитового парагенезиса включений в алмазе (рис. 3), преобладанием этого парагенезиса в алмазах лампроитов (содержащих обычно больше кремнекислоты, чем кимберлиты), а также в додекаэдроидах, присутствующих в повышенных

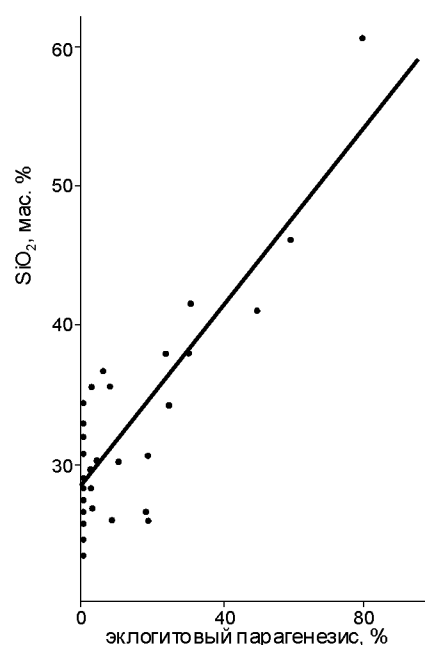


Рис. 3. Зависимость содержания эклогитового парагенезиса включений в алмазе от количества кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах со средним содержанием CaO более 5,5 %.

количествах в лампроитах и богатых кремнекислотой кимберлитах (рис. 1Б).

Изменение состава образующихся минералов при плавлении и кристаллизации объясняет случай сонахождения в одном и том же кристалле алмаза включений перидотитового и эклогитового парагенезиса. Формирование этих парагенезисов путем захвата минералов, кристаллизующихся из расплавов, а не из перидотитов и эклогитов, является причиной расхождения между количественными соотношениями ксенолитов этих пород в трубках и соответствующих парагенезисов включений в алмазе, а также некоторого несоответствия составов минералов в этих породах и во включениях. Например, в омфацитах эклогитового парагенезиса включения содержания K_2O достигают 1.5–1.9 %, что примерно в 2–2.5 раза больше, чем в пироксенах из эклогитовых ксенолитов [7]. Пиропы из включений в алмазах являются в среднем значительно менее известковистыми, чем в перидотитовых и особенно в эклогитовых ксенолитах [21].

Основанием для представлений о ксеногенном происхождении алмазов являются устанавливаемые чаще всего очень древние модельные изотопные возрасты включений в них, значительно превышающие возраст внедрения кимберлитов. При этом предполагается, что включения образовались одновременно с алмазом, поскольку они обычно закономерно ориентированы в алмазе и иногда имеют огранку в форме октаэдра, типичного для алмаза, но не встречающегося, например, у пироксенов и оливинов. Однако такие явления должны быть характерны и для протогенетических включений [2], так как уже существовавшие кристаллы минералов могли “прилипнуть” к граням алмаза за счет свободных атомных связей и обрастаться им чаще всего в таком положении, при котором ориентировка их кристаллической решетки максимально совпадала с таковой алмаза. Под влиянием очень большой кристаллизационной силы алмаза включения могли переограняться и приобретать форму отрицательного кристалла.

Судя по расчетам Б.А. Малькова и А.М. Асхабова [17], включения с наиболее распространенным размером 0.1 мм [1] должны переограняться за 10^7 лет. Для включений размером 0.01 и 0.001 мм время переогранки равно, соответственно, 10^4 и 10 лет. То есть, переогранка включений происходила относительно быстро. По аналогии с обычно предполагаемым образованием сингенетических включений негативной огранки путем заполнения октаэдрических ямок на гранях растущих алмазов следовало бы ожидать, что включения алмаза в клинопироксене долж-

ны иметь характерную для последнего форму призматических кристаллов. Однако они всегда имеют форму октаэдров [7], что подтверждает ведущую роль более высокой кристаллизационной силы алмаза в образовании отрицательно ограненных кристаллов и возникновение их путем переогранки. Это согласуется с тем, что включения алмаза в алмазе имеют иногда форму обломков и, следовательно, не переогранялись из-за отсутствия разницы в силе кристаллизации. Следствием переогранки включений является часто угнетенная их форма и расшнуровывание сульфидных включений.

