

УДК 549.211

Происхождение земной мантии и алмаза

В.С. Шкодзинский

Установлено существование зависимости содержания и крупности алмазов от состава вмещающих кимберлитов. Характер этой зависимости указывает на магматический генезис этого минерала. Выделено две генетических разновидности кристаллов алмаза – более крупные реститовые, образовавшиеся при формировании мантийной литосферы и исходных субстратов кимберлитовых магм в процессе медленного высокобарического фракционирования глобального магматического океана, и более мелкие раннемагматические, кристаллизовавшиеся при процессах декомпрессионно-фрикционного преобразования кимберлитовых субстратов в магмы.

It was established existence of correlation of some diamond characteristics with kimberlite composition. Character of this correlation shows magma genesis of diamonds. It was distinguished two genetic types of diamond crystals – large restite ones, formed during origin of mantle lithosphere and kimberlite substrates by means fractionation of magma ocean, and small early magmatic ones, formed by means decompression-friction transformation these substrates to magmas.

Генезис мантии и кимберлитов. В настоящее время общепризнано образование алмаза в мантии, поэтому проблемы происхождения его и мантии тесно взаимосвязаны. В соответствии с наиболее распространенными в прошлом столетии представлениями о холодном образовании Земли обычно предполагалось, что вещество мантии всегда было твердым, алмаз в ней кристаллизовался 3,5–2 млрд. лет назад и захватывался кимберлитовыми магмами при подъеме, т.е. имеет ксеногенное происхождение. Однако с этих позиций трудно объяснить присутствие в алмазах включений карбонатов и раскристаллизованных карбонатитовых расплавов [1], типичных для кимберлитов, но не характерных для ксенолитов мантийных пород, синхронный с кимберлитами изотопный возраст некоторых включений в алмазах [2], различия внутреннего строения кристаллов алмаза из кимберлитов и из мантийных ксенолитов [3], зависимость кристалломорфологии алмаза от состава вмещающих его кимберлитов [4], очень высокие содержания расплавофильных компонентов во многих мантийных магмах и множество других явлений [5].

Принципиально новое решение проблемы генезиса мантии и алмаза получают с позиций со-

временных данных о горячем образовании планеты земной группы и фракционировании на них глобальных океанов магмы [5–7 и др.]. Наиболее ярким доказательством существования таких океанов является присутствие на Луне анортозитовой коры, сформировавшейся при фракционировании слоя расплава мощностью более 1000 км [7]. Выполненные расчеты [5] показали, что земной силикатный магматический океан начал формироваться при аккреции нижней мантии в результате импактного тепловыделения. Его придонная часть кристаллизовалась и фракционировала под влиянием увеличения давления новообразованных аккрецией верхних частей. Куमुлаты и захороненные среди них расплавы после компрессионного затвердевания образовали соответственно мантийные ультраосновные породы и эклогиты. Изменение состава формирующихся при аккреции остаточных расплавов 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 завершения аккреции не возникла обширная конвекция, поэтому он очень медленно (до конца протерозоя) кристаллизовался и фракционировал сверху вниз преимущест-

ШКОДЗИНСКИЙ Владимир Степанович – д. г.-м. н., г.н.с. ИГАБМ СО РАН.

венно в результате кондуктивных теплопотерь (рис. 1).

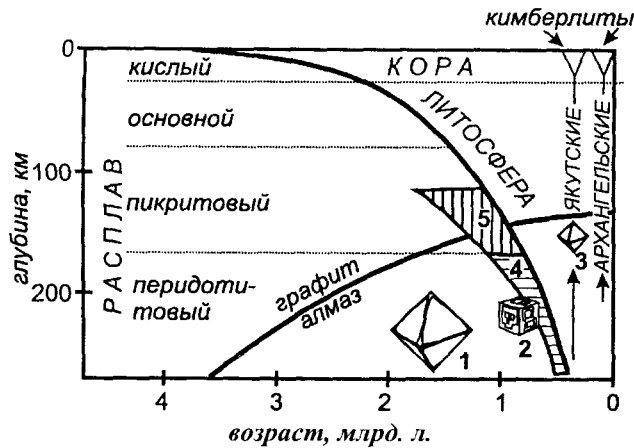


Рис. 1. Схема кристаллизации постаккреционного расслоенного магматического океана: 1–5 – условия образования крупных октаэдрических (1), небольших додекаэдрических, кубических (2) и октаэдрических (3) кристаллов алмаза и кимберлитовых (4) и лампроитовых (5) остаточных расплавов и субстратов [5]

