

## ЭКЗОГЕННЫЙ МЕХАНИЗМ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

О.Г. Сорохтин, Н.О. Сорохтин<sup>1</sup>

Институт океанологии РАН  
им. П.П. Ширшова

<sup>1</sup> Геологический институт КНЦ РАН

Происхождение алмазов теснейшим образом связано с общим планетарным развитием Земли. Поэтому обоснование предлагаемых механизмов образования алмазов и алмазоносных пород ведется с точки зрения современной концепции глобальной эволюции Земли.

На основании этой концепции в работе описывается экзогенный механизм образования алмазов, согласно которому расплавы алмазоносных пород возникают благодаря переплавлению пелагических океанических осадков, затянутых на большие глубины по древним зонам поддвига плит под континенты. Однако только тяжелые железорудные осадки, плотность которых превышала среднюю плотность континентальных литосферных плит (около 3,2 г/см<sup>3</sup>), могли погружаться на большие глубины вплоть до подошвы этих плит. Из геологической летописи известно, что такие осадки отлагались только в конце архея и во второй половине раннего протерозоя. Но в архее, благодаря высоким тепловым потокам, толщина континентальных литосферных плит (вместе с континентальной корой) не превышала 60–80 км. В протерозое же возникли зоны поддвига плит, а мощность континентальных литосферных плит (вместе с земной корой) быстро возросла до 200–250 км. Именно по этой причине расплавы глубинных алмазоносных пород – кимберлитов и лампроитов могли возникать только во второй половине раннего протерозоя около 2,2–1,9 млрд лет назад. Образование алмазов объясняется восстановлением углерода за счет экзотермических реакций его оксидов с углеводородами органического происхождения. Отсюда следует, что весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения. Об этом же говорят изотопные данные и газово-жидкие включения в алмазах.

## THE EXOGENOUS MECHANISM OF ORIGIN OF DIAMONDS

O.G. Sorokhtin, N.O. Sorokhtin

The origin of diamonds is close connected by an image to the general planetary development of the Earth. Therefore the substantiation mechanisms of diamonds formation and diamondiferous rocks is conducted from a point of view of the modern concept of a global evolution of the Earth.

On basic this concept Earth activity, the exogenous mechanism of formation of diamonds are described. According to this mechanism, melts of

diamondiferous rocks arise owing to a re-melt of the pelagic oceanic sediments delayed on the big depth on ancient subduction zones under continents. However, only heavy iron-ore sediments, which density exceeded average density of continental lithospheric plates (about 3,2 g/cm<sup>3</sup>), could be immersed on the big depth down to a sole of these plates. From a geological annals it is known, that such sediments deposited only at the end of an Archean and in the second half of an early Proterozoic. But in an Archean, owing to high heat flows, the thickness of continental lithospheric plates (together with a continental crust) did not exceed 60–80 km. In Proterozoic there were subduction zones, and thickness of continental lithospheric plates (together with an earth's crust) is fast has increased up to 200–250 km. For this reason melts of deep diamondiferous rocks – kimberlites and lamproites could arise only in the second half of an early Proterozoic about 2,2–1,9 of billions years ago. Formation of diamonds speaks restoration of carbon due to exothermal reactions of its oxides with hydrocarbons of an organic origin. From here follow, that all carbon in diamonds only an exogenous origin. About this speak isotopic data and gas-liquid inclusions in diamonds.

## ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОНОСНЫХ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ПОРОД

К коренным алмазоносным породам, как известно, относятся кимберлиты и лампроиты – глубинные магматические породы, обычно встречающиеся только на древних континентальных платформах и залегающие в них в форме субвулканических тел – трубок взрыва (диатрем) или магнаподводящих даек. Родственными им, но несколько менее глубинными породами являются карбонатиты и щелочно-ультраосновные породы с достаточно широким спектром составов. Однако общей их чертой является низкое содержание кремнезема и относительно повышенные концентрации магния, что позволяет относить все эти образования к ультраосновным породам. В противоположность классическим ультраосновным породам мантийного происхождения перидотитового ряда, кимберлиты, лампроиты и щелочно-ультраосновные породы обогащены титаном, щелочами (прежде всего калием), фосфором, редкими литофильными и летучими элементами, в том числе водой и углекислым газом (особенно карбонатиты).

Кимберлиты по сравнению с мантийными породами несколько обеднены такими петрогенными элементами, как Si, Mg, Na, Cr, и Ni, тогда как содер-

жания в них Al, Fe, Mn и некоторых рудных элементов (Co, Zn) почти соответствуют концентрациям в лерцолитах. Но самой характерной чертой кимберлитовых пород является их явное обогащение рассеянными и литофильными элементами. Особенно это касается литофильных и редкоземельных элементов. По нашим оценкам, учитывающим энергетический баланс Земли [11, 12], обогащение кимберлитов калием достигает 87 раз. Для урана и тория получаются еще большие величины: соответственно в 1200 и 2300 раз. Кроме того, в мантии содержится около 110 г/т углекислого газа и не более 0,05% воды. По данным же Дж. Доусона [3] в кимберлитах содержится около 3,3–7,1% CO<sub>2</sub> и 5,9–18,7% H<sub>2</sub>O, откуда следует, что кимберлиты обогащены этими летучими соединениями соответственно в 300–650 и 120–370 раз. Следует также обратить внимание на то, что в минералах кимберлитов, да и в самих кристаллах алмазов [16] часто встречаются включения газообразных и жидких углеводородов и даже спиртов и более сложных органических соединений, совершенно неустойчивых в РТ условиях мантии. Все это существенно обостряет проблему происхождения кимберлитов и определения механизмов столь высокого обогащения этих пород литофильным и элементами при одновременном сокращении в них кремнезема.