РОЛЬ ГЛОБАЛЬНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ В ОБРАЗОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВ И АЛМАЗА

Для выяснения природы других особенностей алмаза очень важно учесть современные данные о горячем образовании Земли и существовании на ней процессов фракционирования глобального океана магмы [28, 29, 32, 35 и др.]. Как показали выполненные расчеты [28, 29], силикатный земной магматический океан начал формироваться при аккреции нижней мантии в результате импактного тепловыделения. По мере роста Земли его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием увеличения давления новообразованных верхних частей. Кумулаты и захороненные среди них расплавы после компрессионного затвердевания формировали, соответственно, мантийные ультраосновные породы и эклогиты. Изменение состава остаточных расплавов, образовавшихся при компрессионном придонном фракционировании, от кислого до ультраосновного привело к возникновению расслоенности в магматическом океане. Вследствие значительного увеличения плотности с глубиной (примерно от 2.2 до 2.8 г/см³) в расслоенном океане глубиной около 250 км при остывании после прекращения аккреции не возникали обширные, от подошвы до поверхности, конвективные потоки, поэтому он очень медленно (до конца протерозоя) остывал, кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь (рис. 4).

В период примерно с 3.8 до 1.9 млрд лет назад происходили кристаллизация и фракционирование верхнего кислого слоя магматического океана с образованием ортогнейсов и древних гранитоидов континентальной кристаллической коры. Кимберлитовые и лампроитовые по составу остаточные расплавы, субстраты и наиболее ранние магмы являются продуктом кристаллизации и фракционирования в позд-

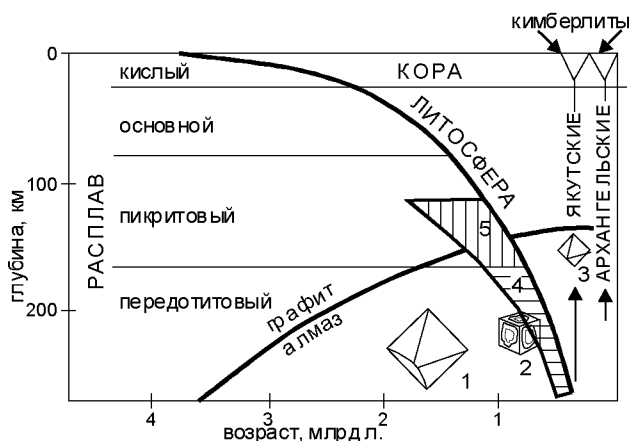


Рис. 4. Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана.

1–5 – условия образования крупных октаэдрических (1), небольших додекаэдрических, кубических (2) и октаэдрических (3) кристаллов алмаза и кимберлитовых (4) и лампроитовых (5) остаточных расплавов и субстратов [29].

нем протерозое придонного перидотитового слоя магматического океана. Это является причиной позднего возникновения кимберлитов и лампроитов в истории Земли и их преимущественно фанерозойского возраста. Близкие по составу к этим породам мантийные ксенолиты иногда выносятся кимберлитовыми магмами [9], что подтверждает существование в мантии субстратов кимберлитового и лампроитового состава. Формирование этих субстратов путем глобального магматического фракционирования из самых последних остаточных расплавов (после кристаллизации исходных магм более чем на 99,9 %) объясняет очень высокие содержания в кимберлитах и лампроитах легких редкоземельных элементов (до тысячи хондритовых норм), H_2O , CO_2 и других расплавофильных компонентов. Образование континентальной литосферы путем кристаллизации магматического океана обуславливает крутой наклон получаемых по мантийным ксенолитам линий геотермических палеоградиентов к оси температуры на диаграмме P-T, секущее их положение к современным градиентам и проекцию на земную поверхность при температуре 400–800° С [29].

Кристаллизация последних остаточных расплавов кимберлитового или щелочного состава является причиной развития поздних низкотемпературных минералов в породах мантийных ксенолитов и часто фанерозойского возраста зерен флогопита в ультраосновных мантийных ксенолитах, обычно связываемого с проявлением процессов мантийного метасоматоза. Кимберлитовые и лампроитовые магмы об-

разовались в результате декомпрессионно-фрикционного переплавления идентичных им по составу субстратов в участках тектонических деформаций континентальной литосферы под влиянием мантийных плюмов и при процессах выжимания этих субстратов в верхние части литосферы [28, 29].