В период примерно от 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 остаточные расплавы, субстраты и наиболее ранние магмы возникли в результате кристаллизации и фракционирования в позднем протерозое придонного перидотитового слоя магматического океана. Это является причиной преимущественно фанерозойского возраста кимберлитов. Формирование кимберлитовых субстратов из последних остаточных расплавов (после кристаллизации исходных магм более чем на 99,9 %) объясняет очень высокое содержание в кимберлитах легких редкоземельных элементов (до тысячи хондритовых норм), H_2O , CO_2 и других расплавофильных компонентов.

Судя по мантийным ксенолитам, кристаллизация последних остаточных расплавов привела к развитию поздних низкотемпературных минералов в мантийных породах, обычно связываемого с процессами метасоматоза. Выполненные расчеты [7, 8] показали, что кимберлитовые магмы образовались в результате декомпрессионно-фрикционного плавления идентичных им по составу субстратов в участках тектонических деформаций континентальной литосферы под влиянием мантийных плюмов и при процессах выжимания этих полурасплавленных субстратов в верхние части литосферы. Обычно предпола-

гаемому образованию магм путем обособления расплавов в подплавленных на 0,05 % мантийных перидотитах противоречит огромная прочность этих пород. Например, вязкость мантии обычно оценивается в $10^{20} - 10^{24}$ пуаз, что в миллиарды раз выше вязкости железа, ($1,4 \cdot 10^{11}$) пуаз [9]. В мантии нет открытых каналов, трещин и пор из-за очень больших T и P . Все это определяет невозможность протекания в мантии процессов отделения выплавов в слабо подплавленных породах. Расчеты свидетельствуют, что за всю историю Земли капли расплава радиусом в 1 см способны всплыть в астеносфере не более, чем на первые миллиметры [8]. По этим же причинам, а также вследствие ничтожного содержания летучих компонентов, в мантии не возможно образование и движение флюидных потоков и протекание магмообразующих процессов метасоматоза. Наблюдения в зонах ультраметаморфизма свидетельствуют, что анатектический жильный материал остается автохтонным даже при содержании его 30–40 % [8], что согласуется с экспериментальными данными Н. Арндта [10], по которым разделение твердых фаз и расплава в перидотите происходит лишь при плавлении более чем на 40 %.

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, там чаще всего были уничтожены и нижние кимберлитсодержащие части континентальной литосферы. Это объясняет природу правила Клиффорда – присутствие алмазоносных кимберлитов лишь в районах с изотопным возрастом метаморфических комплексов более 1,5 млрд. лет.

Происхождение алмаза. Вследствие большей высокотемпературности поля графита по сравнению с алмазом на диаграмме P - T и высокой (более $2000^\circ C$) первичной температуры магматического океана при зарождении преобладающей части континентальной литосферы сначала был устойчив графит (рис. 1). По мере остывания океана графит переходил в алмаз. Это объясняет присутствие включений графита в центрах роста некоторых кристаллов алмаза [11]. Отрицательный наклон линии перехода графит – алмаз на рис. 1 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 эклогитового 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 в алмазах по сравнению с эклогитовым.

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 и по степени агрегации азота (рис. 2).