Успехи современной «петрологической» баротермометрии, основанной на изучении зависимости минеральных ассоциаций в эклогитах и перидотитах от давления и температуры, позволили по ксенолитам, вынесенным кимберлитовыми магмами с различных уровней подкоревой литосферы, восстановить положение древних геотерм, существовавших в литосферной мантии под кимберлитовыми диатремами во время формирования минерального состава пород, соответствующих этим ксенолитам. Обобщая эти данные удалось более или менее уверенно очертить область существования в мантии алмазоносных эклогитов и гранатовых лерцолитов [3, 5]. Она оказалась достаточно широкой: при давлении  $P$  около 50 кбар, температурный диапазон составил 1120–380 °С, а при 70 кб – 1300–1500 °С. Для гранатовых лерцолитов эта область не менее широкая и ограничена температурами 900–1400 °С (рис. 1).

При изучении генезиса кимберлитовых магм и выносимых ими ксенолитов вмещающих пород важно помнить, что на глубинах алмазообразования от 150 до 220 км температура плавления мантийного вещества (гранатовых лерцолитов), судя по экспериментальным данным [17], достигает соответственно 1600 и 1700 °С. Отсюда следует важный вывод, накладывающий жесткие ограничения на

возможный круг гипотез алмазообразования. Оказывается, что генерация значительно более низкотемпературных кимберлитовых магм должна была происходить без плавления мантийного вещества.

В рамках «классических» представлений о происхождении алмазоносных кимберлитов за счет плавления обогащенного летучими соединениями вещества верхней мантии, многие вопросы остаются без ответов.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ

Большинство классических моделей образования алмазоносных пород невозможно согласовать по всем параметрам с РТ условиями и химией мантии. Именно по этой причине, рассматривая вопрос о происхождении кимберлитов и родственных им пород с позиций тектоники литосферных плит, еще в конце 70-х, начале 80-х годов XX века, мы пришли к выводу, что все вещество кимберлитовых, лампроитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм произошло за счет переплавления пелагических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубины под континенты. Однако обычные осадки современного типа из-за их малой плотности не могут затягиваться на большие глубины. Для этого плотность попавших в зоны поддвига плит осадков должна была превышать среднюю плотность континентальных плит [6]. Но такие богатые железом, а потому и плотные (тяжелые) пелагические осадки отлагались лишь в раннем докембрии, они только и могли затягиваться («проваливаться») по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские континентальные щиты.

Проблема происхождения этих экзотических пород наиболее подробно рассмотрена в наших статьях и монографиях [8, 9, 11, 12]. Согласно разработанной в этих работах модели, алмазоносные кимберлиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты пород океанической коры и тяжелых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 2). При этом из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами «проваливаться» в зоны поддвига плит и служить в них «смазкой». Поэтому, вероятно, зоны поддвига плит в конце раннего