Кимберлитовые по составу субстраты и докембрийские ортогнейсы являются продуктом кристаллизации, соответственно, придонных и верхних частей магматического океана. Там, где были раздвинуты или переработаны поздними глубинными процессами древние метаморфические комплексы, чаще всего были уничтожены и нижние кимберлитосодержащие части континентальной литосферы. Это объясняет природу правила Клиффорда – присутствие алмазоносных кимберлитов лишь в районах с изотопным возрастом метаморфических комплексов более 1,5 млрд лет. Отсутствие в океанах содержащей кимберлитовые субстраты континентальной литосферы является причиной отсутствия в них кимберлитов, несмотря на широкое распространение здесь мафических магматических пород. Сонахождение в нижних частях континентальной литосферы карбонатитовых, лампроитовых остаточных расплавов и субстратов и различных кумулатов, а также вовлечение их в процессы декомпрессионно-фрикционного плавления являются причиной большой неоднородности состава кимберлитовых трубок и вариаций их состава от пикритов до карбонатитов и лампроитов [30].

Вследствие большей высокотемпературности графита по сравнению с алмазом, судя по расположению соответствующих полей на диаграмме P-T, и высокой (более 2000°С) первичной температуры магматического океана при образовании преобладающей части континентальной литосферы сначала был устойчив графит (рис. 4). По мере остывания литосферы графит переходил в алмаз. Это объясняет присутствие включений графита в центрах роста некоторых кристаллов алмаза [7]. Отрицательный наклон линии перехода графит–алмаз на рис. 4 свидетельствует, что в случае зарождения большинства алмазов при 4–6 ГПа наиболее ранние из них формировались при кристаллизации перидотитового слоя раньше 3 млрд лет назад. Алмазы эцлогитового парагенезиса начали формироваться при кристаллизации менее глубоких пикритовых расплавов около 1,6–1,8 млрд лет назад. Это является причиной в среднем более древних изотопных возрастов включений перидотитового парагенезиса по сравнению с эцлогитовым. При кристаллизации перидотитового слоя магматического океана вследствие очень высокой магнезиальности

первыми кристаллизовались минералы гарцбургитового парагенезиса, затем более обогащенные расплавофильными компонентами минералы лерцолитового, что обусловило более молодой изотопный возраст последнего парагенезиса во включениях в алмазах [42].

С остыванием литосферы связаны устанавливаемые в мантийных ксенолитах процессы распада высокотемпературных минералов и замещения их более низкотемпературными с образованием иногда симплектитов, а также обычно пониженная температура формирования периферических частей октаэдрических кристаллов алмаза по сравнению с центральными, устанавливаемая по минеральным включениям, что согласуется с пониженной степенью агрегации азота в периферических частях [36].

При кристаллизации в конце протерозоя верхних частей придонного слоя магматического океана наиболее ранние алмазы должны были начинать формироваться при еще ультраосновном составе расплава. Небольшая скорость остывания глубинных частей магматического океана обусловила большую длительность (сотни миллионов лет) процессов их образования. В расплаве еще не накопились путем фракционирования значительные количества летучих, щелочей и других расплавофильных компонентов. Все это обусловило формирование крупных малодефектных ювелирных, преимущественно октаэдрических кристаллов и объясняет генезис этих изредка встречающихся алмазов-гигантов (1 на рис. 4). Их небольшое содержание связано с частичным окислением растворенного в магмах углерода водой, количество которой в остаточных расплавах увеличивалось при кристаллизации.

В процессе остывания и фракционирования содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в формировавшихся остаточных расплавах увеличивалось. В соответствии с рассмотренными выше зависимостями это приводило к уменьшению роли октаэдров и к возрастанию содержания додекаэдров, кубов и округлых кристаллов среди формировавшихся алмазов и объясняет смену октаэдрической огранки на додекаэдрическую, характерную для зональных алмазов многих лампроитов и богатых кремнекислотой архангельских кимберлитов [11, 13]. Накопление в остаточных расплавах расплавофильных компонентов является причиной намного большего содержания их в виде примесей в додекаэдрических и особенно в кубических алмазах по сравнению с октаэдрическими [1] и объясняет обилие флюидных и солевых включений, а также высокие содержания кремнекислоты (до 70 %

[40]) в некоторых расплавных включениях в кубических кристаллах. В последних остаточных расплавах (участки 4 и 5 на рис. 4) видимо формировались желтые с большим количеством дефектов и азота кубические алмазы разновидности II, по классификации Ю.Л. Орлова [19], а также периферические части серых кубов разновидности III, алмазов в рубашке с обычно октаэдрической прозрачной центральной частью и с фибриллярной кубической оболочкой разновидности IV и темных алмазов разновидности V. Прозрачные ядра некоторых из этих алмазов сформировались на более ранней стадии фракционирования, на которой расплав был близким по составу к ультраосновному.