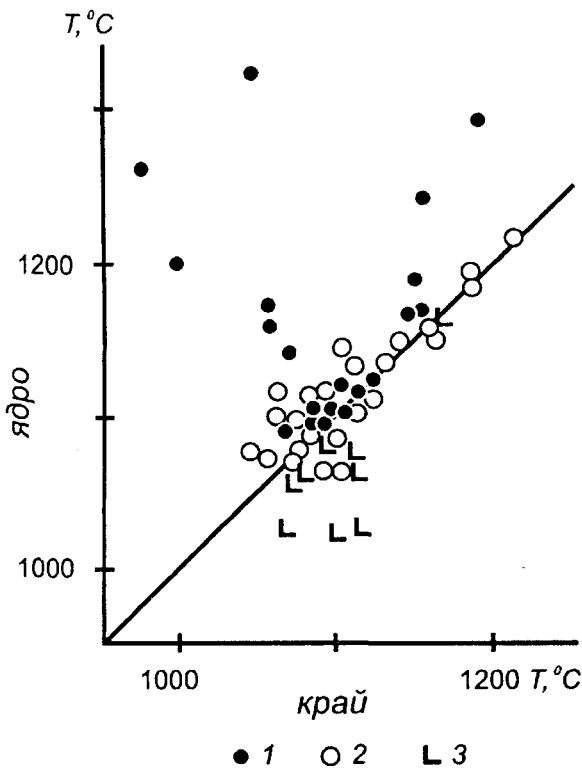


Рис. 2. Соотношение температуры образования центральных и периферических частей октаэдрических (1), ромбододекаэдрических (2) и кубических (3) кристаллов алмаза. Используются данные [12, 13]

При кристаллизации в конце протерозоя верхних частей придонного слоя магматического океана наиболее ранние алмазы должны были начинать кристаллизоваться при еще ультраосновном составе расплава, благоприятном для образования октаэдрических кристаллов алмаза [4]. Небольшая скорость остывания глубоких частей магматического океана обусловила большую

длительность (сотни миллионов лет) процессов их образования. Все это привело к формированию крупных малодефектных ювелирных преимущественно октаэдрических кристаллов и объясняет генезис этих изредка встречающихся «именных» [14] алмазов (1 на рис. 1). Их небольшое содержание связано с частичным окислением растворенного в магмах углерода водой, накапливавшейся в остаточных расплавах при процессах кристаллизации.

При остывании и фракционировании содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в формировавшихся остаточных расплавах увеличивалось. В соответствии с установленной зависимостью кристалломорфологии алмаза от состава и вязкости кимберлитовых расплавов [4] 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 и кубическую, характерную для зональных алмазов многих лампроитов и богатых кремнекислотой архангельских кимберлитов [15]. 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 [11] и объясняет обилие флюидных и солевых включений, а также высокие содержания кремнекислоты (до 70 % [1]) в некоторых расплавных включениях в кубических кристаллах. В последних остаточных расплавах (участки 4 и 5 на рис. 1) формировались желтые с большим количеством дефектов и азота кубические алмазы разновидности II по классификации Ю.Л. Орлова, серые кубы с прозрачной центральной частью и с переполненной включениями внешней оболочкой разновидности III, алмазы в рубашке с обычно октаэдрической прозрачной центральной частью и с фибрилярной кубической оболочкой разновидности IV, темные алмазы с октаэдрическим ядром и с округлой мутной оболочкой разновидности V. Прозрачные ядра этих алмазов возникли 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 сростков и поликристаллических агрегатов разновидностей VI–X. Особенно интенсивно такие разновидности формировались в начале процессов преобразования кимберлитовых 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.