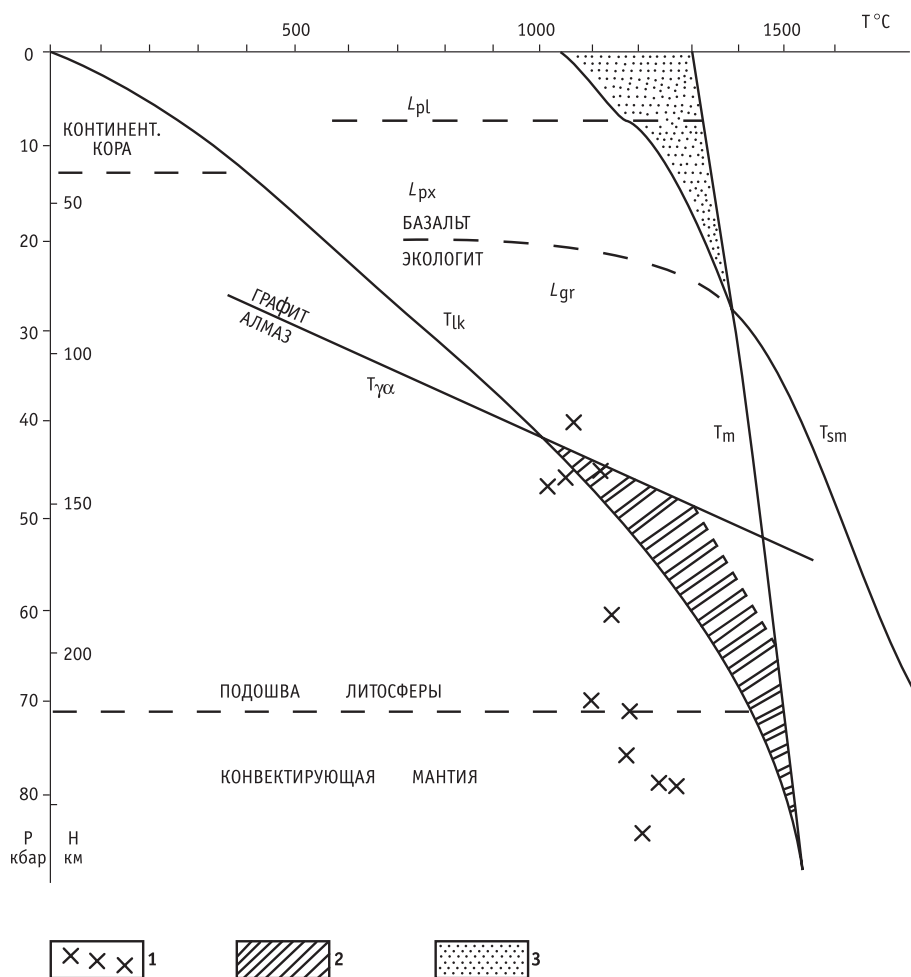


Рис. 1. Термодинамические условия образования алмазов: 1 – P-T условия образования алмазов по Ф.В. Каминскому [5]; 2 – наиболее вероятные условия формирования алмазов по рассматриваемой в данной работе модели; 3 – область существования ювенильных мантийных (базальтовых) расплавов;  $T_m$  – температура мантии;  $T_{sm}$  – температура солидуса мантийного вещества;  $T_{лк}$  – современная геотерма под архейскими щитами;  $T_{\gamma\alpha}$  – температура фазового перехода графит – алмаз;  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  – области существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов

протерозоя (во время Свекофенской орогении) и в среднем протерозое в основном были амагматичными, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма. В связи с этой идеей (и вопреки распространенному мнению) мы считаем, что алмазоносные кимберлиты, лампроиты и карбонатиты нельзя причислять к мантийным породам. Эту группу пород, скорее, следует называть псевдомантийными. Что же касается встречающихся в них эклогитовых ксенолитов и включений гранатовых перидотитов, то практически все они являются метаморфизованными осколками базальтового и серпентинитового слоев бывшей океанической коры.

В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя – от 1,8 до 2,2 млрд лет назад или, в некоторых редких случаях, эпохой среднего протерозоя. Это связано с тем, что в архее еще не существовало условий для генерации магм рассматриваемого типа, поскольку исключительно высокая тектоническая активность Земли и очень большие тепловые потоки не допускали тогда увеличения мощности континентальных литосферных плит вместе с континентальной корой выше 60–80 км. Зон же субдукции в архее вообще не существовало, так как их тогда заменяли зоны скучивания и торошения сравнительно тонких океанических литосферных пластин существенно базальтового состава. Лишь после выделения земного ядра в конце архея около 2,6 млрд лет назад возникли первые зоны субдукции, а мощность архейских континентальных литосферных плит стала быстро возрастать [12].

Задача о затачивании осадков в зоны поддвига литосферных плит решалась нами по законам теоретической механики с использованием теории смазки трущихся механизмов [10]. Полученные решения были проверены по строению современных зон субдукции. Основная разница между решениями задачи для легких (современных) и тяжелых (раннепротерозойских)

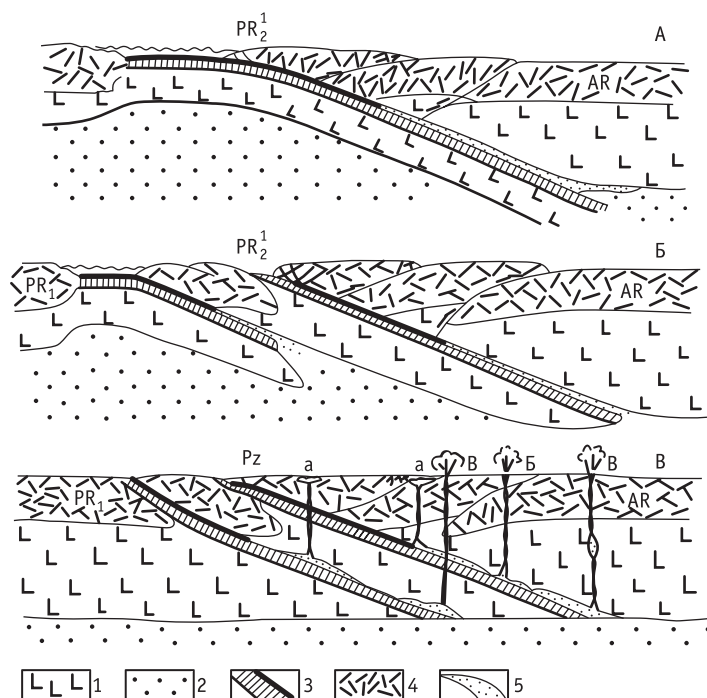


Рис. 2. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов [11]: А – ситуация в конце раннего протерозоя; Б – на рубеже раннего и среднего протерозоя; В – в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: а – щелочно-ультраосновных интрузий; б – меллитовых и карбонатитовых интрузий; в – алмазоносных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов). 1 – литосфера; 2 – астеносфера; 3 – раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 – континентальная кора (AR – архейского, PR<sub>1</sub> – раннепротерозойского возраста), 5 – глубинные расплавы

осадков состояла лишь в том, что мощность легких осадков в зазорах трущихся плит оказывалась в 2–3 раза большей, чем их исходная толщина, тогда как мощность тяжелых осадков в таких зазорах всегда оказывалась меньше их исходной толщины [6].