В появившихся на заключительной стадии кристаллизации расплава выделениях сжатого, преимущественно водно-углекислотного флюида с небольшим содержанием метана и водорода процессы алмазообразования происходили очень быстро вследствие большой скорости протекания во флюиде процессов диффузии и реакций формирования алмазов. Это обусловило начало образования различных поликристаллических агрегатов разновидностей VI – IX. Особенно интенсивно такие разновидности формировались в начале процессов преобразования кимберлитовых и лампроитовых по составу субстратов в соответствующие магмы путем их декомпрессионно-фрикционного плавления при тектонических деформациях и выжимании в верхние части земной коры, поскольку эти процессы происходили намного быстрее, чем процессы остывания глубинных частей магматического океана. Количество флюидных выделений было особенно большим в богатых кремнекислотой дифференциатах верхних частей перидотитового слоя вследствие более низкого давления при их образовании, чем при формировании более глубинных субстратов бедных кремнекислотой магм. Это объясняет повышенное содержание поликристаллических агрегатов алмаза в богатых кремнекислотой кимберлитах и постоянную ассоциацию их с формировавшимися в таких кимберлитах додекаэдроидами и кубами.

Содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в расплаве при декомпрессионно-фрикционном плавлении кимберлитовых и лампроитовых субстратов уменьшалось. В соответствии с установленными зависимостями, это приводило к кристаллизации преимущественно октаэдров на поздних стадиях плавления (3 на рис. 4). При зарождении магм в менее глубинных, относительно богатых кремнекислотой дифференциатах придонного слоя магматического океана поднима-

ющиеся магмы относительно быстро выходили из поля стабильности алмаза. Это обусловило сравнительно небольшой размер формировавшихся октаэдров и объясняет значительно большее содержание октаэдров среди микроалмазов по сравнению с макроалмазами в архангельских [11, 13] и в некоторых африканских кимберлитах, а также в австралийских лампроитах.

При зарождении в самых глубинных дифференциатах магматического океана бедные кремнекислотой кимберлитовые магмы длительно поднимались в поле устойчивости алмаза, что обусловило значительные размер и количество сформировавшихся поздних октаэдрических алмазов, характерных для кимберлитов Западной Якутии. В это время в них образовалась большая часть алмазов разновидности I. Температура на ранних этапах декомпрессионно-фрикционного плавления чаще всего повышалась вследствие интенсивного фрикционного тепловыделения [28] и обусловила обычно несколько повышенную температуру краевых частей кубических кристаллов по сравнению с центральными [36]. Формирование кимберлитовых магм в процессе тектонических деформаций объясняет частое присутствие следов пластических деформаций и обламывания центральных частей кристаллов алмаза [3]. Завершение роста алмазов в якутских кимберлитах происходило в среде сформировавшейся, бедной кремнекислотой магмы, относительно слабо пересыщенной углеродом, с низкой концентрацией азота и других газов, что обусловило возникновение бездефектной однородной области зональных кристаллов [3].

При рассмотренном магматическом происхождении алмазов должна существовать связь состава кимберлитов и лампроитов не только с кристалломорфологией алмазов, но и с их содержанием и размером. Некоторые исследователи отмечали, что повышенному содержанию алмазов благоприятны высокие содержания магния и хрома [4] и пониженные содержания титана [8, 18] в кимберлитах. Выполненный анализ показал, что средние содержания алмаза повышаются с ростом количества CaO (рис. 5А) и с уменьшением количества TiO₂ (рис. 5Б) в породах трубок. Для MgO и FeO/Fe₂O₃ подобные тенденции не установлены. Существование первой тенденции, видимо, связано с прямой корреляцией количества CaO и CO₂ в кимберлитах и лампроитах. При прочих равных условиях в богатых углекислотой магмах должны содержаться повышенные количества других форм углерода, в том числе и свободных его атомов. Последнее было благоприятным для формирования повышенного количества алмазов. Содержание TiO₂ понижается с ростом количества CaO. По-

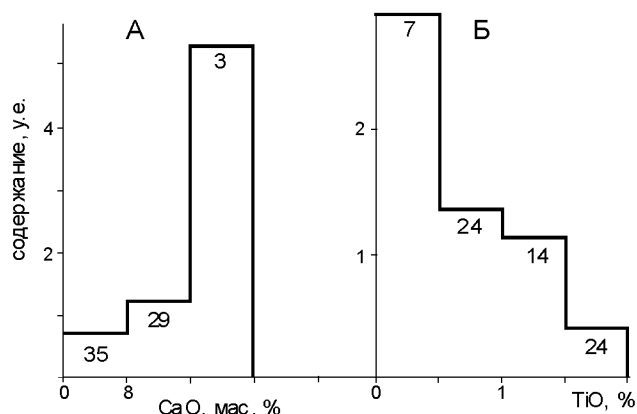


Рис. 5. Средние содержания алмаза (у.е. – условные единицы) в кимберлитовых и лампроитовых трубках с различными содержаниями CaO (А) и TiO₂ (Б). На этом и рис. 6–9 использованы данные [25].