Содержание кремнекислоты и других расплавофильных компонентов в расплаве при декомпрессионно-фрикционном плавлении кимберлитовых субстратов уменьшалось. В соответствии с установленной зависимостью кристалломорфологии алмаза от состава расплавов [4] это приводило к кристаллизации преимущественно октаэдров на поздних стадиях плавления (3 на рис. 1). При зарождении магм в менее глубинных относительно богатых кремнекислотой дифференциатах придонного слоя магматического океана поднимающиеся магмы относительно быстро выходили из поля стабильности алмаза. Это обусловило небольшой размер формировавшихся октаэдров и объясняет значительно большее содержание октаэдров среди микроалмазов по сравнению с макроалмазами в архангельских [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 значительный размер и количество сформированных октаэдрических алмазов, характерных для кимберлитов Западной Якутии. В это время в них образовалась большая часть алмазов разновидности I по Ю.Л. Орлову. Температура на ранних этапах декомпрессионно-фрикционного плавления чаще всего повышалась вследствие интенсивного фрикционного тепловыделения [8] и объясняет обычно несколько повышенную температуру краевых частей кубических кристаллов по сравнению с центральными (рис. 2). Формирование кимберлитовых магм в процессе тектонических деформаций обусловило частое присутствие следов пластических деформаций и обламывания центральных частей кристаллов алмаза [3]. Завершение роста алмазов в якутских кимберлитах происходило в среде сформированной бедной кремнекислотой маг-

мы, относительно слабо пересыщенной углеродом, с низкой концентрацией азота и других газов, что привело к возникновению бездефектной однородной области зональных кристаллов [3].

Зависимость содержания и крупности алмазов от состава кимберлитов. При рассматриваемом магматическом происхождении алмазов должна существовать связь состава кимберлитов не только с кристалломорфологией алмазов [4], но и с их содержанием и размером. Некоторые исследователи отмечали, что повышенному содержанию алмазов благоприятны повышенные количества магния и хрома [16] и пониженные содержания титана [17] в кимберлитах. Выполненный анализ показал, что средние содержания алмаза повышаются с ростом количества CaO (рис. 3, А) и с уменьшением количества TiO₂ (рис. 3, Б) в трубках. 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, которые сформировали повышенное количество кристаллов алмаза. Содержание TiO₂ понижается с ростом количества CaO. Поэтому титанистость магм, вероятно, прямо не влияла на алмазность и отражает лишь высокое содержание углерода в малотитанистых магмах.

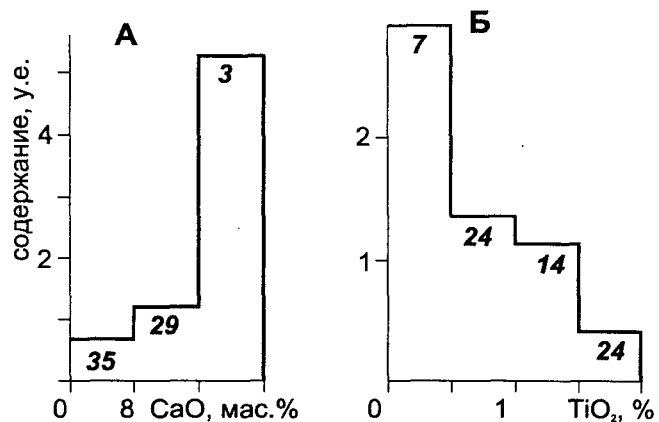


Рис. 3. Средние содержания алмаза (у.е. – условные единицы) в кимберлитовых и лампроитовых трубках с различными содержаниями CaO (А) и TiO₂ (Б). Цифры у линий содержаний (на этом и других рисунках) – количество использованных определений. Здесь и на рис. 4–6 использованы данные [18]

Давно известна прямая связь алмазности кимберлитов с высоким содержанием хрома в пиропсах и других минералах. Существование этой связи, 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 образования. Сказанное позволяет предполагать, что величины хромистости граната и CaO/TiO_2 должны прямо коррелироваться с алмазоносностью кимберлитов. Это согласуется с рис. 4, который иллюстрирует, что составы уникально высокоалмазоносных кимберлитовых трубок (Нюрбинская, Ботубинская, Интернациональная, Снэп-Лейк и др.) располагаются в поле 1 с наибольшими величинами максимальной хромистости граната во включениях и CaO/TiO_2 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/TiO_2 в породах являются необходимыми, но недостаточными условиями высокой алмазоносности кимберлитов. Видимо существуют и другие, хотя и менее значительные факторы, оказывающие влияние на содержание алмазов.