Оценки показывают, что плотность железистых осадков раннего протерозоя действительно была выше средней плотности континентальных литосферных плит ( $\rho_1 \approx 3,2 \text{ г/см}^3$ ). Следовательно, такие осадки легко затягивались в зоны субдукции на большие глубины вне зависимости от их вязкости, а при незначительной вязкости могли даже «проваливаться» в зазор между плитами и погружаться вплоть до подошвы континентальных литосферных плит на глубине около 250 км (рис. 3).

Отсюда следует, что кимберлиты и лампроиты формировались в нижних этажах континентальной литосферы в виде маг-

нентальной литосферы в виде магнезиально-щелочных, насыщенных водой силикатных расплавов. При этом, кимберлиты и карбонатиты формировались из богатых карбонатами осадков тропического пояса Земли. Лампроиты же, в отличие от кимберлитов, возникли из насыщенных кремнеземом глинистых осадков бореальных и полярных зон Земли, резко обедненных карбонатными фракциями, но обогащенных гидрослюдами, а, следовательно, и калием. Поэтому можно предположить, что формирование лампроитовых магматических очагов происходило за счет плавления осадков, аналогичных тем, из которых в дальнейшем сформировались и джеспилиты. В этой связи интересно отметить, что в классическом регионе распространения алмазоносных лампроитов – в Западной Австралии, столь же широко распространены и джеспилиты, например в формации Хамерсли. В связи с силикатным составом лампроитовых магм их вязкость должна была быть заметно выше вязкости кимберлитовых силикатно-карбонатных расплавов. В частности, с этим связан и более спокойный режим подъема лампроитовых расплавов, сопровождаемый лишь слабой турбулентностью, не способной к выносу на поверхность крупных глубинных ксенолитов.

Плавление осадков в зонах субдукции происходит в основном за счет диссипации энергии вязкого трения самих осадков и трения литосферных плит. Однако при затягивании тяжелых осадков в зоны поддвига плит такой разогрев оказывается весьма незначительным. В большей мере осадки прогреваются глубинным тепловым потоком, пронизывающим континентальные плиты. Отсюда следует, что температура осадочного потока в зазоре между плитами тогда соответствовала геотерме континентальной плиты. Поэтому попавшие в зону субдукции тяжелые осадки начинали плавиться только на глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекалась с температурой плавления осадков (рис. 5). Но известно, что температура плавления большинства силикатов в



Рис. 3. Условия затягивания тяжелых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты и области формирования расплавов глубинных пород

присутствии воды с повышением давления до 5–10 кбар резко снижается до 600–700 °С [4]. Именно по этой причине плавление железистых пелагических осадков в раннепротерозойских зонах поддвига плит происходило при температурах значительно меньших температуры плавления мантийного вещества, как это и показано на рис. 4.

Лампроиты, как и кимберлиты, также формировались в нижних этажах континентальной литосферы в виде магнезиально-калиевых, насыщенных кремнеземом и водой щелочных силикатных расплавов. Но, в отличие от кимберлитов, без заметного смещения этих расплавов с карбонатными фракциями. Поэтому можно предположить, что формирование лампроитовых магматических очагов происходило за счет плавления бескарбонатных осадков, например железокремнистых и глинистых отложений, аналогичных тем, из которых в дальнейшем сформировались и джеспилиты. В связи с силикатным составом лампроитовых магм их вязкость должна была быть заметно выше вязкости кимберлитовых силикатно-карбонатных расплавов. В частности, с этим связан и более спокойный режим подъема лампроитовых расплавов, сопровождаемый лишь слабой турбулентностью, не способной к выносу на поверхность крупных глубинных ксенолитов.

Из-за наличия эффекта смазки смежных плит тяжелыми осадками, «проваливавшимися» на

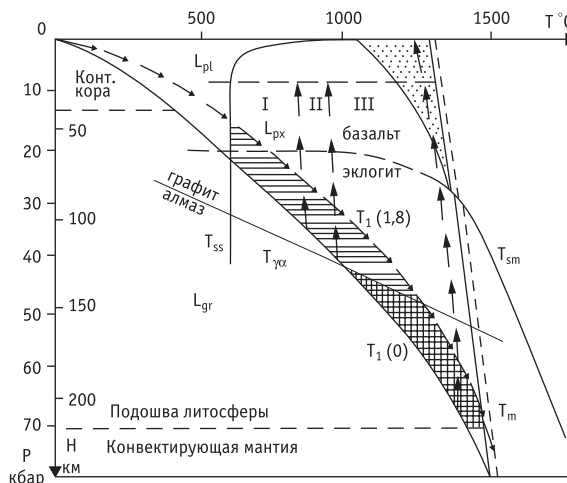


Рис. 4. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм [11]:  $T_m$  – температура мантии;  $T_{sm}$  – температура солидуса мантийного вещества;  $T_{ya}$  – температура перехода графит – алмаз;  $T_{lk}$  – современная континентальная геотерма (древняя геотерма отмечена нисходящими стрелками);  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов;  $T_{ss}$  – температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка – область существования щелочно-ультраосновных и щелочно-карбонатных расплавов; клеточная штриховка – область существования алмазоносных глубинных расплавов лампроитов, кимберлитов и кальциевых карбонатитов; стрелками показаны P-T условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд лет назад и подъема магм в фанерозое; I – область формирования щелочно-ультраосновных интрузий; II – область формирования карбонатитов, мелилититов и безалмазных кимберлитов III – область формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов

глубину, в большинстве раннепротерозойских зон поддвига плит отсутствовал известково-щелочной магматизм островодужного или андийского типов. Поэтому в таких зонах ни базальты, ни, тем более, ультраосновные породы и их полиморфные аналоги не плавилась, а все их метаморфические преобразования происходили в основном изохимически. Об этом, в частности, убедительно свидетельствуют совпадения составов эклогитов из кимберлитовых диатрем, даек и силлов с базальтами океанического дна и островов (см. рис. 5).