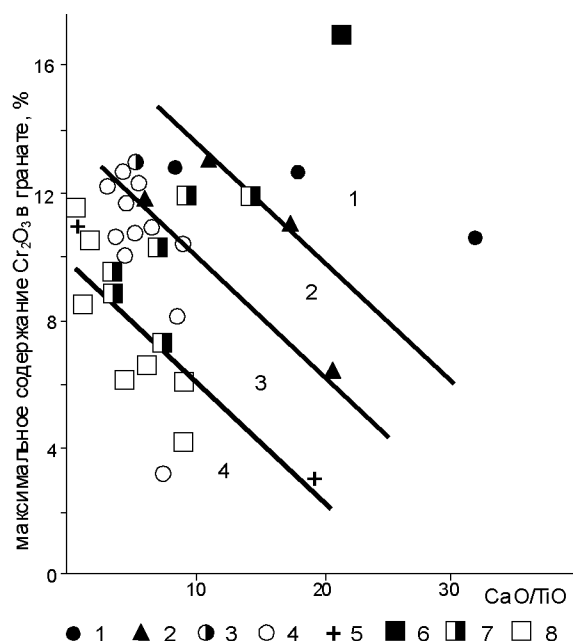


Рис. 6. Соотношения максимальной хромистости граната во включениях в алмазе с величиной CaO/TiO₂ в кимберлитовых трубках с уникальной (1), высокой (2), средней (3), низкой (4) и скудной (5) алмазоносностью и с содержаниями алмазов 1–7 (6), 1–0.3 (7) и менее 0.3 (8) карат/т. 1–5 – отечественные, 6–8 – зарубежные трубки. Поля составов кимберлитов с уникальной (1), высокой (2), средней (3) и низкой и скудной (4) алмазоносностью.

этому титанистость магм, видимо, прямо не влияла на алмазоносность и отражает лишь высокое содержание углерода в малотитанистых магмах.

Давно известна прямая связь алмазоносности кимберлитов с высоким содержанием хрома в пирропах и других минералах. Существование этой связи,

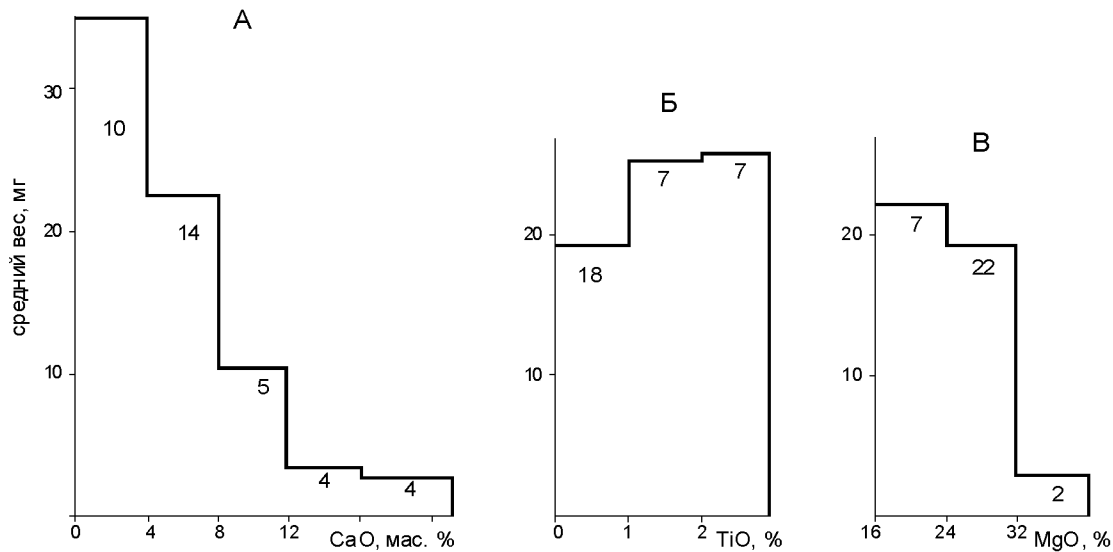


Рис. 7. Средний вес кристаллов алмаза в кимберлитовых и лампроитовых трубках с различными содержаниями CaO (А), TiO₂ (Б) и MgO (В).