Средний вес (крупность) алмазов увеличивается с уменьшением содержания в кимберлитах кальция, с возрастанием количества титана и величины $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (рис. 5), т.е. наблюдается противоположная зависимость, чем для содержания алмаза. Существование обратной зависимости

подтверждается снижением среднего веса алмазов в трубках при увеличении их содержания (рис. 6).

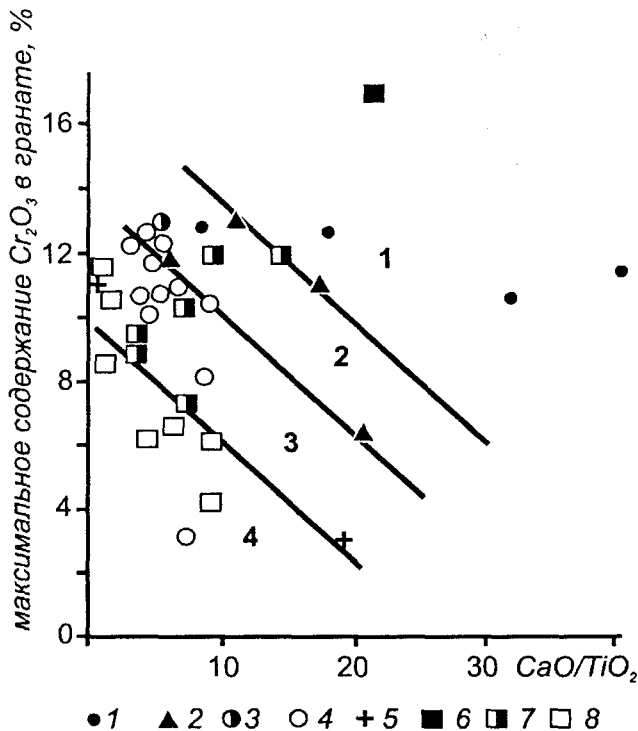


Рис. 4. Соотношения максимальной хромистости граната во включениях в алмазе с величиной CaO/TiO_2 в кимберлитовых трубках с уникальной (1), высокой (2), средней (3), низкой (4) и скудной (5) алмазоносностью и с содержанием алмазов 1–7 (6), 1–0,3 (7) и менее 0,3 (8) карат/т. 1–5 – отечественные, 6–8 – зарубежные трубки. Поля составов кимберлитов с преимущественно уникальной (1), высокой (2), средней (3) и низкой и скудной (4) алмазоносностью