На глубоких уровнях, где начинается плавление осадков и ликвация расплавов (т.е. в области формирования силикатно-карбонатных фракций кимберлитовых магм), вероятно, становятся возможными реакции образования мегакристаллов флогопита по калиевым полевым шпатам, оливинов и пиропов по глинистым минералам и пиррофиллиту:

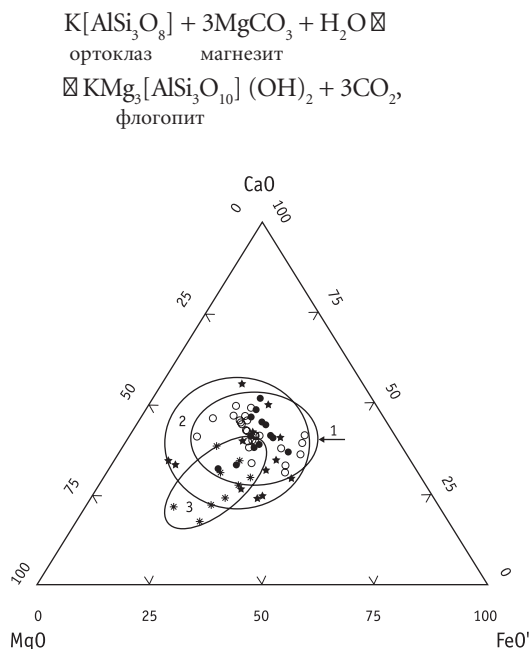
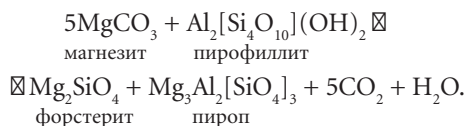
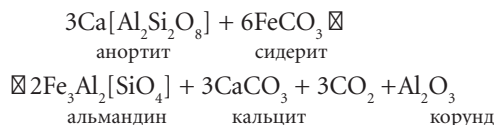
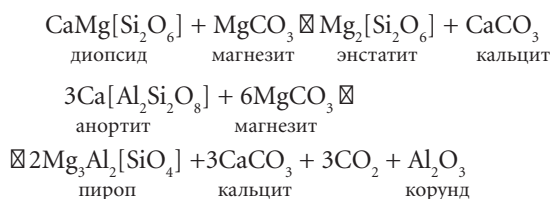


Рис. 5. Диаграмма CaO–MgO–FeO<sub>общ.</sub>: 1 – поле базальтов и габбро срединно-океанических хребтов, построенное по данным [13]; 2 – поле эклогитов Южной Африки по данным [3]; 3 – поле эклогитов Якутии по данным [4]



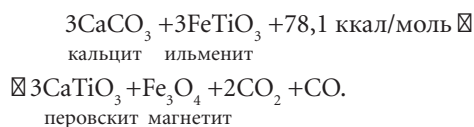
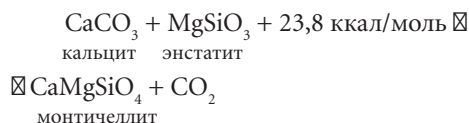
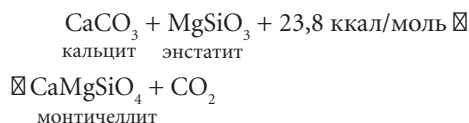
О возможности протекания таких реакций в горячей части зоны поддвига плит говорят размеры мегакристаллов оливинов и гранатов, превышающие иногда 3–7 см и, главное, находки в них включений кимберлитов [3].

В карбонатитах и кимберлитовых карбонатах обычно превалирует CaCO<sub>3</sub>. Это объясняется тем, что в очагах кимберлитовых и карбонатитовых расплавов происходят обменные реакции, при которых магний переходит в силикаты, а кальций – в карбонаты, например:



На еще больших глубинах происходит образование гранатов и корунда с выделением кальцита:

Помимо обменных реакций при еще больших температурах и давлениях, возможно, происходит

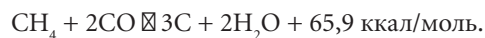


и распад карбонатов с выделением CO<sub>2</sub> и CO, а также с образованием монтichelлита, перовскита и магнетита:

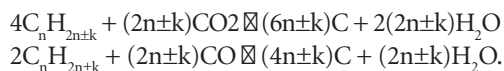
Таким образом, кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Отсюда следует, что кимберлиты и лампроиты вовсе не чисто мантийные, а только псевдомантийные породы, в образовании которых существенную роль играли экзогенные факторы.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗОВ

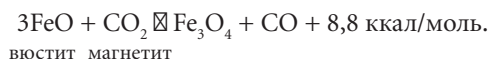
Для образования кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии, например



В общем случае, образование алмазов можно объяснить реакциями взаимодействия углеводородов широкого спектра с оксидами углерода:



Углекислый газ освобождается за счет термической диссоциации карбонатов в горячих частях зоны поддвига плит по эндотермическим реакциям. Окись же углерода может генерироваться и по



экзотермической реакции при окислении, например, вюстита до стехиометрии магнетита:

Необходимые для образования алмазов углеводороды поступали в кимберлиты как за счет термолитиза органических веществ, затаянутых вместе с карбонатными осадками в зоны поддвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов. Но при всех вариантах, и это важно особо подчеркнуть, **весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения.**

Азот, как и углерод, попадает в алмазы из флюидной фазы кимберлитовых и лампроитовых магм, в свое время образовавшихся за счет плавления пелагических осадков, затаянутых на большие глубины под древние континенты.