иллюстрирует, что составы уникально высокоалмазоносных кимберлитовых трубок (Нюрбинская, Ботуобинская, Интернациональная, Снэп-Лейк и др.) располагаются в поле 1 с наибольшими величинами максимальной хромистости граната во включениях и CaO/TiO₂ в породах. В направлении понижения этих величин располагаются поля составов кимберлитов с высокими (2), затем с преимущественно средними (3) и низкими (4) содержаниями алмаза. Однако точки состава некоторых малоалмазоносных кимберлитов попадают и в поля высокоалмазоносных. То есть, высокие хромистость пиропов и величина CaO/TiO₂ в породах являются необходимыми, но недостаточными условиями высокой алмазоносности кимберлитов. Видимо, существуют и другие, хотя и менее значительные факторы, оказывающие влияние на содержание алмазов.

Рис. 8. Средний вес кристаллов алмаза в трубках с различным его содержанием.

видимо, обусловлено расширением поля устойчивости барофильного граната за счет других минералов, в том числе и за счет высокохромистых, с повышением давления, что приводит к росту его хромистости. То есть, хромистость граната при прочих равных условиях является показателем давления при процессах его образования. Сказанное позволяет предполагать, что величины хромистости граната и CaO/TiO₂ должны прямо коррелироваться с алмазоносностью кимберлитов и лампроитов. Это согласуется с рис. 6, который

Средний вес, то есть крупность алмазов увеличивается с уменьшением содержания в кимберлитах и лампроитах кальция и магния, с возрастанием количества титана и величины Fe₂O₃/FeO (рис. 7), то есть наблюдается противоположная зависимость, чем для содержания алмаза (рис. 5). Существование обратной зависимости подтверждается снижением среднего веса алмазов в трубках при увеличении их содержания (рис. 8). Существование таких тенденций может быть обусловлено рассмотренным выше присутствием двух генетических разновидностей алмаза в кимберлитах и лампроитах. Наиболее ранние и крупные из них сформировались в процессе образования исходных субстратов кимберлитовых и лампроитовых магм путем фракционирования глубинных частей магматического океана. В кимберлитах и

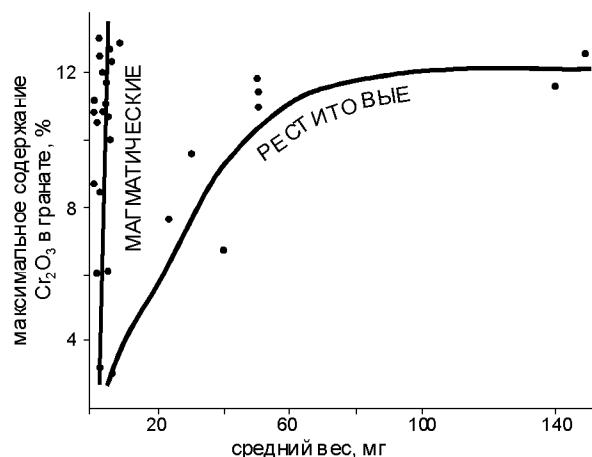
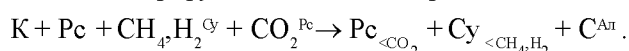


Рис. 9. Различные линии корреляции среднего веса кристаллов алмаза преимущественно реститового и раннемагматического генезиса с максимальной хромистостью граната во включениях.

лампроитах такие алмазы имеют реститовый генезис.

В высокоалмазоносных глубинных кимберлитах большая часть алмазов (примерно 90 – 95 %, судя по продуктивности трубок с различным генезисом алмаза) кристаллизовалась в процессе декомпрессионно-фрикционного плавления кимберлитовых субстратов. Это связано с выделением в процессе плавления свободного углерода при восстановлении углекислоты метаном и водородом под влиянием снижения фугитивности растворяющейся в расплаве воды, что демонстрирует схематическая реакция