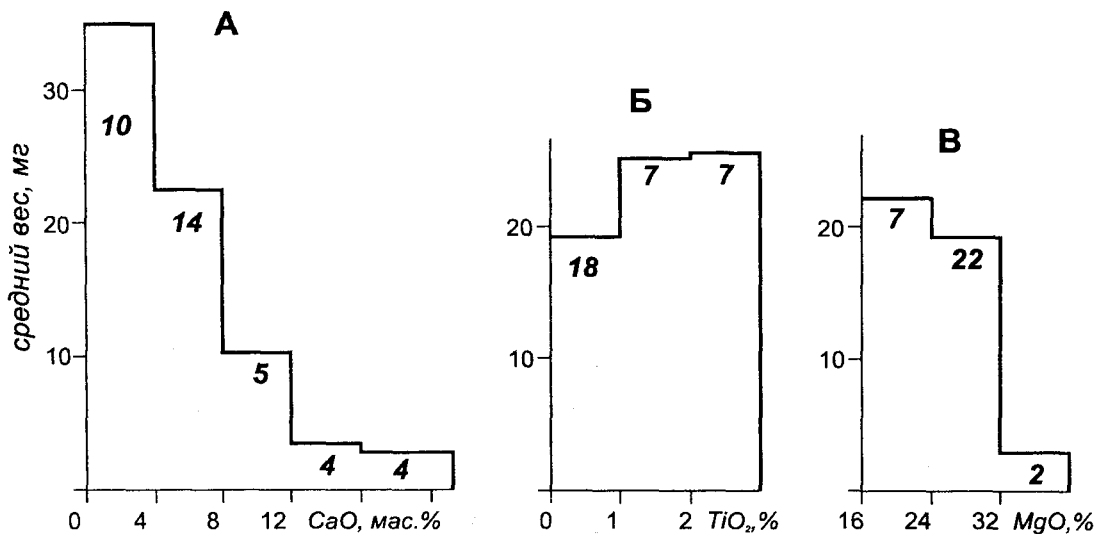


Рис. 5. Средний вес кристаллов алмаза в кимберлитовых и лампроитовых трубках с различными содержаниями CaO (А), TiO_2 (Б) и MgO (В)

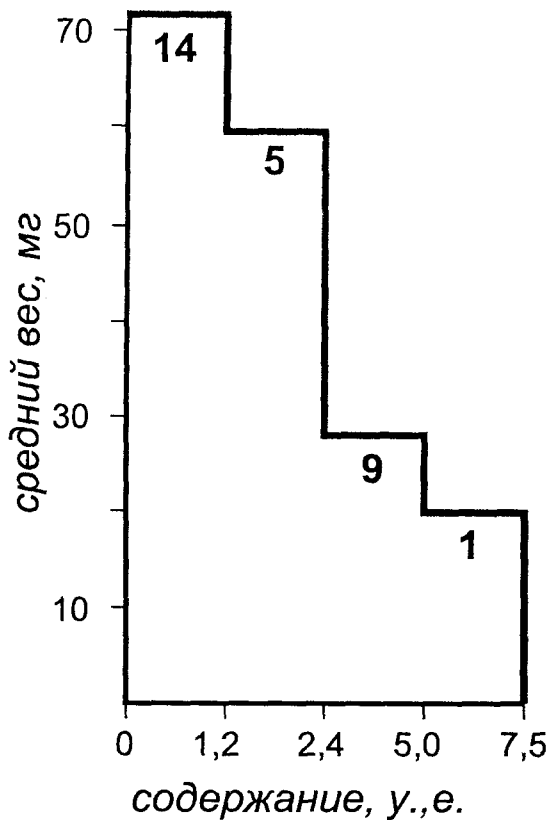


Рис. 6. Средний вес кристаллов алмаза в трубках с различным его содержанием

Происхождение таких тенденций может быть обусловлено рассмотренным выше присутствием двух генетических разновидностей алмаза в кимберлитах. Наиболее ранние и крупные из них возникли в процессе образования исходных субстратов кимберлитовых магм путем фракционирования глубинных частей магматического океана. В кимберлитах такие алмазы имеют реститовый генезис.

В высокоалмазоносных глубинных кимберлитах большая часть алмазов (примерно 90–95 %) 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 воды при плавлении, что демонстрирует схематическая реакция,

$$K + Pc + CH_4, H_2^{Cy} + CO_2^{Pc} \rightarrow Pc_{<CO_2} + Cy_{<CH_4, H_2} + C^{Al}$$
 где 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 [8]. 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 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 низкого содержания в них раннемагматических мелких алмазов и общей низкой их алмазоносности. Это же является причиной повышенного среднего размера и качества содержащихся в них алмазов, если количество ранних реститовых алмазов в них было близким к таковому в глубинных кимберлитах.

Таким образом, учет современных данных о горячем образовании Земли приводит к пересмотру существовавших представлений о генезисе мантии, кимберлитов и алмаза и объясняет природу ранее непонятных особенностей состава и распространения кимберлитов и распределения и крупности присутствующих в них алмазов. Существуют две генетических разновидности алмаза. Наиболее ранние и крупные алмазы сформировались в процессе медленной высокобарической кристаллизации и фракционирования нижнего перидотитового слоя постагрегационного магматического океана и являются реститовыми. Поздние не крупные алмазы возникли в процессе декомпрессионно-фрикционного плавления кимберлитовых по составу субстратов, т.е. имеют раннемагматическое происхождение.