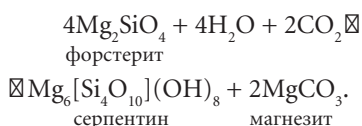
Практически все твердые включения в алмазах представляют собой минеральные фазы высокого давления эклогитового или перидотитового парагенезиса, но все твердые включения в алмазы поступают, в основном, из затаятой на большие глубины океанической коры, а не из ювенильной мантии.

Отмеченные здесь и некоторые другие реакции между углеродом и водородсодержащими соединениями должны приводить к формированию сложного состава флюидной фазы кимберлитов. Особо интересны в этом отношении газожидкие включения в алмазах, сохранившие в запечатанном состоянии составы тех флюидов, из которых они в свое время кристаллизовались. Проведенные К. Мелтоном и Р. Гиардини [16] исследования составов этих включений показали, что в них содержится от 10 до 60% H<sub>2</sub>O; от 2 до 50% H<sub>2</sub>; от 1 до 12% CH<sub>4</sub>; от 2 до 20% CO<sub>2</sub>; от 0 до 45% CO; от 2 до 38% N<sub>2</sub>; около 0,5–1,2% Ar. Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается этилен C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> (около 0,5%) и этиловый спирт C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH (от 0,05 до 3%). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что еще раз

подтверждает резко восстановительные условия образования алмазов. **Весь этот специфический набор газов, по нашему мнению, практически однозначно свидетельствует об экзогенном (не ювенильном) происхождении флюидной фазы, из которой кристаллизовались алмазы в кимберлитах.**

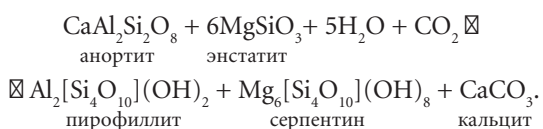
## ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ АЛМАЗОВ И КИМБЕРЛИТОВ

Из рассмотренной модели образования алмазов следует, что в кимберлиты весь углерод поступал только из океанической коры и осадков. В эклогиты большая часть углерода также могла попадать с осадками, заполнявшими в свое время межподушечные пространства в древних лавовых потоках подводных излияний базальтов. В противоположность этому, в гранатовые перидотиты, являющиеся остатками третьего слоя океанической коры, весь углерод мог попадать только в процессе гидратации мантийных пород океанскими водами, насыщенными углекислым газом. При этом образование карбонатов про-



исходило чисто хемогенным путем по реакции серпентинизации:

В присутствии плагиоклазов или кальциевых пи-

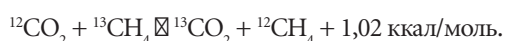


роксенов эта реакция должна была сопровождаться возникновением пирофиллита и кальцита:

При повышенных температурах в зонах поддвига плит гидросиликаты вновь дегидратировались, а часть карбонатов диссоциировала с выделением CO<sub>2</sub>.

Разные источники углерода в алмазах, безусловно, должны были приводить к возникновению в них широких вариаций изотопных составов углерода. По данным Э.М. Галимова [2] вариации δ<sup>13</sup>C в алмазах меняются в широких пределах от +2,7 до -34 ‰, однако абсолютное большинство алмазов кимберлитовых трубок по вариациям δ<sup>13</sup>C

попадает в интервал между  $-8$  и  $-3\%$  и не выходит, как правило, за пределы  $-10$  и  $-2\%$ . С точки зрения рассматриваемой модели, приведенные изотопные вариации углерода объясняются тем, что весь углерод в природных алмазах экзогенного происхождения. При этом заметное его обогащение легким изотопом  $^{12}\text{C}$  происходит за счет вовлечения в реакции алмазообразования органического углерода  $\text{C}_{\text{орг}}$  и углерода abiогенного метана, испытывавшего фракционирование по реакции



Из приведенных выше реакций образования алмазов (и графитов) следует, что их изотопный состав должен существенно зависеть от составов участвующих в реакциях соединений углерода. Так, при образовании алмазов из углеводородов широкого спектра  $\text{C}_n\text{H}_{2n\pm k}$  и карбонатного углерода  $\text{C}_{\text{карб}}$  (в форме  $\text{CO}_2$  или  $\text{CO}$ ), изотопные сдвиги в алмазах определяются сравнительно простыми выражениями

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}} = \frac{4n \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} + (2n \pm k) \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}}{6n \pm k}$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}} = \frac{2n \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} + (2n \pm k) \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}}{4n \pm k}$$

Обычно считается, что в течение последних 3 млрд лет изотопные вариации углерода карбонатов были весьма незначительными  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \approx \pm 2\%$ , хотя в раннем протерозое по некоторым данным они достигали  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} \approx +13$ – $+15\%$ , по стандарту PDB [11]. В тоже время, изотопные сдвиги органического углерода, судя по данным М. Шидловского [18], в конце архея и раннем протерозое достигали ( $-40$ – $-45$ )  $\%$ . В этом случае, для алмазов, образовавшихся благодаря восстановлению  $\text{CO}_2$  найдем, что  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  в среднем равняется  $-12,5$ – $-15\%$ . При образовании же алмаза за счет восстановления окиси углерода  $\text{CO}$ , изотопные сдвиги в алмазах оказываются заметно меньшими:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{алм}}$  от  $-5$  до  $-5,3 \%$ .