В ней K – твердые фазы, Pc – расплав, CH_4, H_2^{Cy} – метан и водород, растворенные, в основном, в сульфидах, CO_2^{Pc} – углекислота расплава, $Pc_{<CO_2}$ – расплав с меньшим содержанием углекислоты, $Cy_{<CH_4, H_2}$ – сульфиды с пониженным содержанием метана и водорода и C^{Al} – алмаз [28]. Такие алмазы являются раннемагматическими по отношению к кимберлитам. Вследствие скоротечности процесса магмообразования по сравнению с кристаллизацией глубинных частей магматического океана размер формировавшихся кристаллов алмаза при плавлении был относительно небольшим. Большое содержание не крупных алмазов обусловило высокую алмазоносность этих богатых кальцием кимберлитов и небольшой средний вес кристаллов. Магмы малоглубинных, богатых кремнекислотой, титаном и бедных кальцием кимберлитов при подъеме относительно быстро покидали поле устойчивости алмаза, что является причиной очень небольшого размера и низкого содержания в

них раннемагматических алмазов (представленных в основном микроалмазами) и общей низкой алмазоносности таких кимберлитов. Это же является причиной повышенного среднего размера и качества получаемых из них алмазов, поскольку микроалмазы обычно не извлекаются при промышленной добыче. Существование этих двух генетических разновидностей алмазов иллюстрирует рис. 9. На нем отчетливо выделяются две линии связи крупности алмазов с максимальной хромистостью гранатов из включений – для трубок с крупными и с мелкими алмазами.

Резкое уменьшение содержания тяжелого изотопа углерода от октаэдрических алмазов (δC^{13} в среднем равно $-4,7$ ‰), образовавшихся в мафических магмах, к додекаэдрическим ($-5,93$ ‰), к кубическим ($-14,7$ ‰ в разновидности II) и особенно к агрегатам ($-24,7$ ‰ в карбонадо) [14], возникавших во все более поздних остаточных расплавах, свидетельствует об облегчении изотопного состава углерода в расплаве по мере фракционирования магм. Это может быть связано с более быстрым накоплением в остаточном расплаве метана по сравнению с углекислотой вследствие его большей растворимости и в связи с отсадкой карбонатных минералов при кристаллизации. Метан при 1000 °C имеет примерно на 8 ‰ меньшую величину δC^{13} , чем углекислота [24], что приводило к облегчению изотопного состава углерода в кристаллизовавшемся расплаве и объясняет снижение содержания δC^{13} от центра к периферии во многих кристаллах алмаза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существует корреляция кристалломорфологии, содержания и крупности алмазов с составом вмещающих их кимберлитов и лампроитов. Характер этой корреляции свидетельствует о ведущей роли влияния вязкости исходных расплавов на главные свойства алмазов. Существование корреляции указывает на магматическое происхождение алмазов кимберлитов и лампроитов. Выделяются две генетические разновидности алмаза. Наиболее ранние и крупные алмазы сформировались в процессе медленной высокобарической кристаллизации и фракционирования нижнего перидотитового слоя постаккреционного магматического океана и являются реститовыми. Поздние не крупные алмазы возникли в процессе декомпрессионно-фрикционного плавления кимберлитовых и лампроитовых по составу субстратов и имеют раннемагматическое происхождение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргунов К.П. Алмазы Якутии. Новосибирск: ГЕО, 2005. 402 с.