Литература

1. Navon O., Izraeli E.S., OKlein-Ben D. Fluid inclusions in diamonds – the carbonatitic connection // 8th Kimberlite Conference. Long Abstract. Victoria, Canada, 2003.
2. 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.
3. Бескрованов В.В. Онтогенез алмаза. – Новосибирск: Наука, 2000. – 264 с.

4. Шкодзинский В.С. Влияние вязкости расплавов на кристалломорфологию алмаза // Записки РМО. – 2005. – Ч. СXXXIV, № 5. – С. 51–56.
5. Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. – 240 с.
6. Hofmeister A.M. Effect of hadean terrestrial magma ocean on crust and mantle evolution // J. Geophys. Res. – 1983. – V. B88, № 6. – P. 4963–4983.
7. Beard B.L., Taylor L.A., Sherer E.E., Johnson C.M., Snyder G.A. 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.
8. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. – Якутск: изд. ЯНЦ, 1995. – 168 с.
9. Таблицы физических величин. Справочник / Аверин В.Г., Аронзон Б.А., Бабаев Н.С. и др. – М.: Атомиздат, 1967. – 1006 с.
10. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. – 1977. – V. 76. – P. 424–428.
11. Буланова Г.П., Барашков Ю.П., Тальникова С.Б., Смелова Г.П. Природный алмаз – генетические аспекты. – Новосибирск: Наука, 1993. – 168 с.
12. Taylor W.R., Kiviets G. Gurney J.J. et al.

Growth history of an eclogitic diamond from the Kaal Vallei kimberlite, South Africa – an infrared, cathodoluminescence and carbon isotope study // 6th International Kimberlite Conference. Extended Abstracts. – Novosibirsk, 1995. – P. 617–619.

13. 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.

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

15. Захарченко Д.Л., Каминский Ф.В., Милледж Х.Дж. Внутреннее строение алмазов Архангельской провинции // Докл. АН СССР. – 1994. – Т. 338, № 1. – С. 69–73.

16. Благулькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Якутии // Сов. геология. – 1969. – № 7. – С. 82–91.

17. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов и факторы их алмазоносности. – Л.: Недра. – 1965. – 160 с.

18. Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерогения, прогноз). – М.: НИИ-Природа, 2005. – 540 с.



УДК 551.215.4 (571.56)

О перспективах алмазоносности южного борта Вилюйской синеклизы

В.П. Афанасьев, Н.Н. Зинчук, Э.Д. Избеков, Б.П. Подъячев

Проанализированы перспективы алмазоносности южной части Вилюйской синеклизы. Отмечается её слабая изученность. Последние находки индикаторных минералов алмазоносных кимберлитов – пиропов лерцолитовой ассоциации и пикроильменитов свидетельствуют о наличии реальных предпосылок для постановки здесь поисково-разведочных работ, особенно на Якутском и Верхне-Синском поднятиях.

Diamond content prospects of the southern part of Viluy syneclise are analyzed. Its slight studying is noted. Recent finds of indicator minerals of diamond-bearing kimberlites – pyropes of lherzolite association and picroilmenites show there are real preconditions for prospecting-exploting works, arrangement Particularly in Yakutsk and Upper-Sinsk uplifts.

АФАНАСЬЕВ Валентин Петрович – д.г.-м.н., в.н.с. ИГИГ СО РАН; ЗИНЧУК Николай Николаевич – д. г.-м. н., акад. АН РС(Я); ИЗБЕКОВ Эдгар Дмитриевич – д.г.-м.н., в.н.с. ИГАБМ СО РАН; ПОДЪЯЧЕВ Борис Петрович – вед. геолог ГУП «Якутская поисково-съёмочная экспедиция» Госкомгеологии РС(Я).

Сибирская платформа очень неравномерно изучена в плане перспектив коренной и россыпной алмазоносности. Одним из практически не