Изотопные вариации кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  в гидроксильных группах серпентина и флогопита, на которые приходится большая часть связанной в кимберлитах воды, лежат в пределах от  $6$  до  $+12$ – $+24\%$  по стандарту SMOW, тогда как для мантийных пород  $\delta^{18}\text{O} \approx +5,5\%$  [15]. Предположить столь значительное изотопное фракционирование веще-

ства в мантии очень трудно (а если говорить реально, то просто невозможно). В рассматриваемой модели образования кимберлитов, наблюдаемые распределения изотопов кислорода объясняются самым естественным образом. Гидратация осадков и коренных пород в резервуаре океанской воды приводит к накоплению тяжелого изотопа кислорода до  $+20$ – $+25\%$  в осадках и гидратированных породах, тогда как океанические воды компенсационно должны становятся более легкими.

Для кимберлитов очень характерны резко повышенные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), достигающие  $500$ – $800$  г/т [1, 3]. Подобные концентрации РЗЭ можно встретить только в карбонатах и сиенитах, имеющих родственное с кимберлитами происхождение, а также в фосфоритах и железомарганцевых рудоносных илах, в которых их концентрация доходит до  $880$ – $970$  г/т [1]. Тогда как в ультраосновных породах мантии их

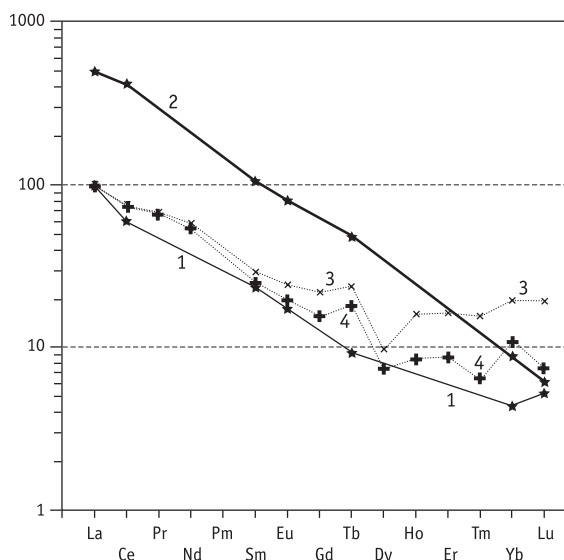


Рис. 6. Средние распределения редкоземельных элементов в кимберлитах и осадках. Данные нормированы по среднему хондритовому распределению [14]: 1 и 2 – распределения РЗЭ в кимберлитах трубки Премьер и Вессельтон, Южная Африка [3]; 3 – распределение РЗЭ в океанических осадках, рассчитано по данным [14]; 4 – распределение РЗЭ в океанических осадках с учетом преимущественного перехода тяжелых РЗЭ в гранаты

содержание лежит в пределах от  $2$ – $3$  до  $20$ – $30$  г/т.

Помимо лантаноидов, кимберлиты существенно обогащены и другими литофильными элементами: Li, B, F, P, Cl, K, Ti, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th и U [3]. Такая литофильная минерализация кимберлитов, совершенно не свойственная мантийным дифференциатам, по нашему мнению,

также убедительно свидетельствует об осадочно-анатектическом происхождении этих уникальных и в высшей степени интересных пород.

В противоположность кимберлитам и родственным им породам, вещество эколгитов после своего образования не плавилось и, следовательно, не подвергалось столь же сильной дифференциации. Поэтому все полиморфные минеральные преобразования и метаморфизм эколгитов, в основном, должны были происходить изохимически. Именно поэтому эколгиты еще лучше сохранили основные черты распределения РЗЭ своих материнских пород – океанских толеитовых базальтов, выплавлявшихся в приповерхностных условиях океанических рифтовых зон (рис. 7). Об этом же свидетельствуют и существенные отличия спектра распределения РЗЭ эколгитов от щелочных базальтов, выплавляющихся на значительно больших глубинах, чем толеитовые базальты.

Кроме того, следует отметить, что описываемая модель формирования лампроитов, кимберлитов, карбонатитов и ксенолитов в них полностью отвечает наблюдаемому в этих породах распределению изотопов неодима и самария, а также изотопов стронция. Учет этих факторов позволяет по неодиму и стронцию оценить источник поступления вещества в глубинный кимберлитовый очаг расплавов. Так, если  $\epsilon Nd < 0$  и  $\epsilon Sr > 0$ , то ким-

берлитовые и лампроитовые расплавы произошли из дериватов мантии, т.е. из базальтов и продуктов их переработки – коровых пород и осадков. Если же  $\epsilon Nd > 0$  и  $\epsilon Sr < 0$ , то в образовании глубинных расплавов приняло заметное участие и вещество мантийных рествитов, например, серпентинитов и продуктов их разрушения.

#### КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОН ЛОКАЛИЗАЦИИ АЛМАЗОНОСНОГО МАГМАТИЗМА

Таким образом, согласно рассмотренной здесь модели образования алмазов:

1. Коренные алмазоносные породы – кимберлиты и лампроиты, а также родственные им породы формировались главным образом на архейской континентальной коре, хотя в некоторых случаях они могли внедряться в протерозойскую кору, но никогда не должны встречаться на молодых (фанерозойских) платформах и, тем более, на океаническом дне.

2. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит свекофеннского (карельского) возраста, функционировавшими около 2,0–1,8 млрд лет назад, хотя иногда могут возникать и над более молодыми гренвилльскими зонами поддвига плит.

3. В соответствии с глубиной образования рассматриваемой серии пород и крутизной падения зон поддвига плит, ближе всего к фронту бывшей зоны поддвига плит, на расстояниях от 100 до 200–300 км от ее фронта, располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и натриевые карбонатиты. Затем (на расстояниях от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и не алмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований – приблизительно на расстояниях от 300 до 600–650 км от фронта раннепротерозойской зоны поддвига плит.

В заключение заметим, что рассмотренная здесь модель образования глубинных алмазоносных пород полностью соответствует геологическим позициям таких классических алмазоносных провинций, как Южная Африка, Западная Австралия, Центральная Канада, Восточная Сибирь

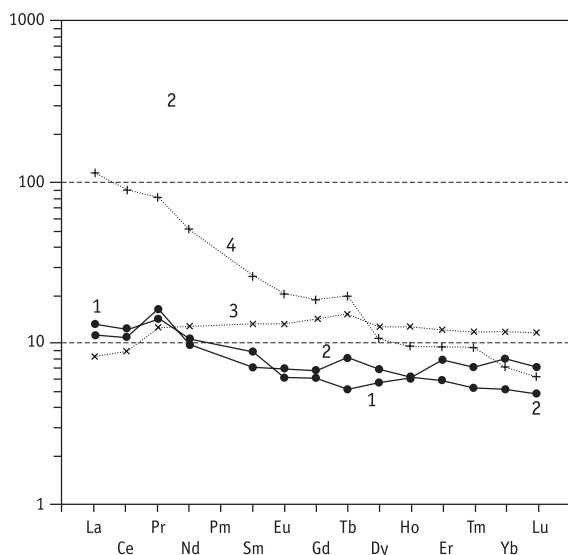


Рис. 7. Распределение редкоземельных элементов в эколгитах и базальтах, нормированных к хондритовому стандарту: 1 – эколгит трубки Робертс-Виктор [3]; 2 – средний эколгит; 3 – средний толеитовый базальт срединно-океанических хребтов; 4 – щелочной базальт (распределения 2 – 4 по работе [1])

(Якутия) и северо-восточные регионы Балтийского щита. Во всех этих регионах алмазоносные породы встречаются только на архейской коре и вблизи раннепротерозойских зон поддвига плит со стороны их нависающего борта. Примеры тому приведены в нашей новой монографии «Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов» (в печати).

Помимо уже выявленных алмазоносных провинций мира, с точки зрения рассматриваемого механизма формирования глубинных расплавов и происхождения алмазоносных пород, не менее перспективными провинциями представляются Балтийский Щит, Русская платформа с Воронежским щитом, а также Украинский щит и некоторые другие щиты архейского возраста.

*Работа выполнена при поддержке Общественного фонда содействия отечественной науки.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. **Галимов Э.М.**  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  алмазов. Вертикальная зональность алмазообразования в литосфере // Труды 27-го Международного геологического конгресса. Докл. Т. 11, секц. С 11. Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. С. 110–123.
3. **Доусон Дж.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
4. **Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.** Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.
5. **Каминский Ф.В.** Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
6. **Монин А.С., Сорохтин О.Г.** О затагивании осадков на большие глубины под континенты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 3. С. 583–586.
7. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
8. **Сорохтин О.Г.** Строение континентальных литосферных плит и происхождение кимберлитов. Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981. С. 161–168.
9. **Сорохтин О.Г.** Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов // Обзор: «Общая и региональная геология, геологическое картирование». М.: ВИЭМС, 1985. 48 с.
10. **Сорохтин О.Г., Лобковский Л.И.** Механизм затагивания океанических осадков в зону поддвига плит // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976, № 5. С. 3–10.
11. **Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О.** Происхождение алмазов и перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1996. 144 с.
12. **Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
13. **Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л.** Некоторые общие закономерности магматизма океанов и вопросы происхождения магматических пород // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 69–87.
14. **Хескин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х.** Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 188 с.
15. **Хефс Й.** Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с.
16. **Melton C.E., Giardini A.A.** Experimental results and theoretical interpretation of gaseous inclusions found in Arkansas natural diamonds // Amer. Miner. 1975. V. 60. P. 413–417.
17. **Takahashi I.** Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 Gpa: Implications on the origin of peridotitic upper mantle // J. Geophys. Res. 1986. V. 91, N 89. P. 9367–9382.
18. **Schidlowski M.** Application of stable carbon isotopes to early biochemical evolution on Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 47–72.