2. Бартошинский З.В., Квасница В.Н. Кристалломорфология алмаза из кимберлитов. Киев: Наук. думка, 1991. 172 с.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. Новосибирск: Наука, 2000. 264 с.
4. Благуткина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Якутии // Сов. геология. 1969. № 7. С. 82–91.
5. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. М: Госгеолтехиздаг, 1959. 525 с.
6. Богатиков О.А., Кононова В.А., Голубев Ю.Ю. Петрохимические и изотопные вариации состава кимберлитов Якутии и их причины // Геохимия. 2004. № 9. С. 915–939.
7. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. Природный алмаз – генетические аспекты. Новосибирск: Наука, 1993. 168 с.
8. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. М: Наука, 1997. 575 с.
9. Владимирова Б.М., Волянок Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284 с.
10. Воларович М.П., Корчемкин П.И. Связь между вязкостью расплавленных горных пород и кислотностью по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу // Докл. АН СССР. 1937. Т. 17, № 8. С. 413–418.
11. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфуни А.С. и др. Включения в алмазе и алмазоносные породы. М: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
12. Занкович Н.С. Магматические фазы внедрения кимберлитов как отражение процессов формирования сложно построенных трубок Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 467–481.
13. Захарченко Д.Л., Каминский Ф.В., Милледж Х.Дж. Внутреннее строение алмазов Архангельской провинции // Докл. АН СССР. 1994. Т. 338, № 1. С. 69–73.
14. Зинчук Н.Е., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М: Недра, 2003. 603 с.
15. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В. Геохимия кимберлитов. М: Недра, 1978. 352 с.
16. Лапин А.В., Толстов А.В., Лисицын Д.В. Кимберлиты и конвергентные породы. Мирный, 2004. 226 с.
17. Мальков Б.А., Асхабов А.М. Кристаллические включения с октаэдрической огранкой (отрицательные кристаллы) – свидетельства ксенотенного происхождения алмаза в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 3. С. 695–699.
18. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов и факторы их алмазоносности. Л.: Недра, 1965. 160 с.
19. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М: Наука, 1973. 223 с.
20. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М: Наука, 1984. 160 с.
21. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976. 264 с.
22. Таблицы физических величин. Справочник / Сост. Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. М: Атомиздаг, 1967. 1006 с.
23. Томпсон М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П. и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 12. С. 1693–1703.
24. Фор Г. Основы изотопной геологии. М: Мир, 1989. 590 с.
25. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). М: НИИ-Природа, 2005. 540 с.
26. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения кимберлитов Мира. М: Недра, 1998. 555 с.
27. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во ПГУ, 2001. 324 с.
28. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: Изд-во ЯНЦ, 1995. 168 с.
29. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. 240 с.
30. Шкодзинский В.С. Природа химического состава кимберлитов и петрохимических критериев их алмазоносности // Геология алмазов – настоящее и будущее. Воронеж: ВГУ, 2005. С. 628–639.
31. Шкодзинский В.С. Влияние вязкости расплавов на кристалломорфологию алмаза // Записки РМО. 2005. Ч. СXXXIV. № 5. С. 51–56.
32. Beard B.L., Taylor L.A., Sherer E.E. et al. The source region and melting mineralogy of high-titanium and low-titanium lunar basalts deduced from Lu-Hf isotope data // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 525–544.
33. Bobrov A., Litvin Y., Butvina V. Diamond synthesis in sulfide medium at 6–8 Gpa: application to natural data // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
34. Hamilton M.A., Sobolev N.V., Stern A.R., Pearson D.G. SHRIMP U-Pb dating of a perovskite inclusions in diamond: evidence for a syneruption age for diamond formation, Sytykanskaya pipe, Yakutia region, Siberia // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
35. Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys. Res. 1983. V. B88. N 6. P. 4963–4983.
36. Kaminsky F.V., Khachatryan G.K. The relationship between the distribution on nitrogen impurity centres in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. V. 1. 2004. P. 243–254.
37. Meyer H.O.A. Inclusions in diamonds / Nixon, P.H. (Ed). Mantle Xenoliths. Wiley, England. 1987. P. 501–523.
38. Navon O., Izraeli E.S., OKlein-Ben D. Fluid inclusions in diamonds – the carbonatitic connection // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
39. Nowicki T., Crawford B., Dyck D. et al. The geology of kimberlite pipes of the Ekaty property, Northwest Territories, Canada // 8th International Kimberlite Conference. Selected Papers. V. 1. 2004. P. 1–21.
40. Shimizu N., Sobolev N.V. Young peridotitic diamonds from the Mir kimberlite pipe // Nature. 1995. V. 375. P. 394–397.

41. Sunagava I. Materials science of the Earth's interior. Tokyo, 1984. 653 p.
42. Whithead K., Richardson S.H. A geochemical study of peridotitic diamonds from Premier mine //8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
43. Zedgenizov D.A., Kagi H., Shatsky V.S., Sobolev N.V. Carbonatitic melts in cuboid diamonds from Udachnaya kimberlite pipe (Yakutia): evidence from vibrational spectroscopy // Mineralogical Magazine. 2004. V. 68(1). P. 61–73.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

V.S. Shkodzinskiy, A.I. Zaitsev

Genesis of diamonds in the light of the study of diamond characteristics dependence on kimberlite and lamproite compositions

Correlation between some diamond characteristics and kimberlite and lamproite composition was established. The character of this correlation is evidence of the influence of melt viscosity on diamond characteristics and shows magma genesis of diamonds. Two genetic types of diamond crystals are distinguished – large restite ones formed during the formation of the initial kimberlite and lamproite substrates by means of slow fractionation of the peridotite layer in the magma ocean, and small early magmatic ones formed in the process of decompression-friction transformation of these kimberlite and lamproite substrates into magmas.

Key words: diamond, genesis, kimberlites, lamproites, magma ocean.